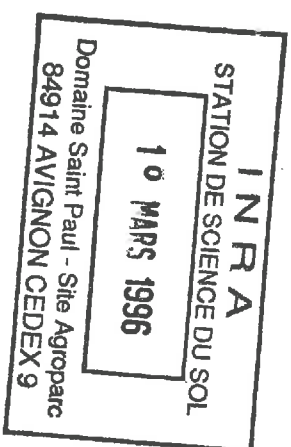


ulp

TH - FC 14a₂

U.E.R. DES SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE
INSTITUT DE GÉOLOGIE
STRASBOURG

THÈSE



présentée à

L'UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR

pour obtenir le grade

DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

par

Christian FELLER

**La matière organique dans les sols tropicaux à
argile 1:1. Recherche de compartiments
organiques fonctionnels.
Une approche granulométrique**

Soutenue publiquement le 2 décembre 1994 devant la Commission d'examen :

Jacques LUCAS, Président

Pierre ALBRECHT

Francis ANDREUX

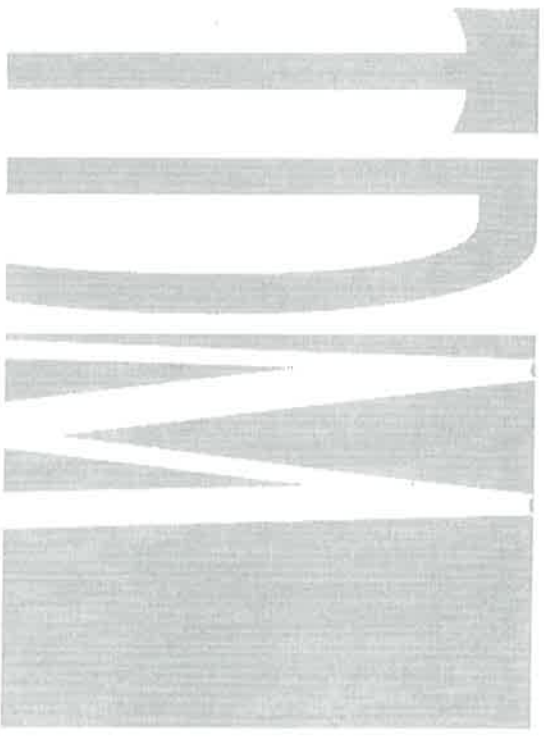
Yvon DOMMERGUES

Gérard GUIRAUD

Georges PEDRO

n° 144

5 microfiches



Thèses et documents microfichés



**Orstom, l'Institut français de recherche scientifique
pour le développement en coopération**

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

© ORSTOM éditions 1995, Paris

ISSN : 0767-922X

ISBN : 2-7099-1286-4

(Feuille volante)
Tableau Q.- SYMBOLISME DES SITUATIONS, PARCELLES ET TRAITEMENTS

Situation	Parcelle	Traitement
F1	1	NPK
	Ja	
↓	↓	↓
type de sol	localisation	occupation du sol
		nombre d'années d'occupation
		Fertilisation ou technique culturale

SITUATIONS

Type de sol (selon classification CPCS, 1967)

- Pf = sols peu évolués sur alluvions, à caractère ferrallitique
 Ps = sols peu évolués sur alluvions, à caractère vertique (smectitique)
 Ad = andisols dystriques
 Ve = vertisols "lithomorphes" (à drainage externe possible)
 Bh = sols bruns ("brun-rouille à halloysite" des Antilles)
 Ft = sols ferrugineux tropicaux peu lessivés
 Fl = sols ferrugineux tropicaux lessivés
 Fi = sols ferrallitiques faiblement désaturés ("ferrisols" des Antilles)
 Fr = sols ferrallitiques moyennement désaturés (ferrallitiques, Togo, Côte d'Ivoire)
 Fo = sols ferrallitiques fortement désaturés à caractère oxisque (latosols du Brésil)
 r = sols "remodelés".

Localisation géographique

- | | | |
|-------------------|-----------------|-------------------------------|
| 1 = Sénégal | 4 = Guadeloupe | 7 = Sainte-Lucie |
| 2 = Côte d'Ivoire | (5 = Dominique) | 8 = Brésil, Etat de São Paulo |
| 3 = Togo | 6 = Martinique | 9 = Brésil, Etat du Parana |

PARCELLES

- Fd ou Fc = Forêts dense ou claire
 SA, Sa ou Sh = Savanes arborée, arbustive ou herbacée
 JA, Ja ou Jh = Jachères arborée, arbustive ou herbacée (souvent pâturée)
 Pn ou Pa = Prairies naturelle ou artificielle
 Rv, Rm ou Rc = Rotations à cultures essentiellement vivrières (Rv), maraichères (Rm) ou plus complexes : associations de cultures vivrières et maraichères ou de cultures vivrières et cultures de rente (Rc)
 Rs = Rotation de blé (riz, maïs), soja
 Am = Rotation arachide-mil, Aj = Rotation arachide-mil avec jachères
 Ca = Canne à sucre, Ba = Banane, An = Ananas, Ar = Arachide, Mi = Mil, Ms = Maïs

La durée d'occupation, pour les jachères et cultures, est précisée en chiffres arabes : 2 pour deux ans, 10 pour 10 ans, etc. Lorsque celle-ci est inconnue (généralement, période très longue supérieure à 20 ans), aucun chiffre n'est utilisé.

TRAITEMENTS

- fm = fumure minérale autre que N, P, K
 N, P, K, ou NPK = fertilisation azotée, phosphatée, potassique ou globale NPK précisée, pour les doses, par des chiffres 0, 1, 2, etc.
 br = brûlis
 ca = chaulage
 la = labour
 co = enfouissement de compost
 pa = enfouissement de paille
 cq = enfouissement de coques d'arachide
 ml = mulch pailleux
 fa = fumure animale par parcage sur les parcelles
 fu = apport de fumier
 te = témoïn

De mon Père,
grand conteur et grand faiseur d'humus,
j'ai probablement hérité du goût des voyages et de l'écriture.

De Laurence,
grande exploratrice de l'esprit,
j'aurai beaucoup appris sur l'indépendance intellectuelle, sur
l'humour et la joie de vivre, et sur le regard chaleureux qu'il
convient toujours de poser sur autrui,

De Henri et Thomas,
déjà grands découvreurs du monde,
je reçois chaque jour le bonheur d'avoir des fils pour qui les
mots : humour, curiosité, tolérance, respect et amitié,
expriment des valeurs essentielles.

A eux quatre,
ainsi qu'à l'inventeur anonyme du premier tamis,
je dédie cette thèse.

Organic matter in tropical soils with 1:1-type clay. In search of functional organic compartments. A particle-size approach

This study deals primarily with deep and well-drained ferrallitic and ferruginous soils, from warm tropical regions. These soils cover wide areas and represent approximately 70 % of the cultivated lands. The important role organic matter (OM) plays in these soils on physical, chemical and biological properties of the surface horizons, has been quoted many times in the literature. It was confirmed in this study for various situations representative of these soils which contain predominantly 1:1 type clays : either soils from West Africa with kaolinite and surface horizons characterized by a coarse texture; clayey soils (Thalysite) from West Indies of volcanic origin and still rich in primary minerals, or clayey soils from Brazil with iron and aluminum oxides and extremely poor in primary minerals. However, beyond these global and relatively classical statistical approaches, few data were available until the last decade on the nature and the dynamics of the different forms of soil OM that exert a particular function towards the biogeochemical cycles. Yet, this problem is quite important in the actual research led on the sustainability of tropical agriculture.

The main objective of this work was thus to identify organic compartments of the soil clearly differentiated in their nature and dynamics that would explain some major biogeochemical functions exerted by the soil.

For some scientific and historical reasons, we preferred a particle-size approach in order to identify in these soils « functional organic compartments ». The OM associated with various sandy, loamy or clayey fractions have thus been characterized from a morphological, chemical and biological point of view, and their « functional character » has been assessed *a posteriori* for three types of biogeochemical functions : functions of « storage » of nutrients (C, N, P, bases), biological functions (internal cycles of mineralization-immobilization), and functions of « sorption and exchange » (cation and anion exchanges, sorption of organic molecules).

On the whole, these data permitted to regroup the different fractions in three principal organic and organo-mineral compartments with a functional character highly dependent on texture which plays a great role in the level of the organic stocks of these soils. We were thus able to distinguish between :

- a « plant debris compartment » (> 20 µm), associated with - but weakly linked to - mineral sands. The high C/N (from 15 to 25) and xylose/mannose (from 5 to 10) ratios were in harmony with the particulate plant character of these OM. The turnover rate of the OM ranged from medium to high values (from 40 to 100 % in 10 years). This compartment was held to be functional in sandy soils essentially, where it fulfilled to a great extent « biological » functions in relation with the short-term processes of mineralization of carbon, nitrogen, and phosphorus ;
- an « organo-silty complex » (2-20 µm) which consisted of OM with a particulate (plant and fungal) character, and organo-mineral microaggregates extremely stable. The C/N (from 10 to 15) and xylose/mannose (from 1 to 3) ratios were lower than those in the « plant residues compartment », which was in harmony with the more humified character of the OM. The turnover rate of the OM ranged from medium to low values (from 20 to 40 % in 10 years). The denomination « complex » shows the difficulty that exists in defining precisely this compartment. The functional character of this compartment was relatively weak. It was expressed in sandy soils essentially, for some functions in relation with the exchange (CEC) and sorption (neutral organic molecules) properties of organic constituents ;
- an « organo-clayey » compartment (< 2 µm) where amorphous OM, humified and strongly linked to mineral particles, predominated. The values of the C/N (from 8 to 11) and xylose/mannose (from 0.5 to 2) ratios were low, in harmony with a partly microbial origin of the OM. The turnover rate of the OM ranged from medium to low values (from 20 to 40 % in 10 years). However, among this compartment, 5 to 15 % of OM were constituted by a fraction solubilized by hot water (denominated EC 0-2), fraction which was enriched in microbial metabolites and extremely active in terms of microbial mineralization and immobilization. The « organo-clayey » compartment could be considered functional - towards the three types of functions studied - for a range of sandy loam to clayey soils having a clay content higher than 10 %. It then carried out « storage » functions (N and P), « exchange » (CEC) and « biological » (mineralization-immobilization of C and N) functions. In the last case, the fraction EC 0-2 played a role of prime importance.

The particle-size approach used for the characterization of « functional organic compartments » in tropical soils containing 1:1 type clays, presented some limits owing to the existing continuation in the properties and functions from coarse to finer soil fractions. However, this approach looks promising for numerous studies conducted in agronomy or ecology.

Key words : Tropical soils, 1:1 type clay, Organic matter, Particle-size fractionation, Functional compartments, Organic management of soils.

RÉSUMÉ

Cette étude concerne essentiellement les sols ferrugineux et ferrallitiques, profonds et bien drainés, des régions intertropicales chaudes. Ces sols occupent des superficies importantes et représentent environ 70 % des terres cultivées. Pour ces sols, l'importance du rôle joué par la matière organique (MO) dans les propriétés physiques, chimiques et biologiques des horizons de surface a été maintes fois signalée dans la littérature. Elle est confirmée ici pour diverses situations très représentatives de ces sols à argile 1:1 ; sols d'Afrique du l'Ouest, à kaolinite et aux horizons de surface à texture grossière, sols argileux à halloysite des Petites Antilles, d'origine volcanique et encore riches en minéraux primaires, sols argileux du Brésil, à oxyhydroxydes de fer et d'aluminium et très pauvres en minéraux primaires. Toutefois, au-delà de ces approches globales et statistiques relativement classiques, on ne disposait, il y a encore une dizaine d'années, que de peu de données sur la nature et la dynamique des différentes formes de MO du sol exerçant une fonction particulière vis-à-vis des grands cycles biogéochimiques. Ce problème est pourtant d'une importance majeure dans les recherches actuelles sur la "durabilité" des agricultures tropicales.

Aussi, l'objectif principal de ce travail a-t-il été de chercher à identifier des compartiments organiques du sol qui soient nettement différenciés par leur nature et leur dynamique, et qui soient explicatifs par rapport à quelques fonctions biogéochimiques majeures exercées par le sol.

Différentes raisons d'ordre historique et scientifique nous ont amené à privilégier, *a priori*, une approche granulométrique en vue d'identifier des "compartiments organiques fonctionnels" dans ces sols. Les MO associées à diverses fractions sableuses, limoneuses et argileuses ont donc été caractérisées aux plans morphologique, chimique et biologique, et leur "caractère fonctionnel" a été évalué, *a posteriori*, pour trois types de fonctions biogéochimiques : des fonctions de "réserve" d'éléments nutritifs (C, N, P, bases), des fonctions "biologiques" (cycles internes de minéralisation-immobilisation) et des fonctions de "sorption et d'échange" (échanges cationiques et anioniques, sorption de molécules organiques).

L'ensemble de ces données conduit à regrouper les différentes fractions en trois compartiments organiques et organo-minéraux principaux dont le caractère fonctionnel s'avère être fortement dépendant de la texture, celle-ci jouant un rôle considérable dans le niveau des stocks organiques de ces sols. On identifie ainsi :

- un "compartiment débris végétaux" ($> 20 \mu\text{m}$), associé mais peu lié aux sables minéraux. Les rapports C/N (15 à 25) et xylose/mannose (5 à 10) élevés sont en accord avec le caractère figuré végétal de ces MO. Le taux de renouvellement des MO est moyen à élevé (40 à 100 % en 10 ans). Ce compartiment est considéré comme fonctionnel essentiellement dans les sols *sableux* où il assure alors, de manière importante, des fonctions "biologiques" relatives aux processus de minéralisation à court terme du carbone, de l'azote et du phosphore ;

- un "complexe organo-limoneux" (2-20 μm), constitué d'un mélange de MO à caractères végétal et fongique figurés, de limons minéraux et de microagrégats organo-minéraux très stables. Les rapports C/N (10 à 15) et xylose/mannose (1 à 3) sont plus faibles que pour le "compartiment débris végétaux" en accord avec le caractère plus humifié des MO. Le taux de renouvellement des MO est moyen à faible (20 à 40 % en 10 ans). La dénomination de "complexe" révèle la difficulté d'une définition précise de ce compartiment. Le caractère fonctionnel de ce compartiment est relativement faible. Il s'exprime essentiellement dans les sols *sablés* pour des fonctions de "sorption et d'échange" relatives aux propriétés de surface des constituants organiques (CEC et sorption des molécules organiques neutres) ;

- un "compartiment organo-argileux" ($< 2 \mu\text{m}$), riche en MO amorphe, humifiée et fortement liée aux particules minérales. Les rapports C/N (8 à 11) et xylose/mannose (0,5 à 2) sont faibles, en accord avec une origine partiellement microbienne de la MO. Globalement, le taux de renouvellement des MO est moyen à faible (20 à 40 % en 10 ans). Toutefois, au sein de ce compartiment, une fraction soluble à l'eau chaude (nommée EC 0-2), enrichie en métabolites microbiens et très active en terme de minéralisation et d'immobilisation microbienne constitue 5 à 15 % de la MO. Le "compartiment organo-argileux" peut être considéré comme fonctionnel, vis-à-vis des trois types de fonctions étudiées, pour les sols *sablo-argileux à argileux* dès lors que leur teneur en argile est supérieure à 10 %. Il remplit alors des fonctions de "réserve" (N et P), des fonctions d'"échange" (CEC) et des fonctions "biologiques" (immobilisation-minéralisation de C et N). Dans ce dernier cas, la fraction EC 0-2 joue un rôle primordial.

En conclusion, même si l'approche granulométrique pour caractériser des "compartiments organiques fonctionnels" dans les sols tropicaux à argile 1:1 montre un certain nombre de limites, dues, en particulier, à l'existence d'un continuum des propriétés et des fonctions quand on passe des fractions grossières aux fractions les plus fines du sol, cette approche apparaît toutefois prometteuse pour aborder de nombreuses thématiques de recherche dans les domaines de l'agronomie et de l'environnement.

Mots-clés. Sols tropicaux, Argile 1:1, Matière organique, Fractionnement granulométrique, Compartiments fonctionnels, Gestion organique des sols.

La materia orgánica en los suelos tropicales con arcilla 1:1 : búsqueda de compartimientos orgánicos funcionales. Un acercamiento granulométrico.

El estudio se refiere sobre todo a los suelos ferruginosos y ferralíticos, profundos y bien drenados de las regiones intertropicales cálidas. Estos suelos ocupan largas superficies que representan alrededor del 70% de las tierras cultivadas. Para estos suelos, la importancia del papel desempeñado por la materia orgánica (MO) sobre las propiedades químicas, físicas y biológicas de los horizontes superficiales ha sido señalada muchas veces en la literatura científica. Se lo confirma aquí en varias situaciones muy representativas de los suelos con arcilla 1:1; suelos de África del Oeste con caolinita y horizontes superficiales con textura gruesa, suelos arcillosos con haloyrita de las Antillas Francesas, de origen volcánica aun ricos en minerales primarios, suelos arcillosos de Brasil con oxihidróxidos de hierro y aluminio, y muy pobres en minerales primarios. Sin embargo, más allá de estos acercamientos globales y de estas estadísticas bastante clásicas, no se disponía, hace unos diez años, de muchos datos sobre la naturaleza y la dinámica de las diferentes formas de MO del suelo que tuvieran un papel peculiar con relación a los grandes ciclos biogeoquímicos. El problema es sin embargo de una importancia mayor en las investigaciones sobre la durabilidad de las agriculturas tropicales;

Por eso, el objetivo principal de este trabajo ha sido investigar sobre la identificación de compartimientos orgánicos del suelo que sean a la vez netamente diferenciados por su naturaleza y su dinámica, y explicativos de algunas importantes funciones biogeoquímicas desempeñadas por el suelo.

Diferentes razones de índole histórica y científica nos llevaron privilegiar, *a priori*, un acercamiento granulométrico a fin de identificar compartimientos orgánicos funcionales en estos suelos. Las MO asociadas a varias fracciones arenosas, limosas y arcillosas han sido caracterizadas en los aspectos morfológicos, químicos y biológicos mientras su carácter funcional ha sido evaluada, *a posteriori*, en tres tipos de funciones biogeoquímicas : funciones de "almacenamiento" de los elementos nutritivos (C, N, P, bases de cambio), funciones biológicas (ciclos internos de mineralización-inmovilización) y de funciones de sorción y de cambio (cambio catiónico y aniónico, sorción de moléculas orgánicas).

El conjunto de los datos nos lleva agrupar las diferentes fracciones en tres compartimientos orgánicos y orgánico-minerales principales cuyo carácter funcional aparece estrechamente ligado con la textura, la misma jugando un papel importante en el nivel de las reservas orgánicas de los suelos. Así se identifica :

- un "compartimiento residuos vegetales" (> 20 µm) asociado pero poco ligado con las arenas minerales. Las relaciones C/N (de 10 hasta 15) y xilosa/manosa (15, 25) elevadas están conforme con el estado vegetal aun reconocible. La tasa de reposición de las MO es mediana a fuerte (40, 100% luego de 10 años). El compartimiento se considera funcional sobre todo en los suelos arenosos donde asegura, a corto plazo y de manera importante, funciones biológicas relativas a los procesos de mineralización del carbono, del nitrógeno y del fósforo ;
- un "complejo organo-limoso" (2-20 µm), constituido por una mezcla de MO con características vegetales y de hongos filamentosos reconocibles, de limos minerales y de microagregados organo-minerales muy estables. Las relaciones C/N (10, 15) y xilosa/manosa (1, 3) son más débiles que las del "compartimiento residuos vegetales" conforme con el carácter más humificado de las MO. La tasa de reposición de las MO es mediana hasta débil (20, 40% luego de 20 años). La utilización de la palabra "complejo" refleja la dificultad de definir de forma precisa el compartimiento.
- Un "compartimiento organo-arcilloso" (< 2 µm), rico en MO no reconocible, humificada, y fuertemente ligada con las partículas minerales. Las relaciones C/N (8, 11) y xilosa/manosa (0,5, 2) son débiles conforme con el origen parcialmente microbiano de la MO. De manera global, la tasa de reposición de las MO es mediana hasta débil (20, 40% luego de 10 años). Sin embargo en el seno del compartimiento, una fracción soluble con agua caliente (llamada EC 0-2), enriquecida con metabolitos microbianos y muy activos en términos de mineralización y inmovilización microbianas constituye entre el 5 y el 15% de la MO. El "compartimiento organo-arcilloso" puede ser considerado como funcional frente a los tres tipos de funciones estudiadas, por los suelos franco arenosos hasta arcillosos cuando el contenido de arcilla es superior al 10%. Desempeña entonces funciones de almacenamiento (N y P), funciones de cambio (CIC) y funciones biológicas (inmovilización-mineralización de C y N). En este caso, la fracción EC 0-2 tiene un papel de primer orden.

En conclusión, el acercamiento granulométrico permite caracterizar los "compartimientos orgánicos funcionales" en los suelos tropicales con arcilla 1:1, pero, a su vez, muestra limitaciones debido a que en particular las propiedades y las funciones, cambian en forma continua: por ejemplo al pasar de las fracciones gruesas a las más finas. Sin embargo este acercamiento es prometededor para abarcar nuevas temáticas de investigación en el ámbito de la agronomía y del medio ambiente.

Palabras claves : Suelos tropicales, Arcilla 1:1, Materia orgánica, Fraccionamiento granulométrico, Compartimientos funcionales, Manejo orgánico de los suelos.

A matéria orgânica dos solos tropicais de argila 1:1: Um estudo dos compartimentos orgânicos funcionais. Uma aproximação granulométrica

Este estudo se refere essencialmente aos solos classificados como "ferrugineux e ferrallitiques"¹, profundos e bem drenados, das regiões intertropicais quentes. Estes solos ocupam extensas áreas, representando aproximadamente 70 % das terras cultivadas. Para estes solos, a importância da matéria orgânica nas propriedades físicas, químicas e biológicas dos horizontes de superfície tem sido mencionada várias vezes na literatura. Importância esta confirmada aqui para situações muito representativas dos solos de argila 1:1, como os solos cauliniticos e de horizontes superficiais arenosos da África do Oeste; os solos de origem vulcânica (halloysíticos) e ainda ricos em minerais primários das Antilhas; e, finalmente, os solos argilosos, ricos em óxidos de ferro e alumínio e muito pobres em minerais primários do Brasil. Já há uma dezena de anos que, além das aproximações globais e estatísticas relativamente clássicas, nós não dispomos mais que poucos dados sobre a natureza e dinâmica de diferentes formas da matéria orgânica do solo, relativas a sua função particular, exercida ao lado dos grandes ciclos biogeoquímicos. Este problema é, portanto, de grande importância para as pesquisas atuais envolvendo a "sustentabilidade" da agricultura nos trópicos.

Assim sendo, o objetivo principal deste trabalho foi o de pesquisar a possibilidade de identificação dos compartimentos orgânicos do solo, os quais são notadamente diferenciados pela sua natureza e sua dinâmica, e que serviriam de explicação para as diferentes relações com as mais importantes funções biogeoquímicas exercidas pelo solo.

Diferentes razões de ordem histórica e científica nos levaram, *a priori*, a privilegiar uma aproximação granulométrica, visando a identificação dos "compartimentos orgânicos funcionais" nestes solos. A matéria orgânica associada às diversas frações arenosas, siltosas e argilosas foi caracterizada nos planos morfológico, químico e biológico e, seu "caráter funcional" foi avaliado, *a posteriori*, por três tipos de funções biogeoquímicas: as funções de "reserva" de nutrientes (C, N, P, bases), as funções "biológicas" (ciclos internos de mineralização-immobilização) e das funções de "absorção e de troca" (trocas catiônicas e aniônicas, absorção de moléculas orgânicas).

O conjunto destes dados conduziu ao reagrupamento das diferentes frações em três compartimentos orgânicos e organo-minerais principais, onde o caráter funcional mostrou ser fortemente dependente da textura, ela mesma com um papel considerável ao nível dos estoques orgânicos destes solos. Nós identificamos assim:

- um "compartimento de *debris vegetais*" (> 20 µm), associado mas pouco ligado aos minerais arenosos. As relações C/N (15 a 25) e xilose/manose (5 a 10) elevadas estão de acordo com o caráter vegetal desta matéria orgânica. A taxa de renovação da matéria orgânica é média a elevada (40 a 100% em 10 anos); Este compartimento é considerado como funcional essencialmente nos solos arenosos onde assume, de forma importante, as funções "biológicas" relativas aos processos de mineralização a curto prazo do Carbono, do Nitrogênio e do Fósforo.
- um "complexo *organo-siloso*" (2 - 20 µm), composto de uma mistura de matéria orgânica, com características vegetais e fúngicas reconhecíveis, com minerais siltosos e com microagregados organo-minerais muito estáveis. As relações C/N (10 a 15) e xilose/manose (1 a 3) são mais fracas que aquelas encontradas no "compartimento de *debris vegetais*", de acordo com a característica mais humificada da matéria orgânica. A taxa de renovação da matéria orgânica é média a fraca (20 a 40% em 10 anos). A denominação de "complexo" revela a dificuldade de definir precisamente este compartimento. O caráter funcional deste compartimento é relativamente fraco e se exprime essencialmente nos solos arenosos, através de suas funções de "absorção e de troca" relativas às propriedades de superfície dos constituintes orgânicos (CEC e absorção de moléculas orgânicas neutras);
- um "*compartimento organo-argiloso*" (< 2 µm), rico em matéria orgânica amorfa, humificada e fortemente ligada às partículas minerais. As relações C/N (8 a 11) e xilose/manose (0,5 a 2) são fracas, de acordo com uma origem parcialmente microbiana da matéria orgânica. Globalmente, a taxa de renovação da matéria orgânica é média a fraca (20 a 40% em 10 anos). Neste compartimento, portanto, existe uma fração solúvel em água quente (chamada EC 0-2), rica em metabólitos microbianos e muito ativa em termos de mineralização e de immobilização microbiana, que constitui 5 a 15 % da MO. O "compartimento organo-mineral" pode ser considerado como funcional para os solos areno-argilosos a argilosos, com teores de argila superiores à 10%, em relação aos três tipos de funções estudadas. Ele exerce assim as funções de "reserva" (N e P), as funções de "troca" (CEC) e as funções "biológicas" (imobilização-mineralização de C e de N). Neste último caso, a fração EC 0-2 assume um papel primordial.

Em conclusão, mesmo que a aproximação granulométrica utilizada para caracterizar os "compartimentos orgânicos funcionais" dos solos tropicais de argila 1:1 mostrem um certo número de limites, devido, em particular, à existência de um contínuo de propriedades e de funções quando nós passamos de frações grosseiras para as frações mais finas do solo, esta aproximação aparece ainda promissora para abordar os numerosos temas de pesquisa no domínio das ciências agrônômicas e ambientais.

Palavras chave: Solos tropicais, Argila 1:1, matéria orgânica, fracionamento granulométrico, compartimentos funcionais, gestão orgânica dos solos.

¹ Solos podzólicos (alfisols e ultisols) e Latossolos (oxisols).

SOMMAIRE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

7

PREMIÈRE PARTIE : PRÉSENTATION DES SITUATIONS ÉTUDIÉES

CHAPITRE I : Présentation générale des milieux et des sols étudiés

17

I.- Aperçu très global du dispositif

17

II.- Plan de la présentation et méthodes d'étude des sols

23

III.- Les situations d'Afrique de l'Ouest

25

IV.- Les situations des Petites Antilles

41

V.- Les situations du Brésil

51

VI.- Synthèse

59

CHAPITRE II : Les facteurs qui déterminent les teneurs et les stocks de matière

71

organique des horizons de surface des sols ferrugineux et ferrallitiques

71

I.- Aspects méthodologiques : variabilité des mesures

71

II.- Les facteurs déterminants les stocks organiques des sols ferrugineux et ferrallitiques

73

III.- Synthèse

90

DEUXIÈME PARTIE : CARACTÉRISATION ET DYNAMIQUE DE LA MATIÈRE ORGANIQUE DES SOLS

CHAPITRE III : La caractérisation de la matière organique des sols

97

I.- Introduction historique, ou quelles méthodes pour quels objectifs ?

97

II.- Méthodes d'étude des fractions granulométriques

103

III.- Caractéristiques des fractions

108

IV.- Synthèse sur la caractérisation de la matière organique des sols

150

CHAPITRE IV : dynamique des matières organiques

159

I.- Les variations pluriannuelles des contenus en carbone des différentes fractions granulométriques selon le mode de gestion des terres : une approche de la dynamique apparente des MO

161

II.- Utilisation de l'isotope en abondance naturelle ^{13}C pour l'étude du renouvellement pluriannuel du carbone des fractions granulométriques

173

III. - Synthèse sur la dynamique pluriannuelle de la MO associée aux fractions granulométriques des sols tropicaux étudiés	197
--	-----

TROISIÈME PARTIE : LES FONCTIONS BIOGÉOCHIMIQUES DES MATIÈRES ORGANIQUES

INTRODUCTION

201

CHAPITRE V : Les fonctions biologiques des matières organiques

207

I. - Introduction

207

II. - Minéralisation du carbone et de l'azote des fractions granulométriques des sols

208

III. - Immobilisation de l'azote de différente origine (urée, apports végétaux, sol) dans les fractions granulométriques du sol. Étude avec ^{15}N

226

IV. - Synthèse sur les fonctions des fractions granulométriques vis-à-vis du cycle interne de l'azote dans les sols ferrugineux et ferrallitiques. Implications agronomiques

245

CHAPITRE VI : Les fonctions d'échange et de sorption des matières organiques

253

I. - Introduction

253

II. - Effets de l'agrégation et de la matière organique sur l'accessibilité aux surfaces minérales et organo-minérales

254

III. - Participation des fractions granulométriques aux propriétés d'échange cationique des sols à argile 1:1

260

IV. - Participation des fractions granulométriques aux propriétés d'échange anionique des sols à argile 1:1. Exemple de l'ion PO_4^{3-}

270

V. - Participation des fractions granulométriques aux processus de sorption de molécules organiques dans les sols à argile 1:1. Exemple d'un herbicide neutre : l'atrazine

281

VI. - Synthèse sur les fonctions d'échange et de sorption des matières organiques associées aux fractions granulométriques des sols ferrugineux et ferrallitiques

296

CHAPITRE VII : Les fonctions de stockage minéral des matières organiques : exemple des bases non échangeables

I.- Introduction	301
II.- Matériel et méthodes	302
III.- Étude des sols non fractionnés	303
IV.- Étude des fractions granulométriques des sols	305
V.- Synthèse sur les fonctions de stockage des bases non échangeables par les matières organiques associées aux fractions granulométriques des sols à argile 1:1	314

CHAPITRE VIII : Synthèse de l'étude des fonctions biogéochimiques de la matière organique dans les sols ferrugineux et ferrallitiques. Implications agronomiques

I.- Introduction	319
II.- Réflexions sur le caractère fonctionnel d'un compartiment organique	321
III.- Méthode d'étude du caractère fonctionnel d'un compartiment	323
IV.- Appréciation du caractère fonctionnel des différents compartiments organiques des sols tropicaux à argile 1:1	327
V.- Quelques considérations sur la gestion organique des sols tropicaux à argile 1:1	336
VI.- Conclusions	343

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

347

BIBLIOGRAPHIE

365

INTRODUCTION GÉNÉRALE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Cette étude concerne les sols ferrugineux et ferrallitiques bien drainés des régions non montagneuses de la zone intertropicale. En se basant sur les données de SANCHEZ (1976), on peut estimer que ces sols représentent de 50 à 60 % de la totalité des sols tropicaux et au moins 70 % des superficies cultivées.

Par suite de leur degré d'altération élevé, la minéralogie de ces sols est généralement dominée par des minéraux primaires siliceux (quartz) et des constituants secondaires sous forme d'argile de type 1:1 (kaolinite, halloysite) et d'oxyhydroxydes de fer et d'aluminium (gèthite, hémate, gibbsite). Leur réserve en minéraux altérables et leur capacité d'échange cationique sont faibles et, par rapport aux autres types de sols du monde, ces sols apparaissent donc potentiellement pauvres en nutriments minéraux essentiels pour les plantes.

Aussi, considère-t-on généralement, mythe ou réalité complexe (GREENLAND *et al.*, 1992 ; SANCHEZ et MILLER, 1986), que la matière organique (MO) de ces sols joue un rôle, direct ou indirect, important dans leur fertilité, en permettant le stockage d'éléments nutritifs, en augmentant la capacité d'échange cationique, en améliorant la stabilité de l'agrégation et les activités microbiennes et enzymatiques (FAUCK *et al.*, 1969 ; MOREL et QUANTIN, 1972 ; BOISSEZON, 1973 ; BOYER, 1982 ; MOREAU, 1983 ; FELLER, cette étude).

Toutefois, au-delà de ces approches globales et statistiques, on a encore relativement peu de données sur la nature et la dynamique des formes de MO qui exercent une fonction particulière vis-à-vis de telle ou telle propriété édaphique. Par ailleurs, il existe actuellement une demande importante au niveau international, dans le cadre des programmes sur les changements globaux, pour une meilleure connaissance de l'impact du mode de gestion des terres sur le stockage de la MO et les flux de carbone et d'azote entre le sol et l'atmosphère. Ceci implique aussi d'essayer d'identifier des compartiments organiques (conceptuels ou naturels) du sol dont les dynamiques soient très variables.

La MO des sols fut longtemps caractérisée par ses constituants humiques : acides fulviques, humique, humines, etc. Si cette approche, appliquée aux sols ferrugineux et ferrallitiques, a permis

de mieux comprendre les processus d'humification en relation avec les facteurs de la pédogenèse (PERNET, 1954 ; THOMANN, 1964 ; PERRAUD, 1971 ; TURENNE, 1977 ; DABIN, 1980/1981), elle apparaît, par contre, *a posteriori*, d'une utilité réduite pour l'analyse des interactions bio-organo-minérales à court ou moyen terme, sujet qui intéresse particulièrement le domaine de l'agro-pédologie. Une des raisons en est que ces constituants sont formés de MO relativement stables. A l'opposé, les travaux de JENKINSON (1966) sur la quantification de la biomasse microbienne des sols mettent l'accent sur un compartiment biologique très actif, au taux de renouvellement très rapide (0,25 an en milieu tropical, DUXBERRY *et al.*, 1989), mais ne représentant qu'une fraction mineure (3 à 5 %) de la MO des sols et quantitativement largement inférieure aux variations observées aux échelles pluri-annuelles évoquées. D'autres approches sont donc indispensables (THEESSEN et STEWART, 1983 ; THEESSEN *et al.*, 1984 ; ANDERSON *et al.*, 1981) pour identifier des compartiments organiques dont la fonction vis-à-vis de quelques propriétés majeures (physiques, chimiques et biologiques) des sols soit plus explicite que l'approche humique, et dont les variations correspondent à des échelles de temps d'un ordre de grandeur supérieur à celui de l'année et prennent en compte l'ensemble de la MO du sol.

Parmi ces approches, depuis une vingtaine d'années, des études de plus en plus nombreuses font appel à des fractionnements physiques des sols, et, en particulier, à des fractionnements granulométriques. L'accumulation de données commence à être significative pour les sols tempérés. Une synthèse récente (CHRISTENSEN, 1992) semble indiquer que cette approche est pertinente même si les travaux sur les "fonctions" des fractions étudiées paraissent encore trop peu développés. Pour le milieu tropical, les données publiées sont beaucoup moins nombreuses par suite d'un nombre plus réduit de chercheurs spécialisés sur ce sujet. Toutefois, ces dernières années, de nombreuses données ont été systématiquement collectées à l'ORSTOM, sur ce thème de recherche, pour les sols tropicaux.

Aussi, l'objectif de ce travail est-il, à partir d'un éventail relativement large de situations tropicales, d'analyser les possibilités offertes par une "approche granulométrique" pour une meilleure identification de "compartiments organiques fonctionnels" dans les sols tropicaux à argile 1:1, avec un accent particulier porté sur les fonctions biogéochimiques de ces sols¹.

Le plan général de ce travail sera le suivant :

- dans une première partie nous présenterons les principales situations retenues puis nous analyserons l'intensité des relations existant entre les teneurs en MO et les propriétés générales des divers types de sols considérés (Chapitre I). Puis, nous tenterons de hiérarchiser les facteurs

¹ Les fonctions de la MO en relation avec les propriétés physiques des sols tropicaux font aussi l'objet de recherches à l'ORSTOM mais ne seront que très peu étudiées dans ce travail.

écologiques qui déterminent les stocks organiques des horizons de surface des sols à argile 1:1 (Chapitre II) ;

- la **deuxième partie** sera consacrée à l'étude *sensu stricto* de la MO du sol : méthode de fractionnement de la MO, caractéristiques morphologiques, chimiques et biochimiques des fractions (Chapitre III), dynamique des MO associées aux différentes fractions granulométriques du sol (Chapitre IV) ;

- dans la **troisième partie**, on abordera différents aspects de la contribution des différentes fractions à quelques cycles biogéochimiques majeurs à travers trois types de fonction de la MO : (i) les "*fonctions biologiques*" de minéralisation et d'immobilisation, avec un accent particulier mis sur le cycle interne de l'azote (Chapitre V), (ii) les "*fonctions de décharge et de sorption*" vis-à-vis des cations (CEC, sélectivité de décharge K/Ca), des anions (phosphate) et de molécules organiques modèles telles que les pesticides (Chapitre VI) , (iii) les "*fonctions de réserve minérale*" avec l'exemple des bases non échangeables (Chapitre VII). Une synthèse de l'ensemble des résultats de la troisième partie sera faite au Chapitre VIII.

Enfin, les **conclusions générales** seront l'occasion de résumer ce travail et de répondre à la question qui fait l'objet de cette thèse.

PREMIÈRE PARTIE

PRÉSENTATION DES SITUATIONS ÉTUDIÉES

CHAPITRE I

**PRÉSENTATION GÉNÉRALE DES MILIEUX
ET DES SOLS ÉTUDIÉS**

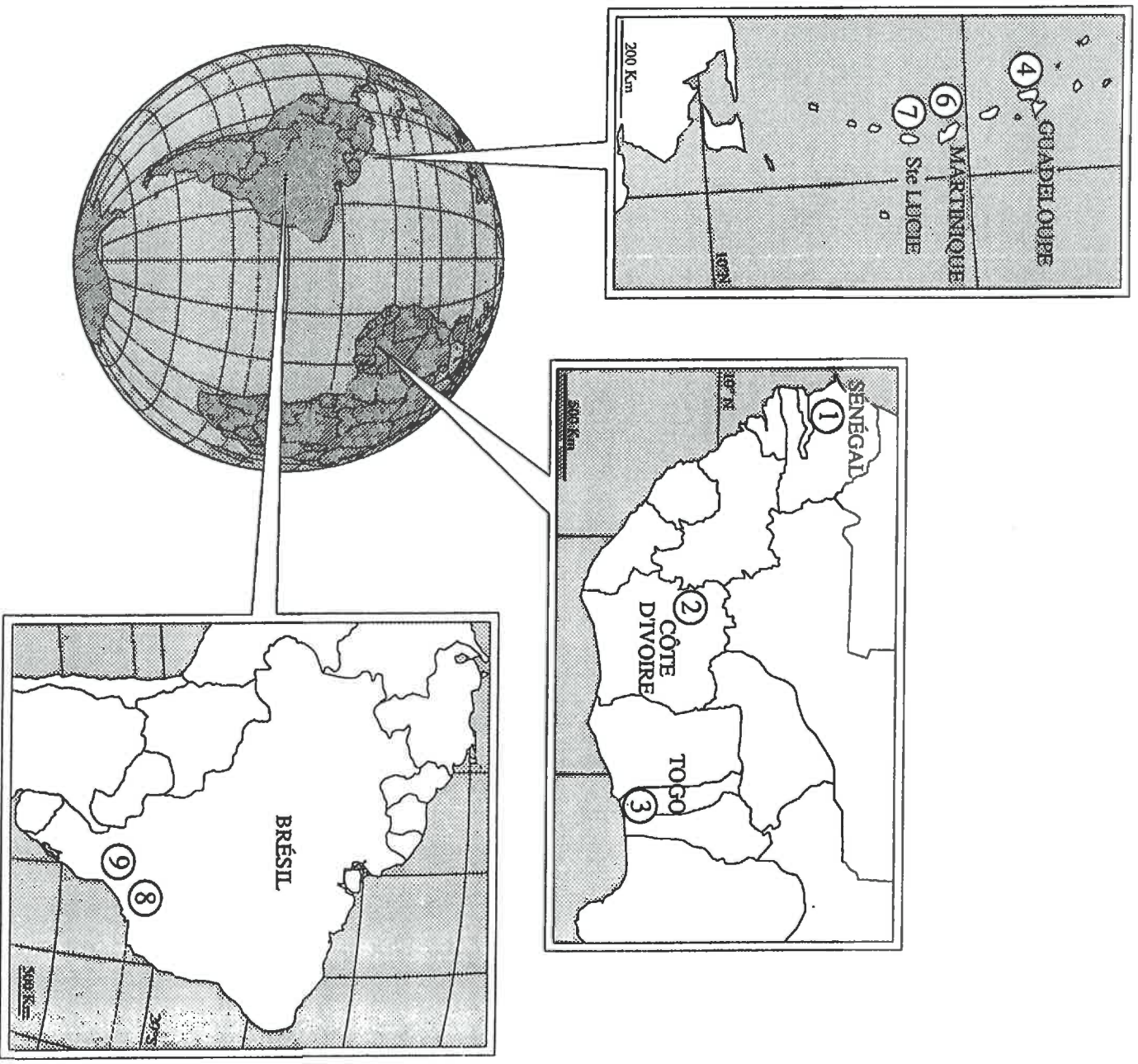


Fig I.1 - Localisation des situations étudiées.

PRÉSENTATION GÉNÉRALE DES MILIEUX ET DES SOLS ÉTUDIÉS ¹

I. - APERÇU TRÈS GLOBAL DU DISPOSITIF

Le symbolisme des situations, des parcelles et des traitements retenus pour cette étude sera exposé au fur et à mesure du texte.

Ce travail concerne essentiellement les sols ferrugineux et ferrallitiques bien drainés de la zone intertropicale. Ces sols seront, par simplification, parfois nommés "sols F" (F comme ferrugineux et ferrallitique) ou "sols à argile 1:1" (kaolinite ou halloysite), par opposition aux sols à minéralogie nettement différente comme les "sols V" (sols à caractère vertique ou contenant des argiles de type 2:1) ou les sols "A" (sols à caractère andique, riches en allophane et en verres volcaniques). Parmi cet ensemble de situations, certaines étudiées en détail sont considérées comme "principales", alors que d'autres, plutôt utilisées à titre de comparaison, sont considérées comme "secondaires". Cette distinction est faite au Tableau I.1.

Dans l'optique de hiérarchiser les facteurs écologiques et agronomiques susceptibles de déterminer la nature et le niveau des stocks organiques des sols F, il fallait envisager un choix assez large de situations tant sur les plans climatique que pédologique et agronomique. Nos différentes affectations outre-mer, ainsi que diverses collaborations avec des collègues de l'ORSTOM et d'autres instituts ont permis d'envisager une telle approche.

¹ Le choix des situations étudiées a été généralement le fruit d'étroites collaborations avec mes collègues agronomes ou pédologues de (du) :

- CENA (Brésil) : C. CERRI,
- INRA (Guadeloupe) : Y.M. CABDOCHE et M. CLAIRON,
- IRAT : P. DALY et F. GANRY,
- la Mission Française de Coopération (Antilles) : C. CASTELLANET et E. de GUIRAN,
- la SECI (Martinique) : M. MAHIEUX,
- l'ORSTOM : A. ALBRECHT, M. BROSSARD, J.L. CHOTTE, E. FRITSCH, P. MILLEVILLE, R. POSS, J.F. TURENNE et C. VALENTIN,
- et de ... Villecomte : T. CHEVIGNARD.

Tableau I.1.- Localisation et symbole des situations étudiées. En italique, les situations secondaires.

Pays ou Ile	Région ou Etat	Coordonnées géographiques			Symboles
		Latitude	Longitude	Altitude (m)	
Sénégal	Diourbel Sénégal Oriental	14°35' N	16°25' W	22	Ft et Ps1 F11
		13°50' N	14°25' W	45	
Côte d'Ivoire	Nord-Ouest Sud	8°28' N	7°35' W	455	F12 et F12
		6°8' N	1°14' E	90	
Togo	Sud				F13
Guadeloupe	Basse-Terre	16°12' N	61°39' W	250	Fr4
Martinique	Centre Centre Centre Sud	14°43' N	60°90' W	60	F16 Ad6 Bh6 P/6 et Ps6 Ve6
		14°42' N	61°02' W	250	
		14°46' N	61°00' W	150	
		14°35' N	60°53' W	20	
Sainte-Lucie	Sud-Ouest	14°26' N	60°53' W	50	Fr7
		13°48' N	61°03' W	300	
Brésil	São Paulo Parana	22°43' S	47°38' W	500	Fo8 Fo9
		25°13' S	50°01' W	880	

Tableau I.2.- Données climatiques (moyennes annuelles) et végétation climatique des situations étudiées.

Symboles (*)	Végétation		Températures (°C)			ETP(**)	Nombre de mois secs (***)	Δ=ETP-P (mm)	Classification climatique	Source (****)
	climatique	(mm)	min.	moy.	max.					
Ft et Ps1 F11	Sa	700	22	29	34	2400	7,5	1700	Sahélo-soudanien	a
	SA	800	22	29	34	1750	7,5	950	Soudano-sahélien	a
F12 et F12	Sa à SA	1360	20	26	32	1600	4,5	240	Soudano-guinéen	a
	Fc	1040	23	27	30	1690	4,5	650	Soudano-guinéen à guinéen	a
F3	Fc	1040	23	27	30	1690	4,5	650	Soudano-guinéen à guinéen	a
F4	Fd	3000	23	25	28	900	0	-2100	Tropical humide	b
F6 Ad6 Bh6 P/6 et Ps6 Ve6	Fd	1820	23	26	28	1630	0	-190	Tropical humide	b
	Fd	2960	21	24	27	1400	0	-1560	Tropical humide	b
	Fd	2150	23	26	28	1630	0	-520	Tropical humide	b
	Sa à Fc	1200	21	24	27	1630	3,5	430	Tropical subhumide	b
	Sa à Fc	1200	24	27	30	1630	3,5	430	Tropical subhumide	b
	Sa à Fc	1200	24	27	30	1630	3,5	430	Tropical subhumide	b
F7	Fd	2700	23	25	28	rd	0	rd	Tropical humide	b
F8	Fd	1200	17	21	23	1310	0,5	110	Subtropical humide à saison sèche	c
F9	Pn	1530	14	18	22	920	0	-610	Subtropical humide sans saison sèche	d

(*) Voir texte pour les symboles - (**) Selon RENNAN, 1948 - (***) selon indice ombrothermique de BAGNOLS et GAUSSIER, 1957. (****) a = AUBREVILLE (1957) ; b = ATLAS-Martinique (1977) et Guadeloupe (1982) ; c = BRASIL (1960) ; d = LARACH *et al.* (1994).

A - LOCALISATION.

Toutes les situations étudiées sont localisées (Figure I.1., Tableau I.1.) dans la zone intertropicale :

- pour l'Afrique de l'Ouest , au Sénégal central et oriental, au nord de la Côte d'Ivoire et au sud du Togo,
- pour les Petites Antilles, du nord au sud, en Guadeloupe, Dominique, Martinique et Sainte-Lucie,
- pour le Brésil, au sud, dans les états de São Paulo et du Parana.

B - LES CLIMATS ET LES VÉGÉTATIONS CLIMACIQUES.

A l'exception de la situation du Brésil Fo9, toutes les situations présentent des températures moyennes annuelles élevées, supérieures ou égales à 21°C et généralement comprises entre 24 et 29°C (Tableau I.2.). Ce sont donc essentiellement les caractéristiques pluviométriques qui distinguent fortement les situations avec des pluviosités moyennes annuelles (P) variant de 700 mm au Sénégal à 3000 mm en Guadeloupe, et des évapotranspirations potentielles (ETP) variant de 900 à 2400 mm. Il en résulte (Figure I.2) une étendue très large des "déficits hydriques" (ETP-P) et du "nombre de mois secs" qui peuvent respectivement atteindre + 1700 mm et 7,5 mois/an au Sénégal.

Les végétations climaciques diffèrent bien évidemment fortement selon les situations (Tableau I.2) : essentiellement savanes arbustives (Sa) à arborées (SA) pour les situations d'Afrique de l'Ouest et des zones sèches des Antilles, forêts claires (Fc) à denses (Fd) pour les autres situations antillaises et la situation Fo8 du Brésil, et prairies naturelles (Pn) pour la situation d'altitude à climat subtropical Fo9 du Brésil.

C - LES SOLS

A ce niveau de présentation, on peut distinguer principalement les trois grands ensembles minéralogiques déjà évoqués ci-dessus :

- l'ensemble F des sols à argile de type 1:1 (kaolinite ou halloysite) parmi lesquels on distingue les sols ferrugineux tropicaux non lessivés (Ft) ou lessivés (FI) et les sols ferrallitiques faiblement (FI), moyennement (Fr) ou fortement (Fo) désaturés. Les sols ferrugineux Ft et FI sont développés au Sénégal et en Côte d'Ivoire (Fr1, FI1, FI2), les sols ferrallitiques faiblement désaturés à la Martinique (FI6) sur des matériaux d'origine volcanique, les sols ferrallitiques moyennement désaturés en Côte d'Ivoire (Fr2), au Togo (Fr3) et aux Antilles (Fr4, Fr7), les sols ferrallitiques

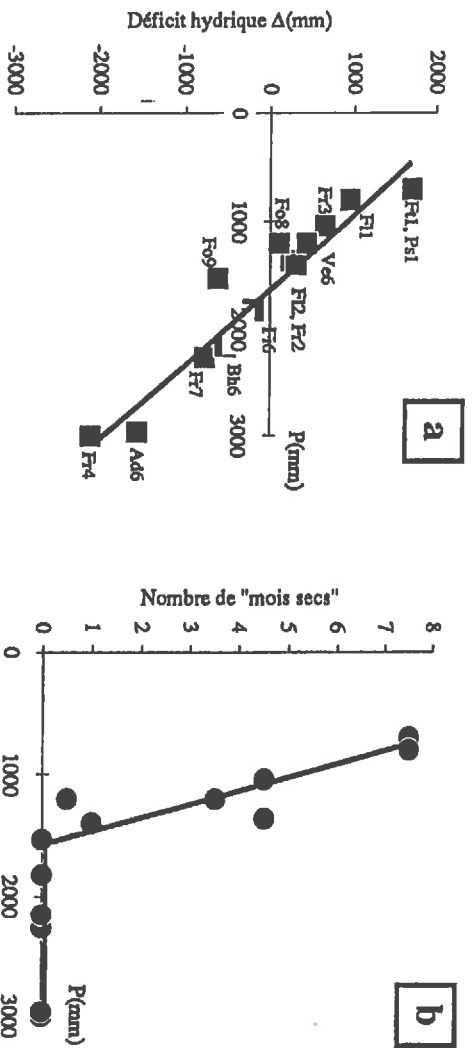


Fig I.2 - Relations entre la pluviométrie P, le déficit hydrique Δ et le nombre de "mois secs".
 (a) relation Δ - P,
 (b) relation "mois secs" - P.

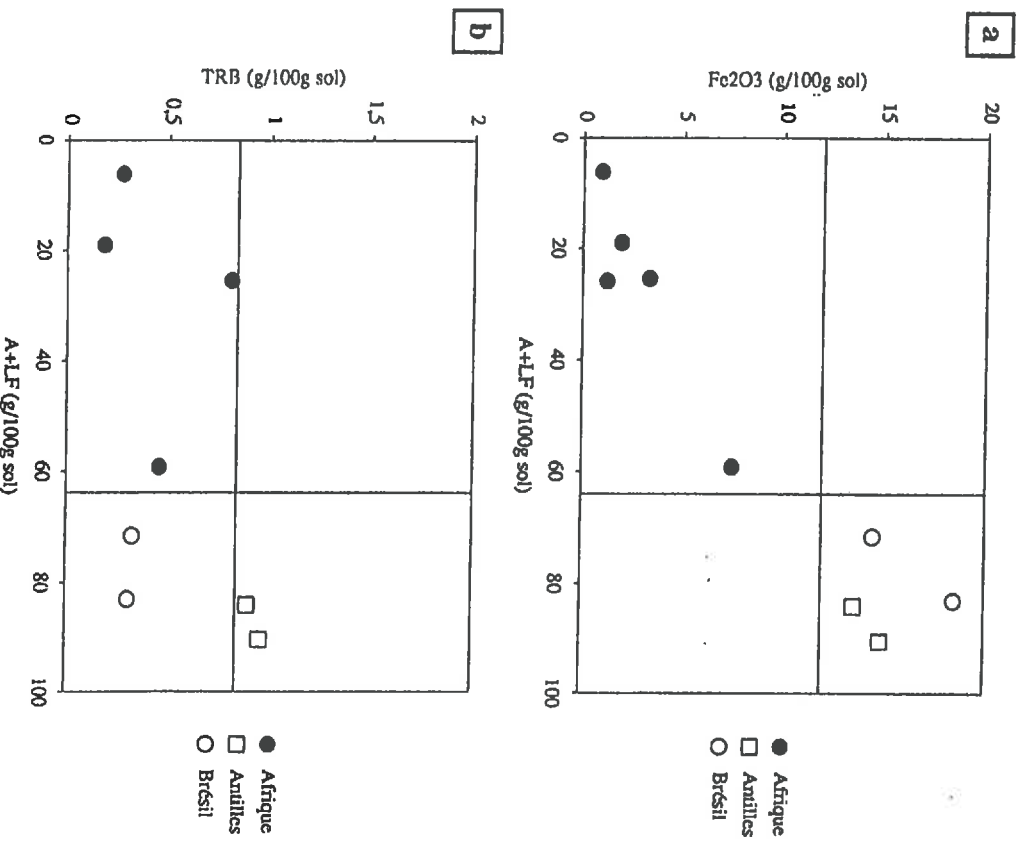


Fig I.3 - Teneurs en fer total Fe2O3 (a) et en bases totales TRB (b) d'horizons B de quelques sols ferrugineux et ferrallitiques étudiés.

fortement désaturés Fo, à caractère oxygène marqué (Fo8 et Fo9), au Brésil. Au sein de l'ensemble F, les situations peuvent être ordonnées selon des critères texturaux ou minéralogiques (Figure I.3.a. et b.) qui recourent les trois ensembles géographiques étudiés :

- en Afrique de l'Ouest, des sols appauvris en argile en surface, avec des textures des horizons A sableuses (Fr1, Fr11, Fr12, Fr13) à sablo-argileuses (Fr2), de faibles teneurs en oxyhydroxydes de fer (Fe-CBD) et de faibles réserves en bases totales (TRB)² dans les horizons B,
- aux Antilles (Fr6, Fr4, Fr7), des sols argileux dès la surface avec des teneurs moyennes à fortes en oxyhydroxydes de fer et de fortes réserves en bases totales dans les horizons B,
- au Brésil (Fo8 et Fo9), des sols argileux dès la surface avec des teneurs élevées en oxyhydroxydes de fer et de faibles réserves en bases totales dans les horizons B ;

• l'ensemble V des sols dont la fraction argileuse est dominée par des smectites (s). Il est représenté ici par des sols peu évolués (P) sableux à caractère isohumique au Sénégal (sols "Dek", Ps1), des sols peu évolués à caractère vertique (Pv6) et des vertisols (Ve6) à la Martinique

• l'ensemble A des sols riches en minéraux amorphes de type allophane ou verres volcaniques. Ils est représenté ici par des sols peu évolués à caractère andique (Pa6) et des andosols (Ad6) de la Martinique. Ces sols ne seront que très peu évoqués dans ce travail, de même que les sols brunifiés, à caractère andique plus ou moins prononcé, et riches en halloysite, de la situation Bh6 (Martinique)

D - LES AGROSYSTÈMES ÉTUDIÉS

Ils sont très schématiquement présentés au tableau I.3.

On a distingué les systèmes dits "à jachères", fondés généralement sur des rotations "jachère - culture annuelle", les systèmes à cultures relativement continues à cycles annuels ou pluriannuels (canne à sucre, banane, etc.) et les prairies artificielles :

- les systèmes à jachères sont typiques du petit paysannat africain et antillais, avec, pour les situations paysannes africaines étudiées, des fertilisations organique et minérale réduites. Ceci n'est pas nécessairement le cas dans le petit paysannat antillais ;

² L'abréviation TRB, "Total Reserves in Bases", est empruntée à HARBILLON (1989). TRB représente la somme des cations majeurs (Ca, Mg, K et Na) et peut être exprimé en % (exemple Fig I.3) ou, plus généralement, en cmole/kg sol.

Tableau I.3.- Principales formations végétales climatiques et systèmes de culture étudiés pour les différentes situations.

Pays ou Ile	Symbole Situation (*)	Symbole Végétation (*)	Systèmes de culture étudiés	
			Systèmes à jachères	Cultures continues
Sénégal	Ft1, Ps1 Fl1	Sa SA	arachide, mil arachide, mil	
Côte d'Ivoire	Fl2 à Fr2	Sa à SA	manioc, riz pluvial, coton	
Togo	Fr3	Fc	maïs, (manioc, arachide)	
Guadeloupe	Fr4	Fd		maraîchage, prairie artificielle
Martinique	Ad6, Bh6, Fi6 Pt6, Ps6 Ve6	Fd Fc Sa		canne à sucre canne, banane maraîchage, prairie artificielle
Sainte-Lucie	Fr7	Fd	cultures vivrières très diverses, maraîchage	banane
Brésil	Fo8 Fo9	Fd Pn		canne à sucre riz, blé, maïs, soja

(*) Pour la légende, voir texte.

- les systèmes à cultures continues sont bien représentés aux Antilles et au Brésil avec un fort caractère d'intensification : travail du sol et fertilisation minérale élevés ;
- les prairies artificielles pâturées ont été étudiées à la Martinique et à la Guadeloupe où elles sont souvent associées à des systèmes maraichers.

Pour chaque situation agro-pédologique, en station et/ou en milieu paysan, nous avons sélectionné des parcelles fortement différentes quant à leur mode de gestion (occupation du sol et pratiques culturales) afin d'en étudier l'effet sur la nature et le niveau des stocks organiques des sols. On a choisi les cas suivants :

- effet du défrichement et de la mise en culture annuelle,
- effet de la remise en jachère ou en prairie artificielle après cultures annuelles de longue durée,
- effet des amendements organiques et de la fertilisation minérale dans les systèmes de culture annuelle.

II. - PLAN DE LA PRÉSENTATION ET MÉTHODES D'ÉTUDE DES SOLS³

A - PLAN DE LA PRÉSENTATION

Dans ce paragraphe II, les données seront présentées par situation, avec pour chacune le plan suivant :

- généralités sur les environnements bioclimatique et géomorphopédologique ;
- description synthétique et caractéristiques analytiques d'un profil-type, généralement sous végétation "naturelle" ou sous jachère de longue durée ;
- variations générales observées avec la mise en culture ;
- effet de la mise en culture sur les profils de carbone ;
- relations pour l'horizon de surface 0-20 cm entre les teneurs en carbone et quelques autres caractéristiques analytiques des sols.

Les données détaillées correspondant à ces divers points sont présentées, par situation, dans les annexes I.3 (Sénégal), I.4 (Togo, Côte d'Ivoire), I.5 (Antilles) et I.6 (Brésil).

³ L'essentiel des données analytiques de ce chapitre est le résultat d'une collaboration étroite avec mes collègues chimistes de l'ORSTOM (et leurs collaborateurs), en particulier, avec : J.P. BRIZARD, J.L. DUPREY, M. GAUTHIEROU, E. GAVINELLI, J.Y. LAURENT, J.C. PAYCHENG, P. PELLOUX, J. PETARD, A. PLENNECASSAGNE et F. SONDAÏG.

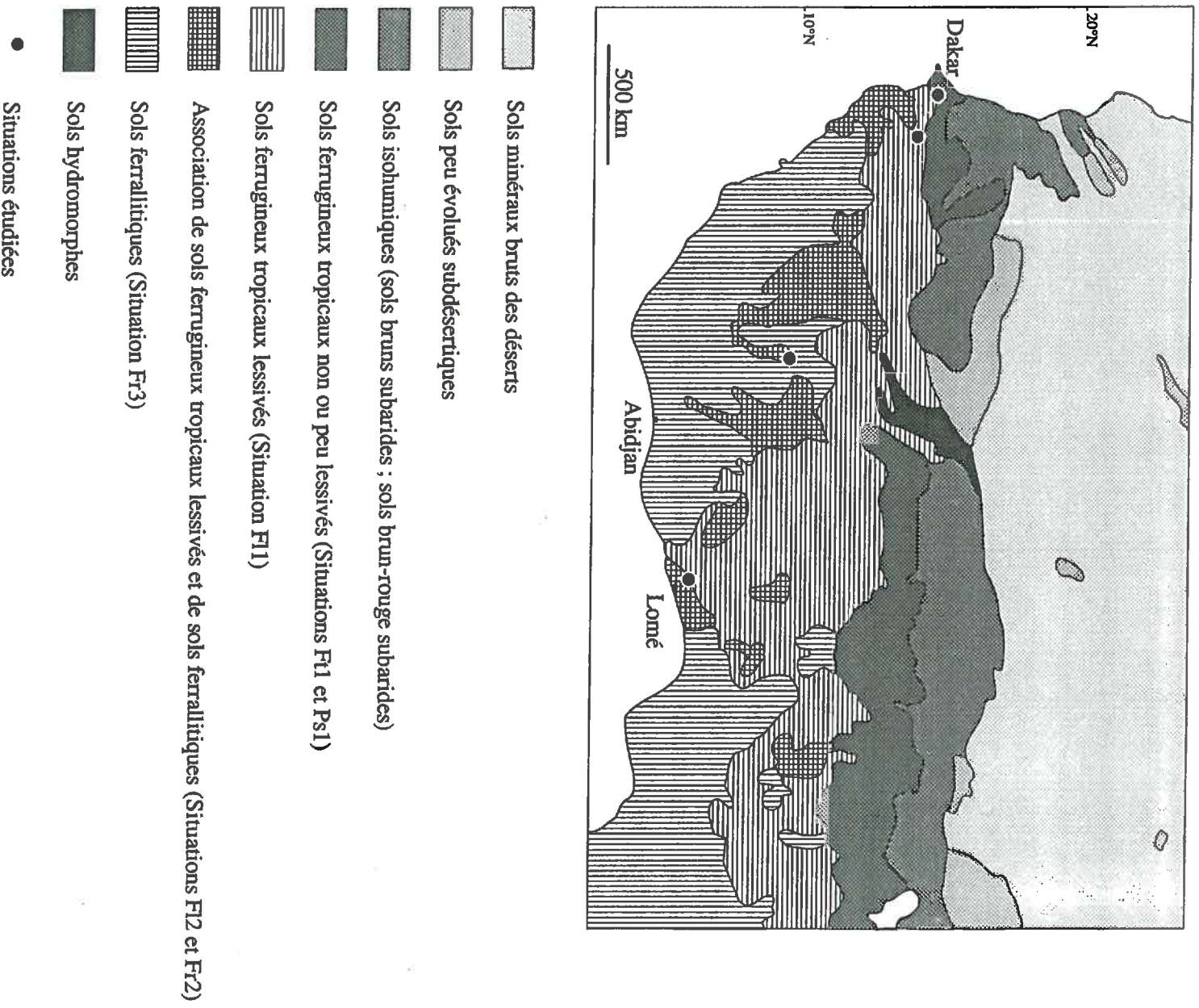


Fig I.4 - Carte des sols d'Afrique de l'Ouest (d'après ESCHENBRENNER, 1988) et localisation des situations.

B - PRÉLÈVEMENTS DE SOLS

On effectue des prélèvements soit de type pédologique, au marteau, par horizon pédologique dans le profil, soit de type agronomique, généralement sur des profondeurs 0-10, 10-20, 20-40 (parfois 20-30 et 30-40), 40-60 et 60-80 cm.

Pour des raisons diverses, le nombre de répétitions constituant les échantillons "moyens" agronomiques a varié selon les situations : il est au minimum de 6, mais il est souvent supérieur ou égal à 12. Les superficielles prélevées pour les échantillons moyens varient de quelques centaines de m² pour les essais au champ (station agronomique) à quelques milliers de m² pour les parcelles paysannes. Les prélèvements sur les parcelles cultivées ont lieu généralement après la récolte. Nous avons montré, dans ce cas (Feller et al., 1981a), que les MO de taille supérieure à 2 mm (débris végétaux) ne représentaient qu'une fraction négligeable (0 à 2 %), même pour les sols sableux, de la MO totale de l'échantillon. Aussi, sauf indication contraire (caractérisation des fractions organiques > 2 mm, bilans à partir de l'azote-15), c'est généralement l'échantillon de sol séché et tamisé à 2 mm qui est considéré ici.

C - MÉTHODES ANALYTIQUES

Les méthodes correspondant à ce chapitre sont décrites dans l'annexe I.1.

III. - LES SITUATIONS D'AFRIQUE DE L'OUEST

Les situations étudiées sont localisées (Figure I.4) sur la carte simplifiée des sols d'Afrique de l'Ouest (ESCHENBRENNER, 1988).

Les données détaillées sont dans l'annexe I.2 pour la minéralogie, et dans les annexes I.3. et I.4. pour les autres données pédologiques des situations du Sénégal, du Togo et de Côte d'Ivoire.

A - SÉNÉGAL : SITUATIONS Ft1, Ps1, Ft1

Les situations Ft1 et Ps1 sont situées à Bambey et à Sob, région de Diourbel (centre-nord du Sénégal), et la situation Ft1, à Diagle Sine, sur les "Terres-Neuves", dans la région du Sénégal oriental. Pour des situations équivalentes, de nombreuses données agro-pédologiques ont été publiées par CHARREAU et NICOU (1971) et PIERI (1989)

Les pluviosités annuelles sont de 700 mm pour Ft1 et Ps1 et de 800 mm pour Ft1.

Le Nord et le Centre-Nord du Sénégal sont recouverts d'un épais manteau sableux, correspondant à trois ergs anciens aplanis et fixés (LEPRUN, 1971). Leur mise en place date d'environ 40 000 ans et s'achève il y a 5 000 ans. S'y sont développés des sols isohumiques bruns et brun-rouges sub-arides au Nord, et des sols ferrugineux tropicaux peu lessivés plus au Sud, sous des pluviosités plus fortes. C'est le cas de la situation Ft1. Ces sols, très sableux, dont les teneurs en argile (A %) varient de 3 à 5 %, sont localement appelés "sols Dior". Lorsque le manteau dunnaire est peu épais, ou en position légèrement déprimée d'anciens axes de drainage, ils peuvent acquérir des caractères plus ou moins hydromorphes en profondeur ou subir l'influence de marnes ou de calcaires sous-jacents. Ils sont alors généralement sensiblement plus argileux (A % de 5 à 8), ont une teinte plus foncée et sont nommés localement "sols Dek". La situation Ps1 étudiée ici correspond à ces sols. Ce sont des sols peu évolués (P) à "faciès" isohumique (par la couleur des profils), sableux et à smectites (d'où le symbole "s" de Ps1). Au centre et centre-est du Sénégal, un plateau quasi-plan (pentes inférieures à 0,5 %), de faible altitude (environ 50 m), entaillé par quelques axes de drainage souvent non fonctionnels, est situé sur les formations sédimentaires détritiques dites du Continent Terminal (C.t.) (DIENG, 1965). C'est un grès sablo-argileux à argileux, bariolé, pouvant atteindre 150 m d'épaisseur, essentiellement constitué de quartz, kaolinite et oxydes de fer. Cette formation peut être recouverte localement d'une cuirasse ferrugineuse ou de ses produits de démantèlement. La situation Ft1 est très représentative de cette région (HANRION *et al.*, 1971 ; FELLER et MILLEVILLE, 1977). Dans les parties non cuirassées du plateau, les sols sont de type ferrugineux tropical lessivé, et se différencient, malgré la faible pente, en sablo-argileux avec horizon B de couleur jaune rougeâtre en haut de pente (situation Ft1) et argilo-sableux, sans horizon B de couleur, plus ou moins hydromorphe, en bas de pente (FELLER, 1974). Tous ces sols sont appauvris en argile en surface (A % d'environ 10).

La majorité des sols des situations Ft1, Ps1 et Ft1 est cultivée en rotation arachide - mil. La fertilisation minérale (NPK) y est variable mais pratiquement nulle ces dernières années de sécheresse. La jachère (J), quand elle existe, est de courte durée par suite de la pression démographique et des faibles disponibilités en terres. Selon l'existence ou non d'une association agriculteur/éleveur, les sols recevront ou non une fumure animale. Toutes ces variantes sont considérées, et des essais de longue durée en station agronomique servent de référentiel pour mieux cerner l'effet de différents traitements (NPK, fumure organique, etc.), rotations, ou types de sols, sur le niveau des stocks organiques des sols et les propriétés qui y sont liées.

1 - Sol ferrugineux tropical peu lessivé (Ft1)

Le profil-type, sous jachère herbacée de 20 ans (Jh20) est décrit dans la station ISRA de Bambeby. Les autres profils sont étudiés, soit à Bambeby, soit à Sob. (Classification. FAO : Luvisol ; USDA, 7th Approx. : quartzic ustropept).

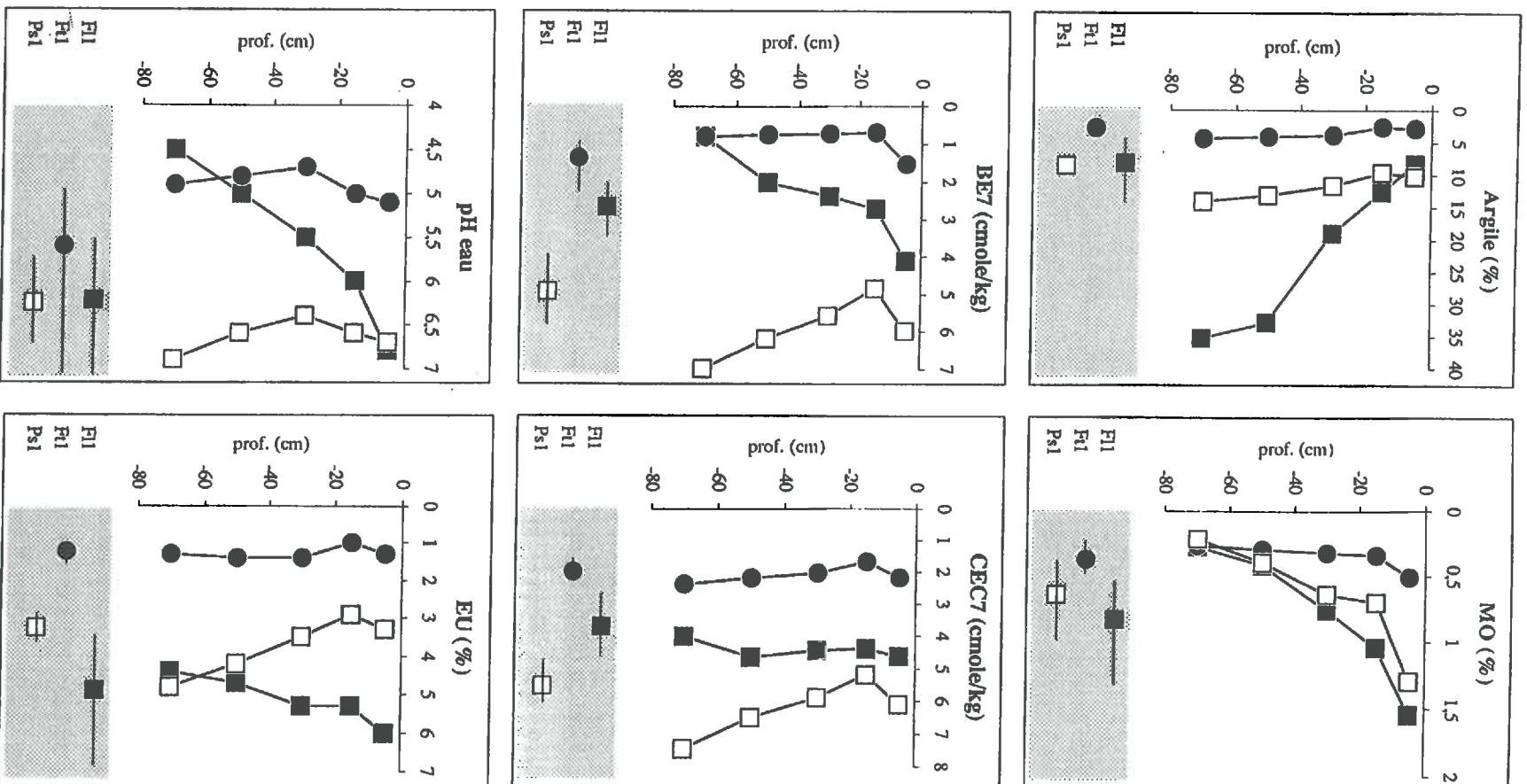


Fig I.5 - Quelques caractéristiques analytiques de profils de sols du Sénégal (F11, Ps1 et F11). Sous les profils, valeurs moyennes et étendues pour les horizons 0 - 20 cm.

C'est un sol sableux (A % inférieur à 5), appelé localement "sol dior". Il a une couleur brun-jaune. Il présente une structure massive sur tout le profil, à l'exception de l'horizon superficiel 0-2 cm, à structure particulaire de sables déliés. Il n'y a toutefois pas de phénomène d'encroûtement important.

Il faut noter, pour ce sol sableux, la constance avec la profondeur de l'ensemble des caractéristiques analysées. Les teneurs en matière organique (MO), azote (N), phosphore total (Pt) et assimilable (Pass), bases échangeables (BE7) sont très faibles. Il en est de même pour la capacité d'échange cationique (CEC7) et l'eau utile (EU). Le pH est acide (Figure I.5.). La fraction argileuse est constituée de kaolinite, d'illite et de quartz.

Avec la mise en culture, l'horizon à structure particulaire s'approfondit (5 à 10 cm). Les sables déliés sont associés à des débris de croûtes d'érosion (typologie selon CASENAVE et VALENTIN, 1989), qui ont été détruites par le travail du sol. La transition entre cet horizon A_p et l'horizon sous-jacent est très nette, par l'intermédiaire d'une surface lissée correspondant au travail du sol à la récolte en fin de saison des pluies.

Les profils de carbone (Figure I.6.) montrent que les variations entre les parcelles sous jachère de longue durée (Jh20) et celles sous culture continue de mil (Mi) ou rotation arachide-mil (Am) concernent essentiellement les dix premiers centimètres. Les deux valeurs supérieures à celle de la jachère (horizon 0-10 cm) correspondent aux parcelles recevant des fumures animales (fa) tous les ans (valeur la plus élevée) ou tous les deux ans.

2 - Sol peu évolué, sur matériau sableux, à caractère brun isohumique (Ps1)

Le profil-type, sous jachère arbus tive de 21 ans (Ja21), est décrit dans la station ISRA de Bambey. Les autres profils sont étudiés, soit à Bambey, soit à Sob. (Classification. FAO : luvisol, ; USDA, 7th Approx. : quartzic psamment).

C'est un sol sablo-faiblement argileux sur tout le profil (A % de 10 à 15), appelé localement "sol dek". Il a une couleur brun à jaune. La structure est massive à partir de 20 cm, mais à tendance prismatique à cubique dans les horizons de surface. Un horizon à sables déliés n'est observable en surface que sur 0,5 cm. La cohésion est très forte sur l'ensemble du profil. Il n'y a pas de manifestation d'hydromorphie. Les marnes ou calcaires n'ont pas été rencontrés.

Il faut noter, pour ce sol, la constance avec la profondeur de l'ensemble des caractéristiques analysées. Les teneurs en matière organique (MO), azote (N), phosphore total (Pt) et assimilable (Pass), bases échangeables (BE7) sont plus élevées que pour le profil précédent Pt1.

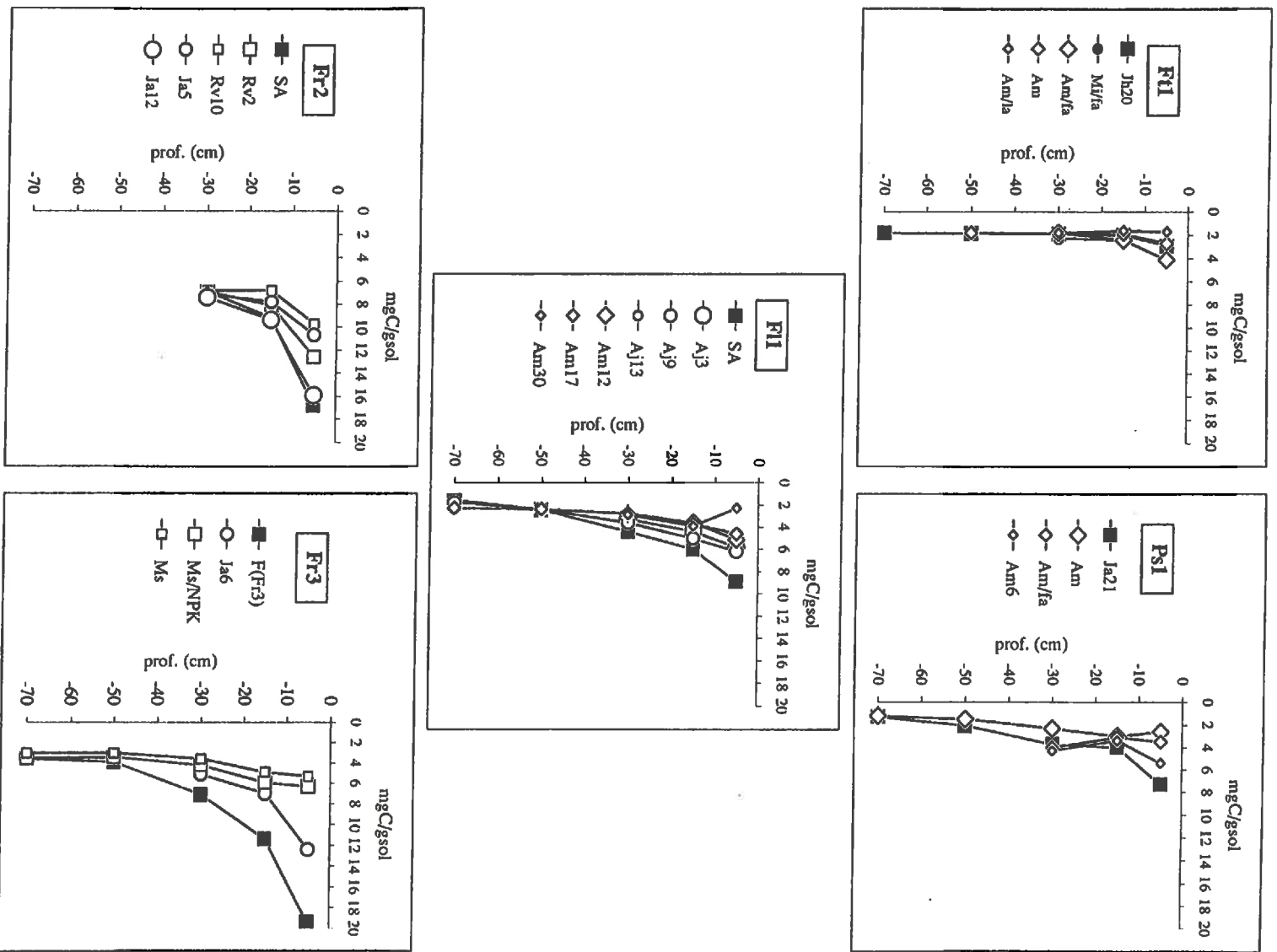


Fig I.6 - Profils de carbone des situations du Sénégal (Fr1, Ps1 et Fr11), de Côte d'Ivoire (Fr2) et du Togo (Fr3).

Il en est de même pour la capacité d'échange cationique (CEC7) et l'eau utile (EU). Le pH est proche de la neutralité (Figure I.5.). La fraction argileuse est dominée par des smectites.

La mise en culture s'accompagne, comme pour les sols "Dior" (Ft1), du développement d'un horizon particulière en surface (0-5 cm) et de la formation de croûtes d'érosion.

Les profils de carbone (Figure I.6.) montrent que les variations entre jachère et culture concernent essentiellement l'horizon 0-20 cm.

3 - Sol ferrugineux tropical lessivé à taches et concrétions en profondeur (Ft1)

Le profil-type, situé à Diagle Sine dans la région des Terres Neuves (Sénégal oriental), est sous une savane arborée. (Classification. FAO : ferric lixisol ; USDA, 7th Approx. : topaqualf).

C'est un profil typiquement "appauvri" en argile : sableux en surface, sablo-argileux à 30 cm, puis sablo-argileux à argilo-sableux à partir de 50 cm. Il présente un horizon B de couleur dans les 7,5 YR. Les structures sont massives sur l'ensemble du profil. Des taches et concrétions apparaissent en profondeur (130 cm ici). L'horizon de surface est marqué par une intense activité de vers de terre et de termites. De très nombreux turricules⁴, arrondis et lissés, sont observés à la surface du sol; ils constituent, sous forme dégradée d'agrégats polyédriques ou grumelleux, une grande partie de l'horizon 0-2 cm. Des variations importantes autour du profil-type s'observent, sur de faibles distances (0 à 500 m), d'amont en aval de séquences à faibles pentes (< 1 %). Elles concernent la couleur, la texture et la profondeur d'apparition de l'hydromorphie : *en amont*, textures plus sableuses (7,5 YR) et absence de taches d'hydromorphie avant 1,5 m, *en aval*, texture plus argileuse, absence d'horizon B de couleur, et présence de taches d'hydromorphie pouvant apparaître dès l'horizon A₁₂ ou le sommet de B.

Les teneurs en matière organique (MO), azote (N), phosphore total (Pt) et assimilable (Pass), bases échangeables (BE7) sont plus élevées que pour le profil Ft1. Il en est de même pour la capacité d'échange cationique (CEC7) et l'eau utile (EU). Le pH, proche de la neutralité en surface, devient acide en profondeur (Figure I.5.). La fraction argileuse est dominée par la kaolinite associée à des traces d'illite et de quartz.

Après défrichage et mise en culture, on assiste : (i) dès la première année de culture, à une disparition extrêmement rapide des turricules de vers de terre, (ii) à l'apparition de croûtes d'érosion et à la différenciation d'un horizon sableux à structure particulière, intégrant, par suite

⁴ La présence de vers de terre sous une pluviométrie limite de 800 mm (LAVIGNE, 1983) mérite d'être relevée. L'effet positif de cette activité faunique sur les propriétés chimiques de ces sols a été montré (PELLEK *et al.*, 1993).

du travail du sol, des éléments de croûte superficielle. Cet horizon présente une transition très nette, par une surface lissée et ondulée, avec l'horizon sous-jacent.

Les profils de carbone (Figure 1.6.), pour des sols à texture identique, montrent que les variations des teneurs en carbone entre des parcelles sous savane arborée (SA) et sous culture concernent essentiellement les trente premiers centimètres du sol. Les diminutions avec la mise en culture continue sont fortes et rapides.

B . CÔTE D'IVOIRE : SITUATIONS FI2 ET Fr2

Les situations FI2 et Fr2 appartiennent au petit bassin versant de Booro-Borotou (Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire), dont l'étude détaillée de la structure et du fonctionnement hydro-pédologique a été conduite par l'Equipe HYPERBAV de l'ORSTOM (HYPERBAV, 1990). Nous profitons donc là d'un acquis exceptionnel. Toute la caractérisation du milieu renvoie à ce travail et aux divers articles qui en résultent.

Selon FRITSCH *et al.* (1989), "*cette unité hydro-pédologique est représentative des paysages cuirassés occupés par les savanes pré-forestières du domaine sub-soudanais... Sous un climat tropical semi-humide de type soudano-guinéen, les sols s'y développent sur des formations gneisso-migmatitiques du socle libérien. Tous les facteurs du milieu sont caractéristiques d'une zone de transition. Ainsi, le climat (hauteur moyenne inter-annuelle de précipitation : 1360 mm, CHEVALLIER, 1988) assure le passage entre un environnement humide, pluvieux, à deux saisons des pluies au Sud, et un environnement plus aride à une saison des pluies et à fort contraste saisonnier au Nord. D'après l'esquisse pédologique de l'Afrique de l'Ouest établie par BOULET *et al.* (1971), ce bassin se situe également dans la zone de transition entre les deux grands domaines (ferrallitique au Sud et ferrugineux au Nord) du milieu intertropical. A une échelle régionale, les domaines ferrallitique et ferrugineux se retrouvent respectivement dans les positions amont et aval du modelé... De même, la couverture végétale, relativement diversifiée, se présente comme une mosaïque de forêt semi-décidue et de savanes (BERTRAND *et al.*, 1984). Cette mosaïque est interrompue dans les marigots par une forêt-galerie à la fois plus dense et plus haute. Spécifique de la zone de contact forêt-savane, cette couverture végétale assure la transition entre la zone forestière dense du Sud et la zone à savane herbeuse du Nord... La couverture pédologique du bassin de Booro-Borotou peut être subdivisée en deux grands domaines (FRITSCH, 1986) : un domaine ferrallitique amont et un domaine ferrugineux et hydromorphe aval. Chacun de ces domaines peut lui-même être scindé en plusieurs systèmes pédologiques (FRITSCH *et al.*, 1986). Le domaine ferrallitique comprend un système cuirassé de plateau et un système "sol rouge". Le domaine ferrugineux et hydromorphe se subdivise, quant à lui, en un système supérieur "sol jaune", un système médian cuirassé (mi-versant) et un système aval hydromorphe".*

Les situations qui nous intéressent ici correspondent au passage des sols rouges ferrallitiques (Fr2) à texture argilo-sableuse à argileuse et sous savane arborée, aux sols jaunes ferrugineux (Fr12) à texture sablo-argileuse à sableuse et sous savane arbustive.

La région de Touba, où la pression démographique n'est pas encore trop importante se trouve être bien représentative des agricultures extensives (à faibles niveaux d'intrants) du type "culture itinérante" (MITTA, 1990). Les rotations sont dominées par les cultures de riz pluvial et de manioc. Aussi, l'inventaire effectué sur cette situation privilégie-t-il l'étude de l'effet de la durée des jachères sur les niveaux des stocks organiques des sols et concerne plus particulièrement la situation Fr2.

1 - Les sols ferrallitiques Fr2 (amont de la séquence)

Les descriptions (situations Fr2 et Fr12) qui suivent sont faites à partir des données de FRITTSCH *et al.* (1989). (Classification. FAO : ferric Acrisol ; USDA, 7th Approx. : alfic tropudult).

Profil-type. Les sols ferrallitiques Fr2 sont fortement appauvris en argile : sablo-argileux en surface à argileux à partir de 40 cm. Leur couleur se situe dans la gamme des 5 YR. Ils présentent des structures fragmentaires bien développées, de grumelleuses en surface à polyédriques en profondeur, avec une cohésion faible à moyenne des horizons. Les phénomènes d'encroûtement superficiel sont réduits (MITTA et VALENTIN, 1990). L'activité biologique est dominée par les termites.

Les teneurs en matière organique de 2 % en surface et 1 % à 20 cm sont plus élevées que celles des sols ferrugineux de cette séquence et les pH sont plus acides (à 10 cm, $pH_{H_2O} = 5$) (Figure. I.7). La réserve en bases totales dans les horizons de surface est d'environ 18 cmole/kg sol. La fraction argileuse est constituée essentiellement de kaolinite et d'hématite.

Mise en culture. Pour cette situation on ne dispose pas, pour ces sols cultivés, de descriptions de profils et les données analytiques sont incomplètes. Rappelons simplement que la stabilité structurale Is passe de 0,6, sous savane arborée, à 1,0 après quelques années de culture (VALENTIN et JANEAU, 1989-1990).

Les profils de carbone (Figure I.6.), pour des sols ferrallitiques Fr2 à texture identique, sous savane, jachère ou culture de durée variable, montrent que les variations des teneurs en carbone, selon le mode de gestion des sols, concernent essentiellement les 20 à 30 premiers centimètres.

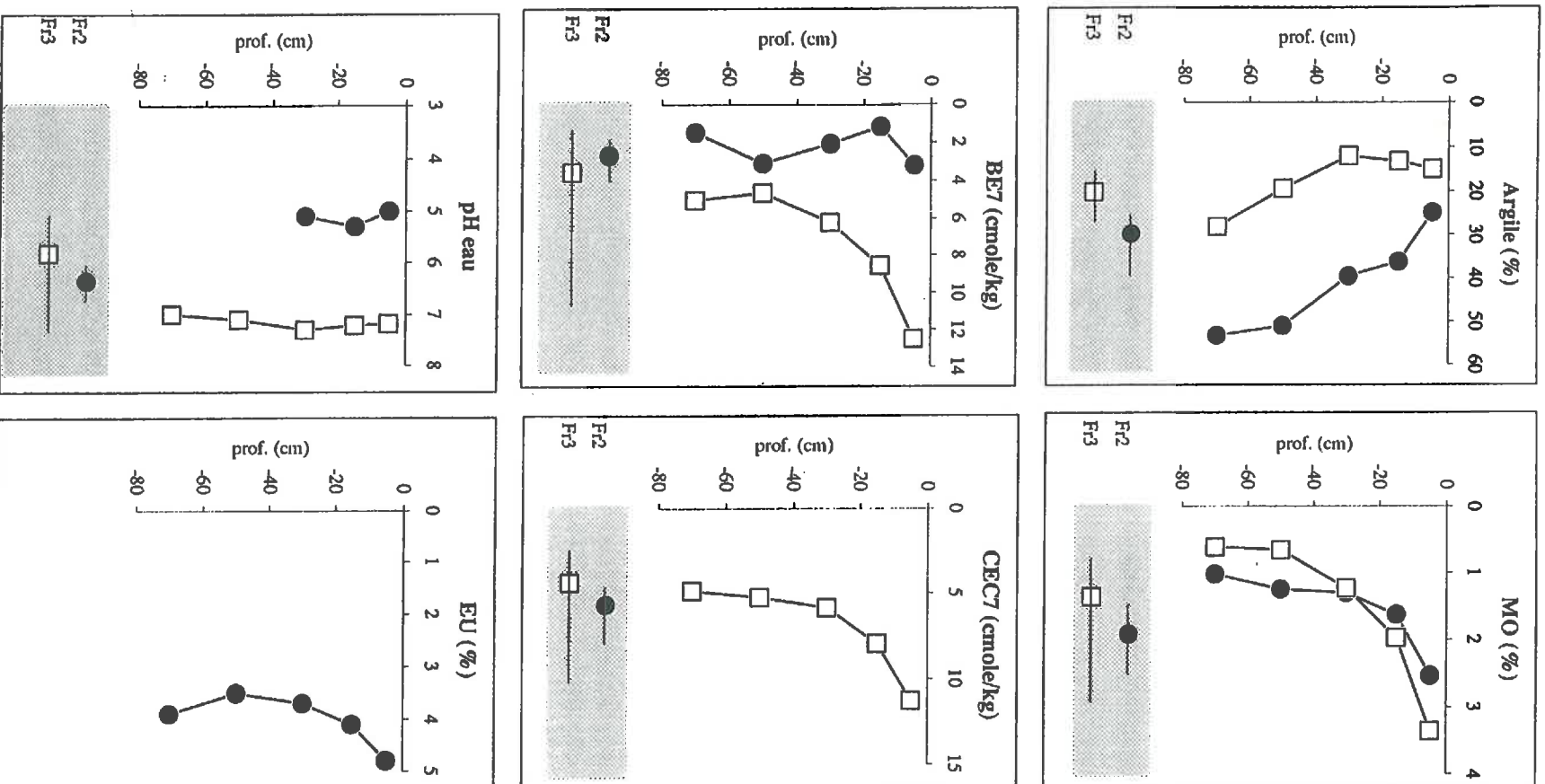


Fig I17 - Quelques caractéristiques analytiques de profils de sols de Côte d'Ivoire (Fr2) et du Togo (Fr3). Sous les profils, valeurs moyennes et étendues pour les horizons 0 - 20 cm.

2 - Les sols ferrugineux tropicaux lessivés F12 (mi-pente)

Profil-type. Les sols ferrugineux F12 sont appauvris en argile : sablo-faiblement argileux en surface, sablo-argileux à argilo-sableux en profondeur. Leur couleur se situe dans la gamme des 7,5 YR. Ils présentent des structures massives sur l'ensemble du profil, avec une forte cohésion des horizons. Les phénomènes d'encroûtement superficiel s'expriment dès que le couvert végétal est réduit, et particulièrement avec la mise en culture (CASENAVE et VALENTIN, 1989). (Classification. FAO : ferric lixisol ; USDA, 7th Approx. : tropaqualf).

Les caractéristiques analytiques de ces sols sont proches de ceux des sols ferrugineux de la situation F11 mais avec des réserves en bases totales dans les horizons de surface plus élevées, d'environ 20 cmole/kg sol. La fraction argileuse est constituée de kaolinite et goéthite essentiellement, associées, dans les sols en bas de pente, à des smectites.

C - SUD-TOGO : SOLS FERRALLITIQUES FR3

La situation Fr3 appartient à la station agronomique de Davie située dans le Sud du Togo. Elle a été étudiée dans le cadre d'un programme DRA-IRAT-ORSTOM (MM. SARAGONI et POSS) sur l'hydrodynamique des sols et la fertilisation minérale du maïs, dans des "Terres de Barre" (POSS, 1991). Comme en Côte d'Ivoire, nous profitons donc de situations déjà bien étudiées par ailleurs.

Le climat de transition entre tropical et équatorial du Sud-Togo est pratiquement devenu un climat tropical sec (une seule saison des pluies bien marquée) au cours de la période de sécheresse 1967-1985 même si les pluviosités moyennes annuelles sont restées relativement inchangées (environ 1000 mm).

Les "Terres de Barre" appartiennent à des plateaux à pente très faible, situés, comme au Sénégal (situation F11), sur des dépôts détritiques du Continental Terminal (C.t.). Ce sont des sols rouges ferrallitiques profonds, sablo-argileux à argilo-sableux, et appauvris en argile en surface (A % d'environ 10) (POSS *et al.*, 1988). Ils correspondent aux sols rouges étudiés par FAUCK (1972).

Au Sud-Togo, comme dans le bassin arachidier et la région des Terres Neuves au Sénégal, la situation Fr3 est localisée dans une région à très forte pression démographique. Il en résulte une quasi-disparition de la pratique des jachères et la nécessité d'une forte intensification des pratiques culturales (POSS *et al.*, 1988). Ce sont les effets du type de fertilisation minérale sur l'évolution de la matière organique des sols qui sont donc plus particulièrement étudiés pour cette situation.

Le profil-type a été décrit dans un "bois sacré", à proximité de la station agronomique de Davié. Les descriptions (Annexe I.4.B.) sont faites à partir des données de POSS *et al.* (1984). C'est un profil appauvri en argile : sablo-faiblement argileux en surface, argilo-sableux en profondeur. La gamme des couleurs des horizons est dans les rouges, et varie de 5 YR à 10 R. Les structures sont fragmentaires, de grumelleuses en surface à polyédriques grossières en profondeur. L'activité biologique, en particulier celle des vers de terre, est très forte en surface et moyenne sur le reste du profil. (Classification. FAO : rhodic ferralsole ; USDA, 7th Approx. : typic eutruxox).

Le profil "bois sacré" analysé ici présente, pour les horizons de surface, des caractéristiques particulières par rapport à celles données par ailleurs pour ce type de sol par FAUCK (1972) pour des sols du Togo et du Bénin, et par PERRAUD (1971) pour des sols de Basse Côte d'Ivoire :

- teneur en argile plus élevée en surface (0-10 cm) que dans les horizons A/B (10 à 50 cm)
- valeurs très élevées en MO, P₂O₅ total, pH_{H2O} et surtout pH_{KCl}, CEC7 et BE7.

Les données rapportées par FAUCK (1972) pour ce type de sol indiquent, en effet, que les caractéristiques analytiques de ce type de profil diffèrent assez peu de celles du profil-type de la situation F11 (sol sur grès du Continental Terminal au Sénégal). Il paraît donc difficile de considérer cette parcelle comme un réel "témoin" par rapport aux parcelles cultivées ou en jachère, bien que ce soit la seule situation disponible localement sous végétation arborée.

La mise en culture conduit à une forte modification de la morphologie des horizons de surface. La surface du sol est "glacée". Toutefois, aucune organisation pelliculaire superficielle n'est observée. Les densités racinaires sont faibles. L'horizon labouré correspond à environ 20 cm de profondeur. Sa structure, particulière en surface, devient massive ensuite. Au-delà de 20 cm, les différences morphologiques entre profils sous forêt et sous culture sont relativement faibles. L'effet de la jachère derrière une culture de longue durée se caractérise par la réapparition, sur 0-8 cm, d'une activité faunique en surface et le développement d'un cheveu racinaire conduisant à la formation d'agrégats grumelleux au sein du matériau particulière.

Les profils de carbone (Figure I.6.) montrent que les variations des teneurs en carbone entre forêt et cultures concernent les cinquante premiers centimètres du sol, et celles entre jachère et cultures, les trente premiers centimètres.

D - RELATIONS ENTRE LES TENEURS EN CARBONE (C %) ET QUELQUES AUTRES
CARACTÉRISTIQUES ANALYTIQUES POUR LES DIVERSES SITUATIONS D'AFRIQUE DE
L'OUEST

De l'observation de la figure I.6., il ressort que les variations des teneurs en carbone peuvent être importantes pour les horizons de surface aussi bien entre les différents types de sol, que, pour un même sol, entre les différents modes de gestion. Aussi, dans ce paragraphe, et de manière extrêmement globale (tests statistiques de corrélations simples ou multiples), nous rapportons ici, pour l'ensemble des horizons 0-20 cm des situations étudiées, les paramètres statistiques des équations de régression simple ou multiple entre une propriété édaphique donnée Y et les teneurs en carbone (C) et en argile + limon fin (A+LF) :

$$Y = a C + b (A+LF) + c$$

avec C en mg/g sol, A+LF en g/100g sol et a, b et c des constantes.

Les données analytiques des horizons 0-20 cm sont dans les annexes I.3.D. et I.4.D. Les résultats statistiques sont présentés au tableau I.4.

Les données Y prises en considération sont les caractéristiques "classiques" telles que le pH, le complexe d'échange (capacité d'échange CEC7 et somme des bases échangeables BE7), le phosphore total (P₂O₅t), mais aussi le critère "Réserves en Bases Totales" (TRB). Nous disposons d'un nombre insuffisant de résultats de test d' "activité biologique globale" (minéralisation C et N, activité phosphatásique) pour un traitement statistique de la seule série "Afrique de l'Ouest". Ils sont donc regroupés avec ceux des "Antilles" et du "Brésil" et seront discutés ensemble lors de la conclusion de ce chapitre.

Concernant le phosphore, il faut noter que les teneurs en phosphore assimilable (P₂O₅ ass.) de ces échantillons à texture grossière sont extrêmement faibles (de 0 à 30 mg/kg sol, souvent proches de 10 mg/kg sol) et en dessous du seuil de carence. Aussi, pour ce type de sols, divers auteurs ont préféré établir des échelles de "fertilité phosphatée" à partir des seules teneurs en phosphore total (BOUYER, 1958 ; DABIN, 1961 ; BERGER, 1964). Ceci justifie le choix que nous faisons ici de prendre en considération plutôt P₂O₅ total que P₂O₅ assimilable pour cette population d'échantillons.

Les réserves en bases totales (TRB) ne sont pas habituellement considérées comme un paramètre de fertilité des sols, car elles ne sont pas supposées subir des variations rapides, selon le mode de gestion des sols, comme les autres critères retenus. Toutefois, dans ces sols à texture grossière, avec des sables quartzeux, les réserves en minéraux altérables sont faibles. Aussi, peut-on supposer qu'à travers les cycles biogéochimiques, la matière organique du sol joue un rôle non

Tableau I.4.- Paramètres statistiques des équations de régression multiple pour les corrélations du

type : $Y = aC + b(A+LF) + c$, avec C en mg/g sol et A+LF en g/100 g sol.

r = coefficient de la corrélation multiple.

r1, r2 et r3 = coefficients des corrélations simples Y-C, Y-(A+LF) et C-(A+LF).

R = Valeur théorique de r1, r2 ou r3 au risque de 1 %.

NS, S et HS = Non Significatif (5 %), Significatif (5 %) et Hautement Significatif (1 %).

Situations "Afrique de l'Ouest". Horizons 0-20 cm.

Y	n	a	b	c	r	Signification	r1/r2	r1	r2	r3	R (1 %)
PH _{H2O}	37	0,06	0,01	5,57	0,43	HS	1,2	0,42	0,35	0,74	0,42
PH _{KCl}	37	0,08	-0,02	5,14	0,35	NS	2,6	0,31	0,12	0,74	0,42
BE7 (cmole/kg)	37	0,34	-0,08	2,19	0,57	HS	2,0	0,53	0,26	0,74	0,42
CEC7 (cmole/kg)	37	0,32	0,03	1,64	0,81	HS	1,3	0,81	0,64	0,74	0,42
P _{2O5t} (‰)	37	0,037	0,001	0,064	0,69	HS	1,3	0,69	0,53	0,74	0,42
TRB (cmole/kg)*	27	0,52	0,07	7,82	0,6	HS	1,2	0,6	0,52	0,83	0,49
log(10 IS)**	24	-0,02	-0,01	1,34	0,87	HS	1,8	-0,86	-0,48	0,39	0,5
pF _{2,5} (%)	22	0,14	0,45	-0,09	0,92	HS	0,8	0,77	0,92	0,81	0,54
pF _{4,2}	22	-0,03	0,19	0,41	0,88	HS	0,8	0,7	0,88	0,81	0,54
EU (%)	22	0,17	0,26	-0,49	0,92	HS	0,9	0,79	0,91	0,81	0,54

* Horizons 0-10 et 10-20 cm

** Divers horizons 0 à 20 cm

négligeable dans le stockage des bases non échangeables. Ceci explique la prise en considération de cette propriété ici. Elle sera d'ailleurs étudiée plus précisément au chapitre VII.

Si r_1 et r_2 représentent respectivement les coefficients de corrélation de Y avec C et de Y avec A+LF, le rapport r_1/r_2 permet de juger l'importance respective des teneurs en C et en éléments fins, et donc de la texture, sur la détermination d'une propriété Y :

- $r_1/r_2 < 1$ Liaison plus forte avec A+LF qu'avec C
- $r_1/r_2 \approx 1$ Liaison identique avec A+LF et avec C
- $r_1/r_2 > 1$ Liaison plus faible avec A+LF qu'avec C

Il faut déjà noter l'existence d'une liaison hautement significative entre C et A+LF. Ce résultat, sur lequel nous reviendrons ultérieurement, est en accord avec ceux de PERRAUD (1971), JONES (1973) et BOISSEZON (1973) pour des sols d'Afrique Centrale et de Côte d'Ivoire.

Pour toutes les caractéristiques chimiques et physico-chimiques (pH, BE7, CEC7, P205t et TRB) le rapport r_1/r_2 est supérieur à 1, et les valeurs de r_1 sont alors très proches de celles du coefficient r de la corrélation multiple. Des propriétés testées, seule la liaison pH/KC/C n'est pas hautement significative.

La stabilité de la structure, appréciée par l'indice d'instabilité structurale de Hénin, apparaît aussi plus dépendante des teneurs en carbone que de celles en éléments fins ($r_1/r_2 > 1$), et la liaison négative entre log I0 Is et C est hautement significative.

Par contre, les propriétés hydriques sont beaucoup plus dépendantes des teneurs en éléments fins que de celles en carbone.

Le même traitement statistique a été appliqué aux situations prises séparément (Ps1+Fr1, Fl1, Fl2+Fr2 et Fr3). Malgré le faible nombre d'échantillons considéré, et l'étendue beaucoup plus faible des valeurs, les conclusions sont identiques pour les propriétés d'échange (BE7 et CEC7). Par contre, les liaisons de C avec les pH, P205t et TRB ne sont pas, dans ce cas, toujours significatives (résultats non rapportés ici).

En conclusion, nous retiendrons que, pour l'ensemble des situations "Afrique de l'Ouest" étudiées, la matière organique joue un rôle prépondérant dans les propriétés chimiques et physico-chimiques des horizons de surface. Ceci a déjà été maintes fois démontré (BOISSEZON, 1973 ; BOYER, 1982 ; MOREAU, 1983), mais il était indispensable, pour la suite de ce travail, de vérifier ces observations pour la population d'échantillons considérée.

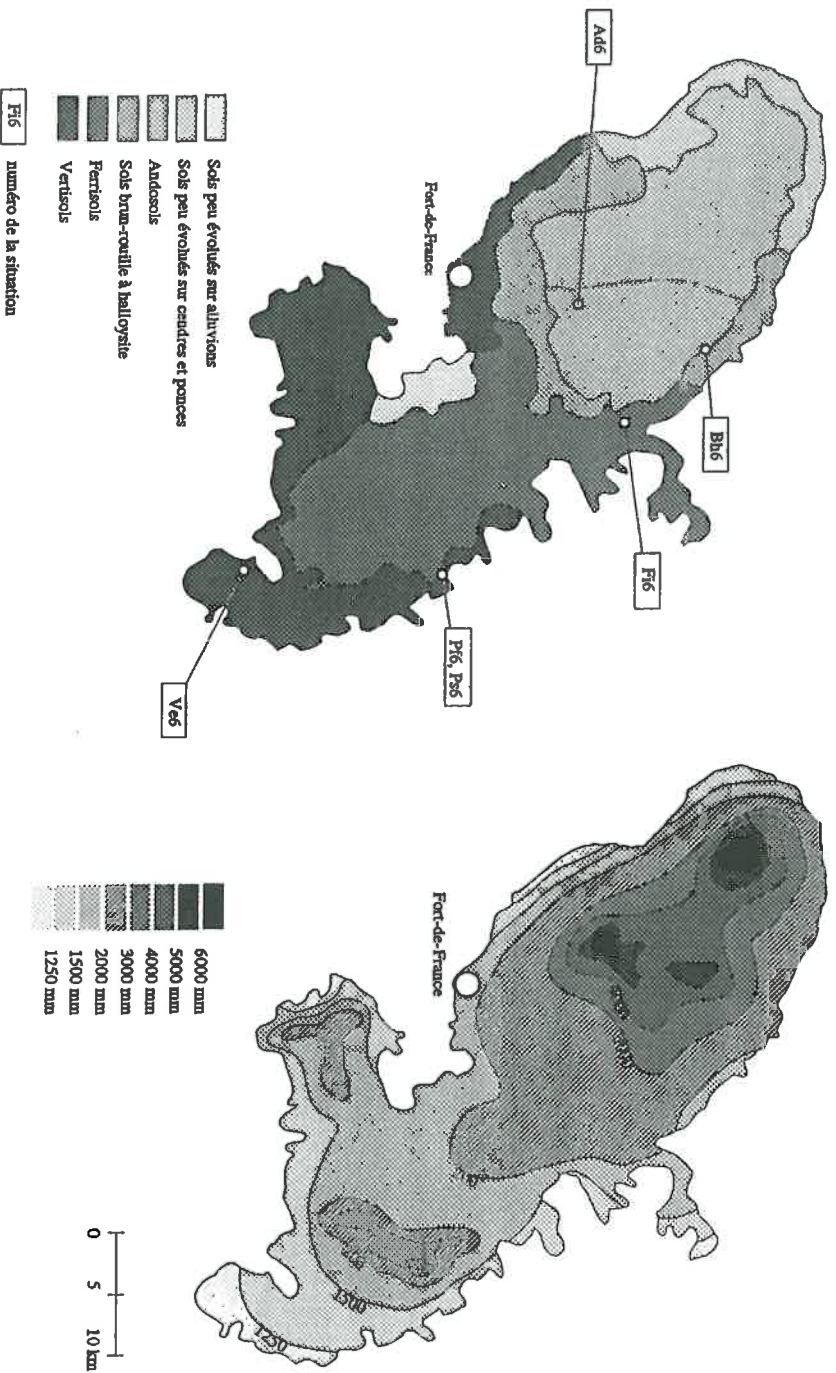


Fig I.8 - Cartes pédologique et climatique de la Martinique.
 (d'après ATLAS - Martinique, 1977)

IV. - LES SITUATIONS DES PETITES ANTILLES

Les situations étudiées en Martinique sont localisées sur une carte simplifiée des sols (Figure 1.8). Pour toutes les situations, des descriptions synthétiques des profils-types sont rapportées en annexe I.5.B. Les données analytiques détaillées des profils-types sont en annexe I.5.C. et celles correspondant aux horizons moyens 0-20 cm en annexe I.5.D.

Le climat général des Petites Antilles est de type tropical humide, ou "Hawaïen" (VIERS, 1990), avec de grandes variations de pluviosité suivant les reliefs et l'exposition aux alizés : versants "au vent", très arrosés, versants "sous le vent", beaucoup moins. En Martinique, par exemple, la pluviosité varie de 1,2 m dans les zones les plus sèches, à environ 9 m au sommet de la Montagne Pelée. Pour les situations qui nous concernent, P varie de 1200 à 3000 mm.

Les îles volcaniques des Petites Antilles sont caractérisées par un relief très accidenté, même dans les zones cultivées. La nature et la composition des roches sont très variables. Dans les cas qui nous intéressent, la plupart des sols est développée sur des matériaux pyroclastiques (ponces, brèches, tufs), dont le chimisme oscille entre les pôles andésitique et dacitique. Comme dans la plupart des régions à volcanisme actif, des sols très différents se succèdent sur de courtes distances. Ils se distribuent selon des climo- et chrono-toposéquences (COLMET-DAAGE et LAGACHE, 1965 ; QUANTIN, 1982). En prenant l'exemple de la Martinique (Figure 1.8.) :

- sur des ponces ou tufs d'âges inférieurs à 5 000 ans (QUANTIN *et al.*, 1991), on trouve, sous des pluviosités inférieures à 2500 mm (situation Pa6), des sols peu évolués à caractère andique, passant ensuite, dans les régions humides et perhumides (P de 3000 à 6000 mm), à des andosols dystriques (Ad6) ou perhydratés.
- avec le temps, et pour des pluviosités supérieures à 2000 mm, les andosols vont évoluer vers des sols argileux bruns andiques nommés localement "sol brun-rouille à halloysite" (Bh6), puis vers des sols argileux à caractère ferrallitique, faiblement ("ferrisols" F16 et sols peu évolués sur alluvions ferrisoliques Pf6) ou moyennement désaturés (Fr4, Fr7),
- dans les zones à pluviosités inférieures à 1500 mm, et sur des roches-mères anciennes, on trouve des sols à caractère vertique (vertisols Ve6 et sols peu évolués sur alluvions vertiques Ps6) associés éventuellement à des ferrisols développés sur d'anciennes altérations à caractère ferrallitique.

L'exemple de la Martinique est applicable aux situations de la Dominique, de la Guadeloupe et de Sainte-Lucie, et les sols sélectionnés ici sont bien représentatifs des principaux types de sols développés sur les matériaux d'origine volcanique dans les Petites Antilles. Les caractéristiques pédogénétiques générales de ces sols et le niveau de leur stock organique ont été présentés par COLMET-DAAGE et LAGACHE (1965) et ALBRECHT *et al.* (1992a). Nous

étudierons plus précisément ici les sols à caractère vertique et les sols ferrallitiques. Enfin, malgré le relief souvent accidenté, les situations ont été généralement choisies en position peu pentue (< 5 %), et hors de zones d'érosion ou de colluvionnement manifestes.

Le système agraire des Petites Antilles est caractérisé par deux systèmes de production très différenciés : la plantation et la petite exploitation familiale (de GUIRAND et CASTELLANET, 1993) :

- la plantation est généralement restreinte aux terres les plus favorables à l'agriculture, terres arrosées, mais pas trop, relativement planes, faciles d'accès, abritées, etc. La plantation a toujours une superficie importante, supérieure à 100 ha, avec des cultures d'exportation, pérennes et à forts niveaux d'intrants : banane, canne, ananas en Martinique et Guadeloupe, banane en Dominique et à Sainte-Lucie ;
- la petite exploitation familiale, pour des raisons historiques, occupe généralement les parties hautes et accidentées du paysage. Elle présente des surfaces réduites, souvent inférieures à 3 ha, avec des niveaux d'intrants relativement faibles, sauf dans le cas d'association de cultures vivrières ou maraîchères avec des cultures industrielles. C'est un système très complexe de polyculture vivrière, intégrant dans les rotations, selon le contexte socio-économique et la disponibilité en terres et main d'œuvre, des jachères pâturées ou non et à durées très variables.

Les systèmes de culture des Antilles sont donc extrêmement diversifiés. Le choix des situations étudiées ici s'appuie sur les inventaires et une classification des systèmes de culture effectués par de GUIRAN et SMOLIKOWSKI (1988) et CASTELLANET *et al.* (1989). On distingue, en simplifiant (Tableau I.3.) :

- les cultures agro-industrielles : canne, banane,
 - les cultures maraîchères intensifiées, associées, dans le Sud de la Martinique, à des pâturages intensifiés sur prairies artificielles,
 - la petite exploitation familiale avec des systèmes de cultures "continues" ou à "jachères".
- Ces derniers dominent largement. Ils sont classés en fonction : (i) de la durée de la jachère, très courte (inférieure à 1 an), courte (de 1 à 3 ans), longue (supérieure à 3 ans et souvent 10 ans), (ii) de la nature de la jachère, arborée, arbustive, herbacée et (iii) de son utilisation, pâturée ou non.

Compte-tenu de la forte densité de population des Petites Antilles, il est généralement difficile, voire impossible, de trouver des situations pédologiques "témoin" sous forêt méso-hygrophile et tropophile. Ce sont donc des savanes ou fourrés fortement anthropisés qui sont alors choisis.

A - LES SOLS A CARACTÈRE VERTIQUE

Tous les sols étudiés sont situés en Martinique (région Sud-Est). Il s'agit de vertisols lithomorphes sur matériaux andésitiques (Ve6) et de sols peu évolués vertiques sur alluvions (Ps6). Ces derniers ne seront pas décrits ici.

Le profil-type, sur complexe de brèche andésitique et de tuf, sous prairie à *Digitaria decumbens* de 10 ans (Pal0) est décrit dans la station de la SECI à Ste Anne. (Classification. FAO : vertisol ; USDA, 7th Approx. : vertisol).

C'est un sol argileux, noir à marron jusqu'à 75 cm et qui devient plus bariolé (poches d'altération) ensuite en se développant sur un deuxième matériau. Sous prairie, les structures grumeleuses très bien exprimées en surface sont dues, à la fois, à une forte activité de vers de terre et à un enracinement très dense. Les structures deviennent ensuite polyédriques, puis prismatiques, dans les horizons A₁₂, A/B et B, en même temps qu'apparaissent des faces de glissement. Des traînées et taches rouilles sont visibles à partir de 50 cm (Tableau-Annexe I.5.B.). Les variations autour du profil-type concernent essentiellement l'épaisseur des horizons. L'horizon C/R peut être rencontré dès 40 cm de profondeur.

Les caractéristiques analytiques des profils sont présentées sur la figure I.9. Les teneurs en MO sous prairie sont élevées, environ 7 % sur 0-20 cm. Les teneurs en phosphore total sont élevées en surface à la suite de fortes fertilisations NPK. Les pH_{H2O} sont proches de la neutralité sur tout le profil, et les pH_{KCl} sont compris entre 4,5 et 5,0. Les capacités d'échange et bases échangeables sont très élevées. Les teneurs en Na⁺ échangeable ne sont pas négligeables, particulièrement en profondeur, où elles peuvent être supérieures à 15 % des bases échangeables totales, et sont parfois proches de 10 % en surface. Les teneurs en eau à pF 4,2 sont fortes, et les réserves en eau utile varient de 5 à 10 %. Les densités apparentes varient de 1,0 à 1,2 et la stabilité structurale sous prairie est très bonne, souvent proche de 0,3 (ALBRECHT *et al.*, 1985). Les réserves en bases totales sont très élevées (118 cmole/kg sol) et la fraction argileuse est très nettement dominée par des smectites.

La mise en culture maraîchère s'accompagne de l'apparition, dès la surface, de structures cubiques à prismatiques grossières, du développement des fentes de retrait, de l'éclaircissement des horizons A_p et de phénomènes d'érosion en nappe et de glçage de surface. La stabilité structurale, mesurée au champ ou en laboratoire, diminue fortement (ALBRECHT *et al.*, 1992b).

Les profils de carbone (Figure I.10.) montrent que les variations concernent essentiellement les trente premiers centimètres. Les profils sous prairie se distinguent très nettement des profils sous culture maraîchère.

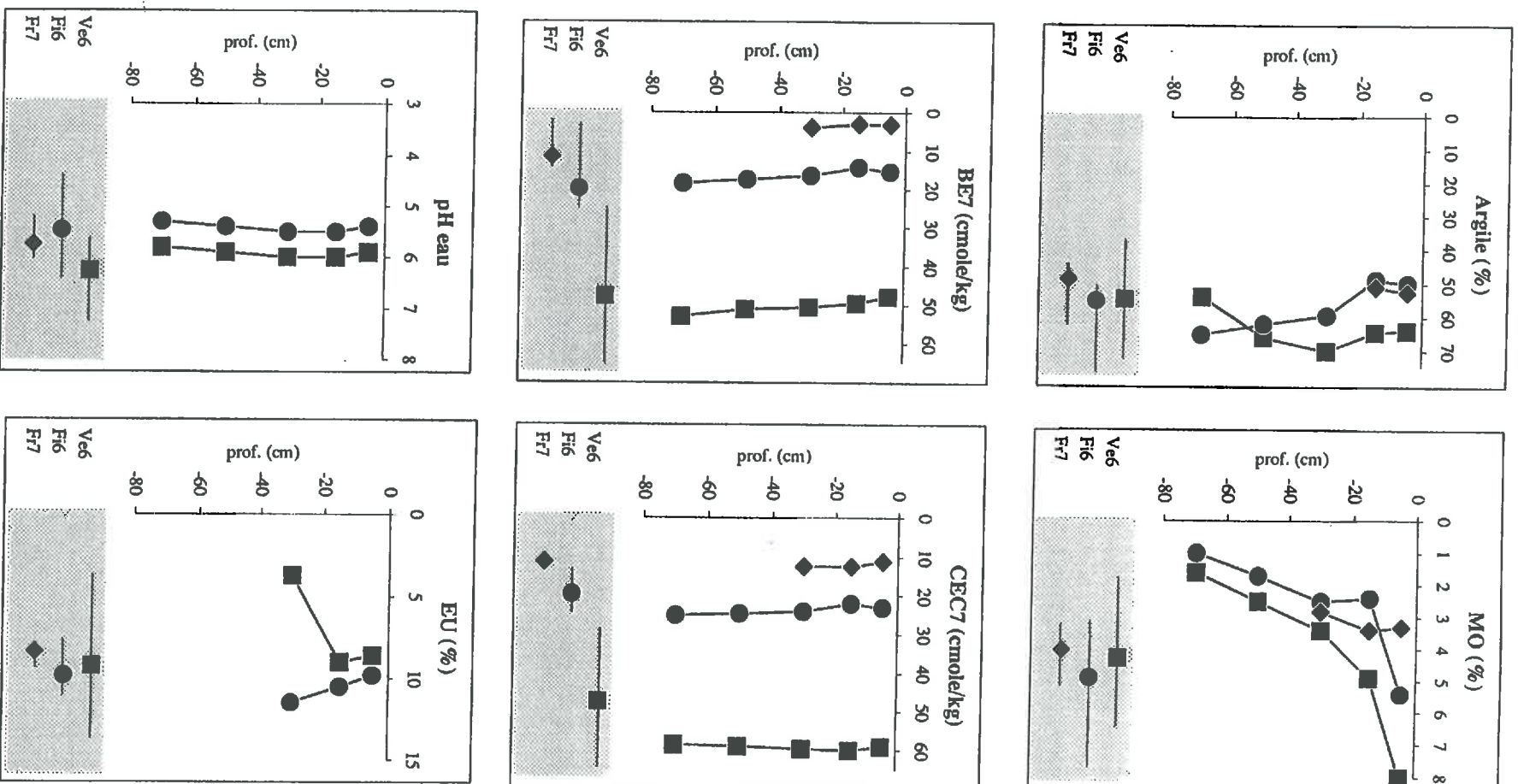


Fig I.9 - Quelques caractéristiques analytiques de profils de sols des Antilles (Ve6, Fi6, Fr4 et Fr7).
 Sous les profils, valeurs moyennes et étendues pour les horizons 0 - 20 cm.

B - LES SOLS A CARACTÈRE FERRALLITIQUE

Nous distinguerons les "ferrisols" (Fig6) de la Martinique des sols à caractère ferrallitique plus prononcés de Sainte-Lucie (Fr7) et de la Guadeloupe (Fr4). Seules seront décrites ici les situations Fig6 et Fr7.

1 - Les "ferrisols" sur brèches andésitiques (Fig6)

Nous rappelons que le terme "ferrisol" est celui préconisé localement par COLMET-DAAGE et LAGACHE (1965). Ces sols correspondent à des "sols ferrallitiques faiblement désaturés, groupe des sols rajunis ou pénévoués" (C.P.C.S., 1967). Les capacités d'échange cationique (CEC7) élevées et les taux de saturation supérieurs à 50 % placent ces sols, riches en kaolinite et halloysite, à la limite de la classe des sols ferrallitiques, et justifie cette dénomination de "ferrisols". (Classification. FAO : ferralic cambisol ; USDA, 7th Approx. : eutropept).

Le profil-type, sous canne à sucre (Ca50) est décrit dans la parcelle Duquesne Haut de l'habitation du Galion à Ste Marie (CHEVIGNARD *et al.*, 1987).

C'est un sol argileux, de couleur jaune-brun sur tout le profil. La structure grenue en surface, due à un enracinement bien développé, passe ensuite à polyédrique. Les transitions sont graduelles et des phénomènes d'hydromorphie se manifestent à 80 cm sous forme de concrétions ferromanganifères (Tableau-Annexe I.5.B.). On note parfois la présence d'un horizon B de couleur rouge.

Le profil analysé (Figure I.9) est situé dans une parcelle voisine du profil décrit. La teneur en MO est moyenne à élevée en surface (environ 5 %), et décroît régulièrement ensuite. Les teneurs en phosphore total sont très élevées ici (cas particulier). Ce sol est acide en surface, et tend vers la neutralité en profondeur. Les capacités d'échange sont d'environ 10 à 15 cmole/kg sol sur tout le profil, et les bases échangeables d'environ 10 cmole/kg sol. Les teneurs en eau à pF 4,2 sont d'environ 30 %, et les réserves utiles d'environ 10 %. La stabilité structurale sous canne à sucre est généralement bonne (Is varie de 0,2 à 0,5) et les densités apparentes sont comprises entre 1,0 et 1,2 (CHEVIGNARD, 1985). Les réserves en bases totales sont aussi élevées (135 cmole/kg sol) que celles des vertisols Ve6. La fraction argileuse est dominée par un mélange de kaolinite et d'halloysite associée à de la goéthite.

Par ailleurs, BARRET (1988) a bien mis en évidence des différences morphologiques importantes entre les horizons de surface de sols sous prairies et sous cultures maraîchères : structure grumelleuse fine, et activité importante de vers de terre dans le premier cas, structure polyédrique très grossière dans le second.

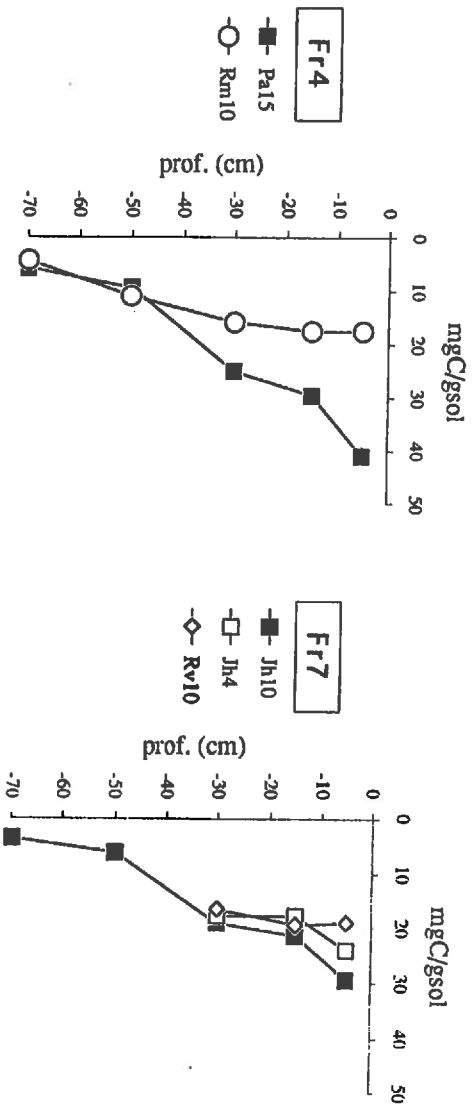
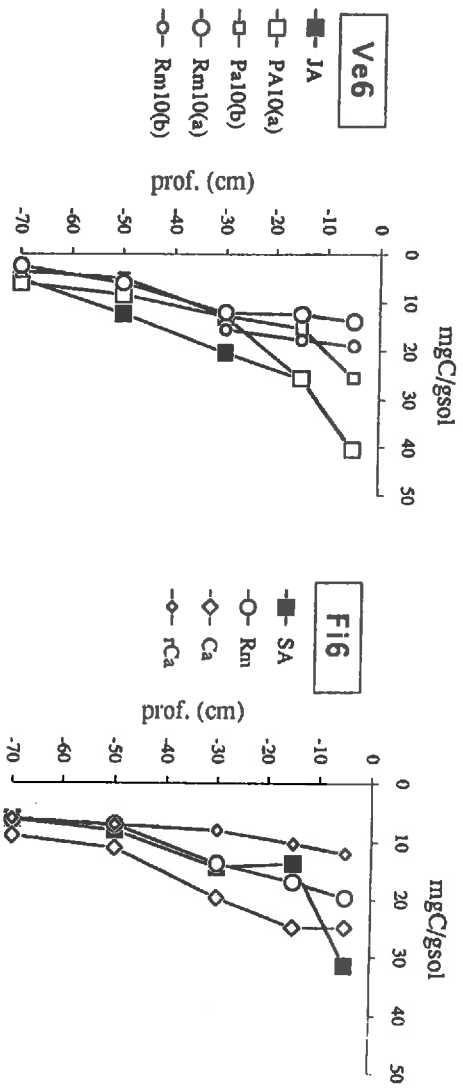


Fig I.10 - Profils de carbone des situations des Antilles (Ve6, Fi6, Fr4 et Fr7).

Les profils de carbone (Figure I.10.) montrent que les variations des teneurs en MO selon le mode de gestion de ces sols peuvent être importantes et concernent essentiellement les trente premiers centimètres.

2 - Les sols ferrallitiques faiblement désaturés sur matériaux andésito-dactitiques (Fr7)

Ces sols ont un caractère ferrallitique plus prononcé que les ferrisols au vu de leur capacité d'échange (CEC7) et de leur teneur en bases échangeables généralement plus faibles. Ils peuvent être classés en sols ferrallitiques faiblement désaturés en B typiques (sous-groupe modal ou faiblement pénévolué). (Classification. FAO : acrisol ; USDA, 7th Approx. : eutorthox).

Le profil-type sous culture vivrière de longue durée (Rv10) est décrit dans un champ paysan à Lamaze à Ste Lucie.

Il s'agit d'un sol argileux, à horizon B rouge bien structuré sur tout le profil, avec forte activité biologique (vers, fourmis) malgré des cultures continues de longue durée. Les variations autour du profil-type sont liées à la position du sol dans le paysage (profils plus ou moins tronqués) ou à la nature du matériau originel (pôles andésitiques ou dactitiques).

Les teneurs en MO de ce sol cultivé sont d'environ 3 % en surface. Les teneurs en P₂O₅ total sont faibles. Les pH, acides en surface, augmentent en profondeur. Les capacités d'échange cationique (CEC7) sont d'environ 10 à 12 cmole/kg sol sur tout le profil et les bases échangeables (BE7) sont comprises entre 5 et 8 cmole/kg sol. Les teneurs en eau à pF 4,2 varient de 25 à 30 % et les réserves en eau utile de 6 à 8 %. Les densités apparentes varient de 1,0 à 1,2. La fraction argileuse est dominée par un mélange de kaolinite et d'halloysite associé à de la goéthite.

La mise en culture derrière des jachères de longue durée s'exprime assez peu sur la morphologie du profil en dehors de la diminution des racines. Les sols cultivés restent naturellement bien structurés et conservent une activité biologique importante (vers, fourmis).

Les profils de carbone (Figure I.10.) montrent que les variations des teneurs en matière organique concernent essentiellement les vingt premiers centimètres du sol.

3 - Sols ferrallitiques faiblement désaturés sur alluvions (Fr4)

Signalons, pour cette situation du domaine de l'I.N.R.A. en Guadeloupe, que les caractéristiques analytiques de ces sols (Figure I.9.) sont relativement proches de celles de la

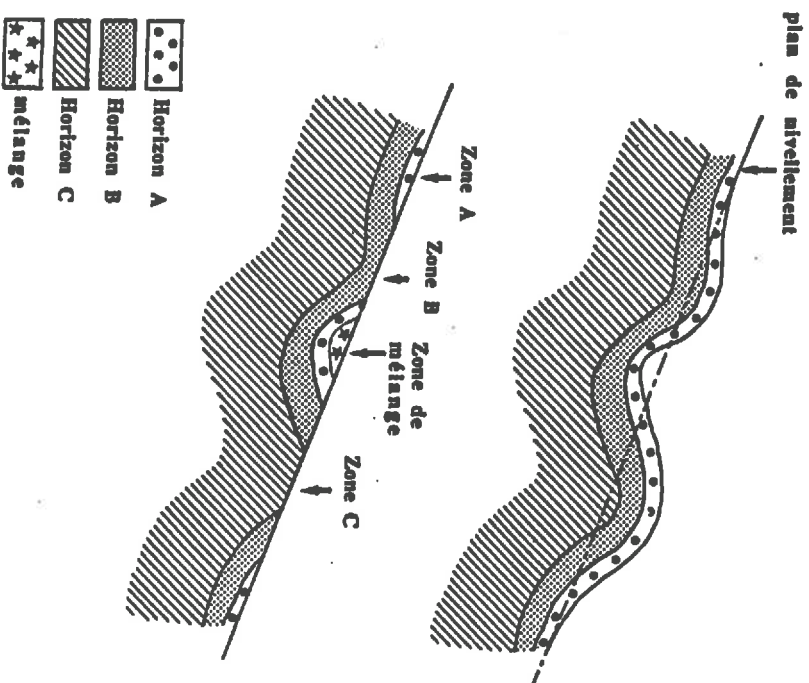


Fig I.11 - Présentation des opérations de "remodelage" et conséquences sur les horizons pédologiques mis à l'affleurement.

situation Fr7, même si la morphologie des profils est sensiblement différente (description dans CEE, 1988). (Classification. FAO : acrisol ; USDA, 7th Approx. : eutrothox).

Les profils de carbone correspondant à des situations maraîchères (Rm 10) ou à des prairies à *Digitaria* (Pa15) de longue durée sont portés sur la figure I.10. On constate que les différences des teneurs en MO concernent essentiellement les cinquante premiers centimètres et rappellent l'amplitude des différences notées sous vertisol (Ve6) pour les mêmes agrosystèmes.

4 - Les sols ferrallitiques "remodelés"

On entend par "remodelage" une opération de nivellement des collines pratiquée à la Martinique et à la Guadeloupe entre les années 1970 et 1980 pour faciliter la mécanisation des cultures de canne à sucre. Il en est résulté l'arasement des horizons A, et parfois des horizons B des sols dans de nombreuses exploitations. Les matériaux de l'horizon humifère n'ayant généralement pas été rapportés à la surface du sol après l'opération, les cultures sont implantées directement sur les horizons B ou C mis à l'affleurement (Figure I.11.).

Ce type de situation en "vraie grandeur" a été utilisé pour étudier les premières phases de reconstitution des stocks organiques (nature et dynamique) et des activités biologiques des sols sous l'effet d'un seul type de culture (canne à sucre) (CHEVIGNARD, 1985 ; CHEVIGNARD *et al.*, 1986 et 1987 ; FELLER et VALONY, 1986 ; FELLER *et al.*, 1986, BARRET *et al.*, 1991; CADET et ALBRECHT, 1992).

La description détaillée des profils et l'impact du remodelage sur les propriétés générales de divers types de sols (ferrisols, andosols, sols bruns à halloysite) a été faite par CHEVIGNARD (1985). Nous nous contenterons ici de donner quelques exemples de profils de carbone pour un ferrisol remodelé (rFi6-Ca) 15 ans auparavant. Celui-ci est comparé à un profil témoin non remodelé (Fi6-Ca) situé dans la même parcelle de canne à sucre de l'exploitation du Galion (Figure I.10.). Les autres données analytiques sont présentées en annexe I.5.C.

On constate que les sols "remodelés" sont très appauvris en matière organique (C% < 10). Après 15 années de culture continue de canne à sucre, leur teneur en carbone dans l'horizon de surface représente moins de 50 % de celle du sol initial non "remodelé". Parallèlement on note (Annexe I.5.C.), avec le remodelage, une forte diminution des teneurs en azote total, en phosphore total et assimilable et en bases échangeables, malgré des fertilisations minérales souvent très fortes sur ces sols.

Tableau I.5.A.- Paramètres statistiques des équations de régression multiple pour les corrélations du

type : $Y = aC + b(A+LF) + c$, avec C en mg/g sol et A+LF en g/100 g sol.

r = coefficient de la corrélation multiple.

r1, r2 et r3 = coefficients des corrélations simples Y-C, Y-(A+LF) et C-(A+LF).

R = Valeur théorique de r1, r2 ou r3 au risque de 1 %.

NS, S et HS = Non Significatif (5 %), Significatif (5 %) et Hautement Significatif (1 %).

Situations F des Antilles. Horizons 0-20 cm.

Y	n	a	b	c	r	Signification	r1/r2	r1	r2	r3	R (1 %)
P _H H ₂ O	18	0,008	-0,05	8,81	0,55	S	-0,3	0,14	-0,55	-0,09	0,58
P _H KCl	18	0,014	-0,06	8,84	0,58	S	-0,4	0,2	-0,56	-0,09	0,58
BE7 (cmole/kg)	17	-0,05	-0,11	16,27	0,25	NS	0,5	-0,11	-0,23	0,14	0,59
CEC7 (cmole/kg)	19	0,35	0,19	-6,24	0,56	S	2,6	0,49	0,19	-0,13	0,56
P ₂ O _{5t} (%)	17	0,044	0,017	-1,26	0,35	NS	-11,0	0,33	-0,03	-0,41	0,59
PF _{2,5} (%)	19	0,23	0,49	-2,99	0,66	HS	0,4	0,24	0,58	-0,13	0,56
PF _{4,2}	16	0,08	0,29	5,66	0,43	NS	0,1	0,03	0,41	-0,25	0,61
EU (%)	16	0,1	0,13	-2,3	0,5	S	0,8	0,27	0,33	-0,25	0,61

Tableau I.5.B.- Paramètres statistiques des équations de régression multiple pour les corrélations du

type : $Y = aC + b(A+LF) + c$, avec C en mg/g sol et A+LF en g/100 g sol.

r = coefficient de la corrélation multiple.

r1, r2 et r3 = coefficients des corrélations simples Y-C, Y-(A+LF) et C-(A+LF).

R = Valeur théorique de r1, r2 ou r3 au risque de 1 %.

NS, S et HS = Non Significatif (5 %), Significatif (5 %) et Hautement Significatif (1 %).

Situations V des Antilles. Horizons 0-20 cm.

Y	n	a	b	c	r	Signification	r1/r2	r1	r2	r3	R (1 %)
P _H H ₂ O	9	-0,02	0,015	5,79	0,57	NS	-1,0	-0,5	0,52	0,63	0,76
P _H KCl	9	-0,02	0,02	5	0,6	NS	-0,9	-0,52	0,57	0,63	0,76
BE7 (cmole/kg)	9	0,73	0,14	13,9	0,65	NS	-2,1	0,64	-0,3	0,63	0,76
CEC7 (cmole/kg)	9	1,03	0,14	12,29	0,76	S	-1,9	0,76	-0,39	0,63	0,76
P ₂ O _{5t} (%)	9	0,006	0	0,58	0,55	NS	-1,1	0,51	-0,47	0,63	0,76
PF _{2,5} (%)	9	-0,11	-0,15	20,57	0,48	NS	-0,1	0,04	-0,39	0,63	0,76
PF _{4,2}	9	0,77	0,031	19,91	0,68	S	-6,2	0,68	-0,11	0,63	0,76
EU (%)	9	-0,11	-0,15	20,57	0,48	NS	-0,1	0,04	-0,39	0,63	0,76

**C - RELATIONS ENTRE LES TENEURS EN CARBONE (C) ET QUELQUES AUTRES
CARACTÉRISTIQUES ANALYTIQUES POUR LES DIVERSES SITUATIONS DES ANTILLES**

A l'exemple des situations d'Afrique de l'Ouest, nous avons testé, pour les horizons 0-20 cm, l'existence ou non de liaisons entre les teneurs en carbone (C) et quelques autres caractéristiques analytiques (Y). Les données analytiques des horizons 0-20 cm sont dans les annexes I.5.D. Les résultats statistiques sont résumés dans les tableaux I.5.A. (sols F à caractère ferrallitique) et I.5.B. (sols V à caractère vertique).

Pour les sols F des Antilles, seule la capacité d'échange CEC7 est significativement liée (au risque 5%) à la teneur en carbone ($r_1=0,49$). Ces sols argileux se distinguent donc très nettement des sols ferrugineux et ferrallitiques à texture grossière d'Afrique de l'Ouest pour lesquels les liaisons sont généralement hautement significatives entre de nombreuses propriétés chimiques et les teneurs en carbone. Il est certain que, malgré les fortes variations interparcelaires des teneurs en carbone, les teneurs élevées en éléments fins d'une part, et les réserves minérales importantes de ces sols d'autre part, limitent les possibilités de voir s'exprimer un effet positif de la matière organique sur les propriétés chimiques et physico-chimiques considérées.

De même, pour les sols V, seules CEC7 et BE7 sont significativement liées aux teneurs en carbone (r_1 respectivement égaux à 0,76 et 0,64).

V. - LES SITUATIONS DU BRÉSIL

L'influence des remontées des masses d'air polaire dans le sud du Brésil conduit à des températures moyennes annuelles relativement faibles pour la zone intertropicale. Elles sont respectivement de 21 C et 18 C pour les situations Fo8 et Fo9. Cet effet est d'autant plus marqué que l'altitude est élevée. Les températures moyennes du mois le plus froid (juillet) sont inférieures à 18 C, et le climat est donc de type subtropical humide, avec des pluviosités annuelles variant de 1000 à 1500 mm. La répartition des pluies distingue la situation n 8, présentant une saison sèche en hiver (juin à septembre), de la situation Fo9, sans saison sèche marquée. Cette dernière a des gelées fréquentes en hiver. La sécheresse peut être considérée comme faible, avec peu ou pas de "mois secs" et des déficits hydriques négatifs.

Les deux situations retenues appartiennent au bassin sédimentaire du Parana et sont localisées sur des plateaux vallonnés recouverts de sols ferrallitiques argileux très désaturés ou "latosols" (VOLKOFF, 1984-1985).

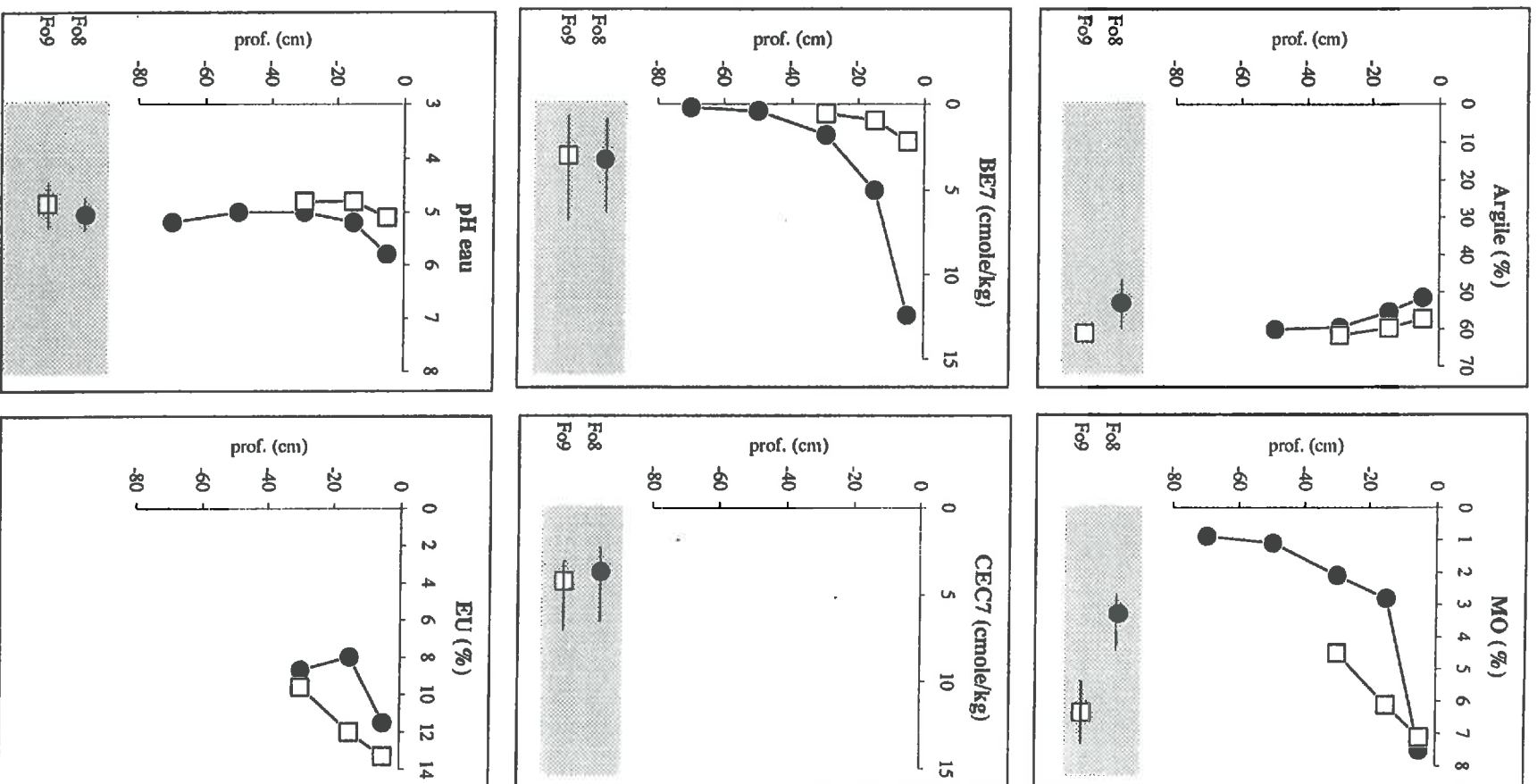


Fig I.12 - Quelques caractéristiques analytiques de profils de sols du Brésil (Fo8 et Fo9). Sous les profils, valeurs moyennes et étendues pour les horizons 0 - 20 cm.

Les végétations naturelles sont une forêt claire (Fc) semi-décidue dite "Latifoliada" (CERRI, 1986) pour la situation Fo8, et une prairie naturelle (Pn) subtropicale ("Campo") à légumineuses, composées et graminées pour la situation Fo9 (LARACH *et al.*, 1984). Toutes les situations du Brésil étudiées ici correspondent à des systèmes de culture très intensifiés : canne à sucre pour la situation Fo8 et rotations à base de blé/soja pour la situation Fo9) (Tableau I.3.).

A - ETAT DE SÃO PAULO (PIRACICABA). SITUATION FO8.

La situation étudiée est localisée dans la plantation de canne à sucre de l'usine de Capuava, près de Piracicaba.

Les sols étudiés sont des sols ferrallitiques argileux fortement désaturés (à caractère oxygène), riches en fer (Fe_2O_3 total d'environ 13 %), classés en "latosol rouge sombre" dans la classification brésilienne (Latosso vermelho escuro) (CERRI *et al.*, 1991). Ils sont développés sur des matériaux issus d'altération de basaltes incorporant des passées sableuses.

On étudie des parcelles cultivées en canne à sucre depuis 12 (Ca12) et 50 (Ca12) ans après défrichement de la forêt. Les parcelles ne sont distantes que de quelques dizaines à centaines de mètres sur un terrain rigoureusement plat. La fertilisation minérale est de 2300 kg/ha avec la formule 15/00/25 à la récolte et 00/20/30 à la plantation, ce qui correspond à une fertilisation phosphatée relativement faible. Il n'y a pas d'apport de vinasse ni de chaulage. A la récolte, les cannes sont brûlées. Les restitutions organiques au sol sont réduites à l'enfouissement, à chaque replantation, tous les 4 à 8 ans environ, de "tourteau de presse" dans le sillon.

Le profil-type est sous une forêt dégradée. C'est un sol argileux sur l'ensemble du profil, de couleur rouge foncé. La structure grumelleuse en surface est liée à une forte densité racinaire et à une activité biologique de diploptides très élevée. La structure devient cubique à plus ou moins massive en profondeur, mais avec des sous-structures ou débit en polyèdres très fins ("poudre de café"), caractéristiques de ces latosols. (Classification. FAO : rhodic ferrallosol ; USDA, 7th Approx. : acrorthox).

Les teneurs en MO (Figure I.12.) sont élevées en surface (4 à 8 %) et diminuent régulièrement avec la profondeur ; elles sont encore comprises entre 1 et 2 % de 30 à 80 cm. Les PHH_2O , d'environ 6,0 en surface, diminuent rapidement en profondeur avec des valeurs de 5 à partir de 20 cm. Les bases échangeables (BE) et la capacité d'échange effective (ECEC) sont élevées en surface (supérieures à 12 cmole/kg sol), mais diminuent très rapidement avec la profondeur (4 cmole/kg sol à 20 cm, 0,5 cmole/kg sol à 50 cm). Les teneurs en $Al^{3+}+H^+$ échangeables sont faibles, variant de 0,1 à 0,6 cmole/kg sol, ce qui représente de 1 à 18 % de la somme des cations échangeables. Le calcium domine généralement le complexe d'échange. Les

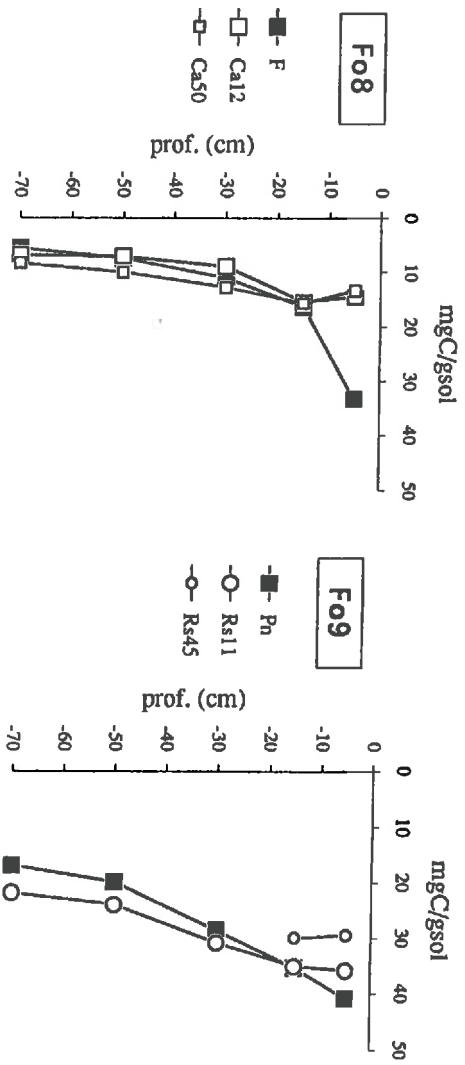


Fig I.13 - Profils de carbone des situations du Brésil (Fo8 et Fo9).

densités apparentes varient de 1,2 à 1,4. Les teneurs en eau à pF 4,2 et à pF 2,5 sont d'environ 10 et 20 % sur tout le profil. Les réserves en eau utile (EU) varient de 8 à 12 %. La stabilité structurale est élevée en surface ($I_s = 0,25$). Les réserves en bases totales (TRB) des horizons de surface sont faibles, d'environ 12 cmole/kg sol. La fraction argileuse est constituée de kaolinite, hématine, goéthite et de traces de gibbsite.

La mise en culture modifie fortement les caractéristiques morphologiques des horizons de surface (0 à 30 cm). Ceux-ci deviennent plus massifs, très compacts, avec des transitions distinctes entre 10 et 20 cm. Les structures se présentent sous forme lamellaire grossière (Ca12) ou en blocs sub-anguleux de grande taille, avec des macroporosités réduites et une forte diminution des microstructures. On assiste donc à une dégradation importante de la structure liée : (i) à de fortes diminutions des teneurs en MO , (ii) au type de défrichement (mécanique pour Ca50) et (iii) à une forte mécanisation de la culture sur les deux parcelles Ca12 et Ca50 (tassement par les passages répétés des tracteurs et machines). Ceci s'exprime sur la stabilité structurale du sol qui passe de 0,25 sous forêt à 1,4 dans les parcelles cultivées en canne à sucre depuis 12 ans.

Les profils de carbone (Figure I.13.) font apparaître que l'effet de la mise en culture sur les variations des teneurs en carbone des sols concerne essentiellement les quinze premiers centimètres.

B - ETAT DU PARANA (PONTA GROSSA). SITUATION FOY.

Les situations étudiées sont localisées dans la propriété "Constantino Nodal" et sur la station agronomique de Itapeva (IAPAR).

Les sols étudiés sont des sols argileux ferrallitiques fortement désaturés, à caractère oxiqne, très riches en fer (Fe2O3 total d'environ 20 %), classés en "latosol rouge dystrique" dans la classification brésilienne (Latosolo roxo distrofico). Ils sont développés sur des formations sédimentaires de composition globale proche des diabases. (Classification. FAO : rhodic dystric ferralsole ; USDA, 7th Approx. : acrorthox).

On étudie des parcelles sous culture depuis 3 à 45 ans après le défrichement d'une prairie naturelle. Les systèmes de culture sont très intensifiés fondés sur des rotations à base de riz-blé-soja. Toutes les parcelles reçoivent de fortes fertilisations minérales, certaines étant chaulées (détail non connu). Il n'y a pas d'amendement organique sur les parcelles cultivées.

Le profil-type, sous prairie naturelle (Pn), est décrit dans la propriété "Constantino Nodal". C'est un sol argileux sur l'ensemble du profil, de couleur rouge, à structure grumelleuse à polyédrique bien développée en surface, devenant massive à polyédrique moyenne ou fine en

profondeur. La texture, au toucher, sur le terrain, paraît argilo-sableuse à argilo-limonense en raison de la présence de pseudo-particules.

Nous n'avons pas de détermination granulométrique sur tout le profil (Annexe I.6.C.) Les horizons de surface ont des teneurs en argile d'environ 65 %. Les teneurs en MO sont très élevées en surface (6 à 8 %) et restent fortes en profondeur (de 3 à 4 % entre 40 et 80 cm). Les $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ sont acides (entre 4,5 et 5,0) et les pH_{KCl} sont aux environs de 4,0. La capacité d'échange effective (ECEC) et les bases échangeables sont à un faible niveau. Les teneurs en $\text{Al}^{3+} + \text{H}^+$ échangeables varient de 1,0 à 2,7 cmole/kg sol, ce qui représente de 44 à 85 % de la somme des cations échangeables. La densité apparente varie de 0,9 à 1,1 et les teneurs en eau à pF 4,2 et pF 2,5 sont d'environ 25 et 38 % sur tout le profil. Les réserves en eau utile (EU) varient entre 10 et 13 %. Les réserves en bases totales (TRB) sont d'environ 12 cmole/kg sol en surface. La fraction argileuse est constituée principalement de gibbsite, hématine et kaolinite.

La mise en culture modifie rapidement et fortement la morphologie des horizons de surface dans le même sens que la situation Fo8 : la structure, initialement grumelleuse à polyédrique, tend, après culture, vers des structures cubiques à prismatiques grossières, associées à des structures "particulaires" (pseudo-sables). La compacité est fortement accrue. Cet effet est observable sur 5 cm après trois ans de culture, et sur 15 cm après onze ans. L'observation de parcelles de 22 et 45 ans indique qu'il n'y a plus de variations importantes au-delà de 11 ans. Des transitions distinctes à nettes apparaissent entre les horizons Ap1 et Ap2.

Les profils de carbone (Figure I.13.) font apparaître que l'effet de la mise en culture sur les variations des teneurs en carbone des sols concerne essentiellement les 20 à 30 premiers centimètres.

En résumé, bien que les situations Fo8 et Fo9 correspondent toutes deux à des sols ferrallitiques argileux fortement désaturés, ces deux sols diffèrent assez nettement par leur minéralogie (teneur en fer total, présence de gibbsite), leur teneur en MO (plus élevée pour Fo9), leur pH (plus acide pour Fo9) et leurs propriétés d'échange (BE et ECEC plus faibles pour Fo9). Les différences de climat (température plus faible et absence de saison sèche pour Fo9) entre les deux situations expliquent probablement en partie les différences d'acidité, de teneur en MO et en bases échangeables observées.

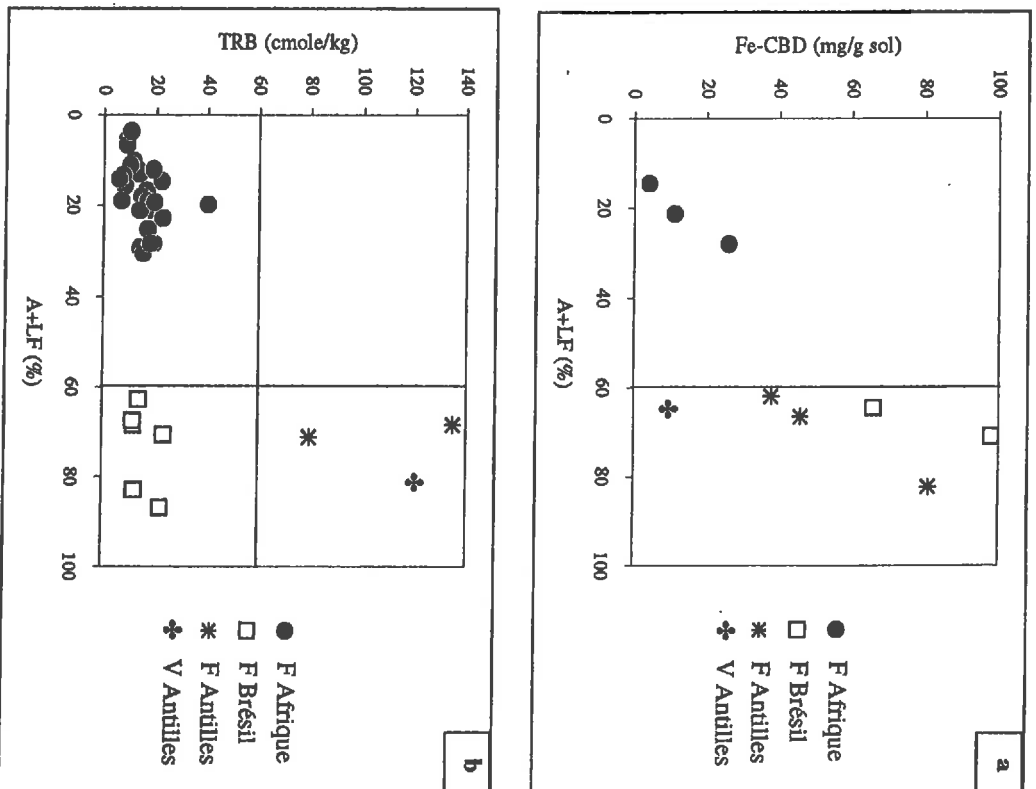


Fig. 1.14 - Relations entre les teneurs en éléments fins (A+LF), en bases totales (TRB) et en fer-CBD (Fe-CBD) pour les horizons de surface de quelques uns des sols étudiés.

(a) Relation Fe-CBD/A+LF,
 (b) Relation TRB/A+LF.

C - RELATIONS ENTRE LES TENEURS EN CARBONE (C) ET QUELQUES AUTRES CARACTÉRISTIQUES ANALYTIQUES POUR LES SITUATIONS DU BRÉSIL

Nous ne disposons pas, pour ces situations, d'un nombre de parcelles et d'analyses suffisant pour un traitement statistique des horizons 0-20 cm identique à ceux faits pour les situations d'Afrique de l'Ouest et des Antilles. Toutefois, l'examen des données pour chaque situation (Annexe I.6.D.) fait apparaître que :

- pour la situation Fo8, où les parcelles en canne à sucre ne sont pas chaulées, les valeurs de pH, BE et ECEC diminuent avec les teneurs en carbone;
- pour la situation Fo9, les mêmes comparaisons sont difficiles par suite d'éventuels apports de chaux.

VI. - SYNTHÈSE

A - ASPECTS PÉDOGÉNÉTIQUES ET GÉOCHIMIQUES

Dès l'aperçu général du dispositif, nous avons classé les situations retenues en trois grands ensembles pédologiques : les sols ferrugineux et ferrallitiques F, les sols à caractère vertique V et les sols à caractère andique A. Au sein de l'ensemble F, et sur la base de données analytiques des horizons B (teneurs en éléments fins, en bases totales et en fer), nous avons mis en évidence de grandes différences entre les situations d'Afrique de l'Ouest, des Antilles et du Brésil.

En est-il de même pour les horizons A ?

Pour les horizons de surface des sols F, les différences de *texture* entre les situations sont spectaculaires, puisqu'on passe de textures sableuses ou sablo-faiblement-argileuses (situations Ft1, Ft1, Ft2, Ft3) à des textures sablo-argileuses (Ft2) et argileuses (Ft4, Ft6, Ft7, Fo8, Fo9). Ces différences existent aussi bien à l'échelle régionale (comparaisons Afrique de l'Ouest, Antilles, Brésil) qu'à celles du bassin versant (situations Ft1 et séquence Ft2-Ft2). Avec ce classement textural, les sols ferrugineux et ferrallitiques d'Afrique de l'Ouest se distinguent nettement des ferrisols et sols ferrallitiques des Antilles et du Brésil. De même, les *teneurs en fer* (exprimées par FeCBD : fer cristallisé + fer amorphe) permettent une nette distinction entre les horizons de surface d'Afrique de l'Ouest et ceux des Antilles et du Brésil (Figure I.14.). Enfin, ce sont les *réserves en bases totales* (TRB) qui différencient nettement (Figure I.14.b.) les sols ferrallitiques des Antilles (valeurs élevées) de ceux du Brésil (valeurs faibles).

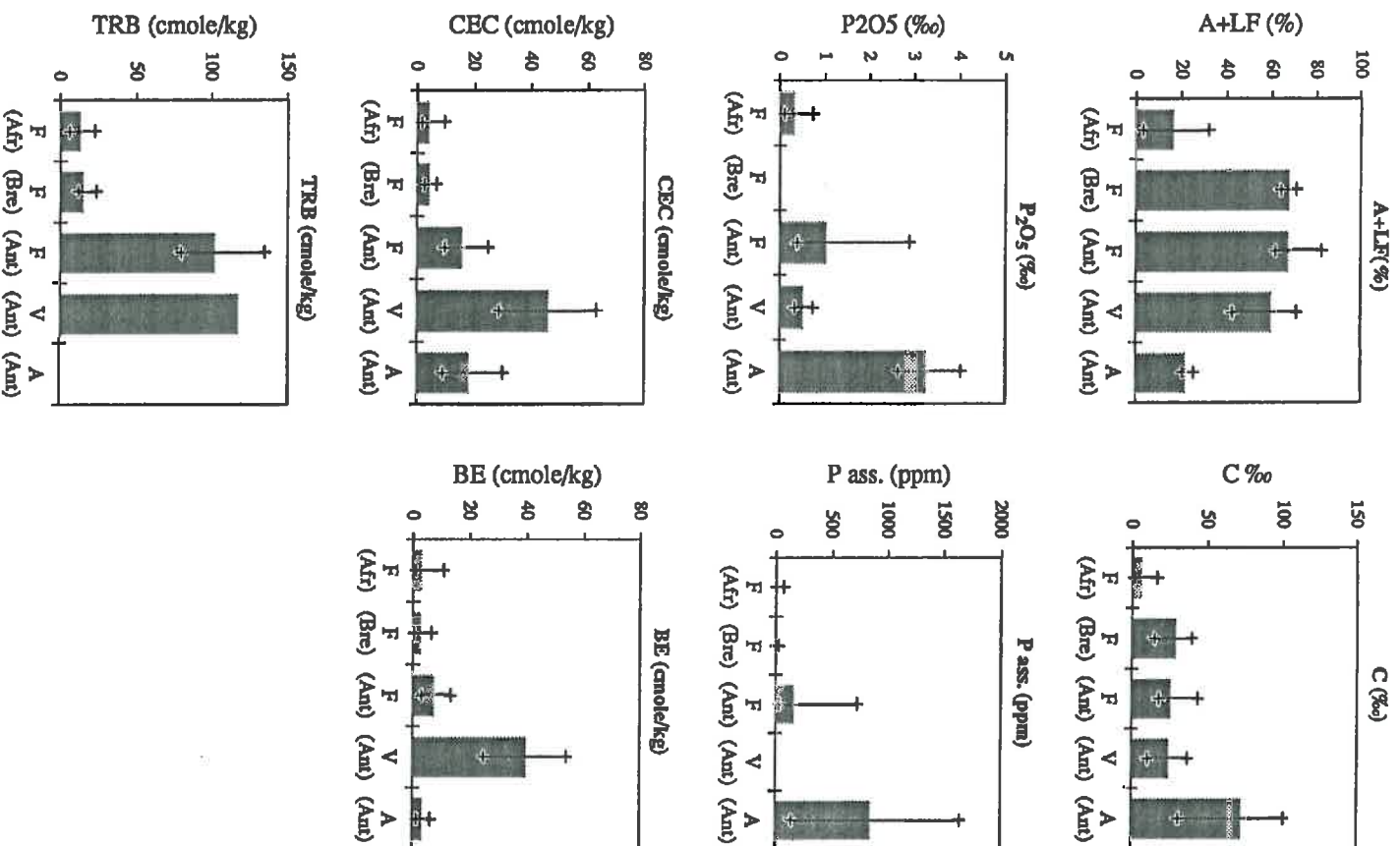


Fig I15 - Comparaison des valeurs moyennes, minimales et maximales de quelques caractéristiques analytiques d'horizons 0 - 20 cm des situations étudiées.
 F = sols à argile 1/1 ; V= sols à argile 2/1 ; A = sols à allophane ; Afr = Afrique ; Bre = Brésil ; Ant = Antilles.

Ainsi, sur les plans textural, minéralogique et géochimique, on peut considérer que la collection de sols sélectionnée ici pour l'ensemble F permet de couvrir une très large diversité des horizons de surface (non ou peu hydromorphes et non ou peu gravillonnaires) des sols ferrugineux et ferrallitiques des régions intertropicales à climat chaud.

B - ASPECTS AGRO-PÉDOLOGIQUES : RELATIONS ENTRE LA MATIÈRE ORGANIQUE ET LES PROPRIÉTÉS DES SOLS

1 - Mise en culture et morphologie des horizons de surface

Le défrichement et la mise en culture continue ou, à l'inverse, la remise en jachère ou en prairie de sols cultivées depuis de nombreuses années, conduit à des modifications importantes de l'organisation des horizons de surface. Quatre types de situation peuvent être distinguées :

- pour les horizons à texture grossière d'Afrique de l'Ouest, la structure massive à grumelleuse ou polyédrique sous végétation arbustive à arborée passe, après 1 à 3 années de culture, en une structure particulière sur 5 à 10 cm avec formation d'organisations pelliculaires superficielles et compaction de l'horizon sous-jacent ;
- pour les sols F d'origine volcanique des Antilles, à kaolinite et halloysite, une structure fragmentaire bien développée, souvent polyédrique, se conserve sous culture ;
- pour les sols F à caractère oxisque du Brésil, la structure grumelleuse à polyédrique bien développée sous forêt ou prairie, devient, comme pour les sols sableux, rapidement particulière sur les premiers centimètres avec formation de pseudo-sables, puis massive à prismatique ou cubique pour l'horizon sous-jacent ;
- pour le vertisol magnésio-sodique de la Martinique (Ve6), la structure grumelleuse, associée à une sur-structure prismatique, observée en surface sous forêt ou prairie, disparaît sous culture annuelle et seule une structure massive à prismatique très grossière est conservée.

2 - Teneurs en matière organique

Nous avons vu qu'au sein de chaque situation pédologique, les teneurs en MO des horizons de surface dépendaient à la fois de la nature du sol et de son mode de gestion. La comparaison de sols semblables quant à leur texture et leur minéralogie permet de montrer que, quel que soit le type de sol, les teneurs en MO des horizons de surface varient fortement selon le mode de gestion des sols. Cet effet concerne principalement les 10 à 30 premiers centimètres des sols. Aussi avons-nous étudié plus particulièrement les variations portant sur les horizons moyens 0-20 cm. Celles-ci sont résumées sur la figure I.15.

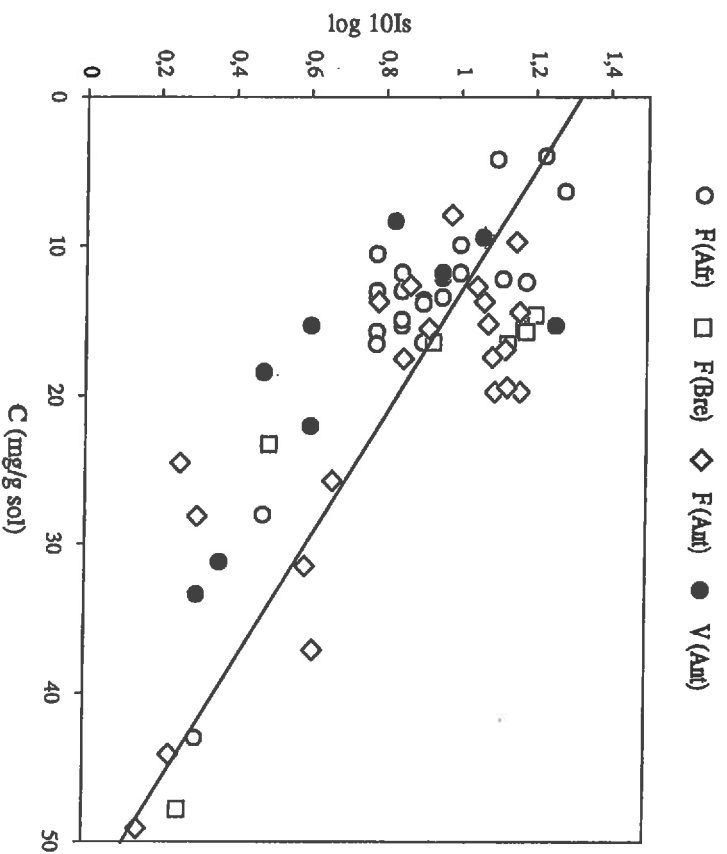


Fig 1.16 - Relation entre l'indice d'instabilité structurale I_s (exprimé sous forme de $\log 10I_s$) et la teneur en carbone C pour les horizons 0 - 20 cm des sols étudiés ;
 F = sols à argile 1/1 ; V = sols à argile 2/1 ; Afr = Afrique ; Bre = Brésil ; Ant = Antilles.

Pour les teneurs en carbone des sols F et V (Figure I.15.), on peut distinguer trois groupes d'horizons de surface :

- les horizons sableux à sablo-argileux des sols F d'Afrique de l'Ouest dont les teneurs en carbone varient de 2 à 15 % environ ;
- les horizons argileux des sols F et V des Antilles et du Brésil dont les teneurs varient de 10 à 45 %. On notera en particulier la similitude des teneurs moyennes en carbone et l'étendue des variations pour des sols très différents (F et V) sur le plan minéralogique et pour des situations très contrastées sur le plan climatique ;
- pour mémoire et pour comparaison, les horizons de surface des sols à caractère andique dont les teneurs en carbone sont beaucoup plus élevées.

3 - Relations entre la matière organique et les autres propriétés édaphiques

• Propriétés hydriques.

Pour les horizons 0-20 cm des sols F, nous avons vu que les teneurs en eau à différents pH (2,5 et 4,2) et les réserves en eau utile (EU) sont essentiellement déterminées par la teneur en éléments fins et très peu par celles en carbone (Tableaux I.4. et I.5.). Divers auteurs ont toutefois mis en évidence, pour les sols ferrugineux et ferrallitiques, des effets de la matière organique sur ces caractéristiques hydriques (cf. revue bibliographique de BOYER, 1982). Ces effets ne s'expriment pas ou peu ici pour la collection étudiée.

• Stabilité structurale.

Comme l'ont montré de nombreux auteurs (revues bibliographiques de BOISSEZON, 1973 et BOYER, 1982), la stabilité structurale apparaît très dépendante des teneurs en MO, que l'on considère les ensembles F ou V seuls ou les ensembles F + V confondus (Figure I.16. et Annexe I.7.). Les corrélations, toutes hautement significatives, sont meilleures en prenant en compte $\log(10Is)$ plutôt que Is . On obtient :

ensembles F + V	$\log(10Is) = - 0,023 C \% + 1,27$	n = 63	r = 0,79
ensemble F	$\log(10Is) = - 0,029 C \% + 1,28$	n = 53	r = 0,80
ensemble V	$\log(10Is) = - 0,029 C \% + 1,25$	n = 9	r = 0,79

Les coefficients de corrélation sont pratiquement inchangés si l'on prend en compte la teneur en éléments fins dans le cas de corrélations multiples de type $\log(10 Is) = f(C, A+LF)$.

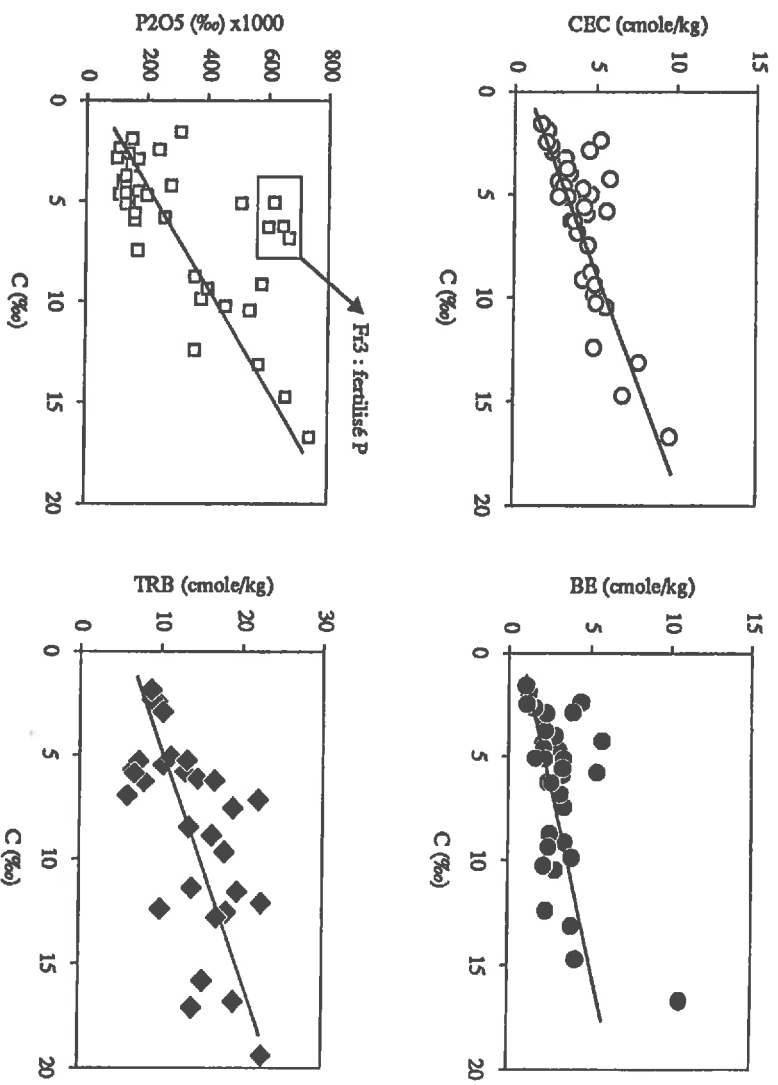


Fig I.17 - Relations entre les teneurs en carbone C et quelques propriétés édaphiques (CEC7, BE7, P2O5 et TRB) pour les horizons 0 - 20 cm de situations d'Afrique de l'Ouest.

• **Propriétés chimiques et physico-chimiques des sols.**

Pour les horizons A des sols F d'Afrique de l'Ouest, on constate l'existence de liaisons positives et hautement significatives entre C % et pratiquement toutes les autres caractéristiques chimiques et physico-chimiques (Tableau I.4.). Ceci a été bien souvent signalé. Pour la CEC, BOYER (1982) citant les travaux de STEPHENS (1969) en Ouganda et de OLLAT et COMBEAU (1960) en République Centrafricaine, donne les équations suivantes :

Ouganda : $CEC7 = 0,346 (C \%) + 0,098 (A \%) + 0,730$ $r = 0,925$

RCA : $CEC7 = 0,243 (C \%) + 0,071 (A \%) + 0,41$

Cette étude : $CEC7 = 0,419(C \%) - 0,006 (A \%) + 0,130$ $r = 0,927$

Le même auteur signale que LE BUANEC (1972) trouve systématiquement des corrélations hautement significatives entre le taux de MO et le phosphore total, BE7 et CEC7, sur une seule parcelle de 10 ha en Côte d'Ivoire (Bouaké). De même, PERRAUD (1971), pour une collection de sols forestiers de Côte d'Ivoire, montre l'existence de corrélations hautement significatives entre la MO et le pH, BE7, CEC7, P₂O₅ total et les bases totales.

Par contre, pour les horizons de surface des sols F des Petites Antilles, et malgré un échantillonnage suffisant pour une étude statistique, on note l'absence totale de liaisons hautement significatives entre C % et toutes les autres caractéristiques chimiques et physico-chimiques (Tableau I.5). Ceci s'explique, d'une part par les réserves minérales (TRB) et les capacités d'échanges cationiques naturellement élevées dans les horizons A de ces sols (Figure I.15.), d'autre part par la fertilisation généralement moyenne à forte dans ces agrosystèmes, conduisant à de fortes augmentations des teneurs en bases échangeables et en phosphore total et assimilable. Dans ces conditions, et malgré de fortes variations des teneurs en carbone, les "effets MO" ne sont pas perceptibles.

Nous retiendrons de cette approche statistique concernant les relations entre la MO et les propriétés chimiques et physico-chimiques des horizons de surface des sols F, que :

- pour les sols d'Afrique de l'Ouest et du Brésil, la MO joue un rôle essentiel dans ces propriétés; non seulement par son rôle d'échangeur (effets sur BE7 et CEC7), mais aussi par son rôle de stockage d'éléments totaux tels que l'azote, le phosphore et les bases (Figure I.17.) ;
- pour les sols à caractère ferrallitique des Petites Antilles, chimiquement déjà beaucoup plus riches, l'effet de la MO sur les mêmes propriétés ne s'exprime que beaucoup plus faiblement.

• **Activité biologique globale des sols**

Nous avons regroupé, sur la figure I.18., l'ensemble des résultats (Annexe I.8.) des tests d'activité biologique globale effectués sur les sols F et V : minéralisation du carbone et de l'azote en 28 jours (Cm28, Nm28) et activité phosphatase (Pase). Les sols à caractère allophanique n'ont pas été étudiés.

L'activité respirométrique (Cm28) est fortement dépendante des teneurs en carbone (C %) des échantillons (Figure I.18.a.). Une régression linéaire est exprimée par l'équation :

$$C_{m28} (\%) = 0,045 (C \%) - 0,031 \quad r = 0,93 \quad n = 19 \text{ (HS)}$$

L'azote minéralisé en 28 jours (Nm28) est fortement lié aux teneurs en carbone, mais une régression polynomiale d'ordre 2 est meilleure qu'une régression linéaire (Figure I.18.b.) :

$$N_{m28} (\text{ppm}) = 0,123 (C \%) + 0,149 (C \%)^2 \quad r = 0,937 \quad n = 23 \text{ (HS)}$$

L'activité phosphatase (Pase), à l'exclusion des échantillons de vertisols, apparaît aussi fortement dépendante des teneurs en carbone des échantillons pour les horizons de surface des sols F (Figure I.18.c.) :

$$P_{ase} = 4,173 (C \%) + 30,09 \quad r = 0,874 \quad n = 22 \text{ (HS)}$$

Pour les trois tests étudiés, les coefficients de corrélation obtenus pour des régressions multiples faisant intervenir C % et A+L+F% ne sont guère supérieurs à ceux avec C % seul. Ce sont donc essentiellement les teneurs en carbone qui déterminent les teneurs en carbone et azote minéralisés en 28 jours (Cm28 et Nm28) et l'activité phosphatase (Pase).

Les liaisons positives observées ici entre "activités biologiques globales" et taux de MO sont souvent notées pour les horizons de surface de sols tropicaux. On peut citer, pour illustration, les travaux de BACHELIER (1968), PERRAUD (1971), APPIAH (1975), LOPEZ-HERNANDEZ *et al.* (1989). Elles expliquent, entre autres, que la mise en culture, qui s'accompagne généralement de fortes diminutions des teneurs en MO, conduit aussi à une baisse des activités microbiennes et enzymatiques (divers travaux cités par MOUREAUX et BOCQUEL, 1973 et LADD, 1985).

En conclusion, pour les horizons de surface étudiés, nous retiendrons les points majeurs suivants :

il existe, pour les sols F, des liaisons souvent étroites entre la teneur en MO des sols et diverses propriétés édaphiques. C'est le cas général pour la stabilité structurale et les tests d'activité biologique globale. C'est le cas particulier des sols à texture grossière et peu fertilisés d'Afrique de l'Ouest pour de nombreuses autres propriétés physiques et chimiques. Ce n'est pas le cas pour les sols argileux des Petite Antilles, naturellement plus riches en éléments nutritifs et souvent fertilisés ;

les teneurs en MO diffèrent fortement selon le type de sol ;

pour chaque type de sol les teneurs en MO diffèrent fortement selon le mode de gestion du sol.

Ceci nous conduit, dans le chapitre II, à préciser et hiérarchiser les facteurs écologiques et anthropiques qui contrôlent les teneurs et les stocks en MO des horizons de surface de ces sols.

CHAPITRE II

***LES FACTEURS QUI DÉTERMINENT LES TENEURS
ET LES STOCKS DE MATIÈRE ORGANIQUE DES
HORIZONS DE SURFACE DES SOLS
FERRUGINEUX ET FERRALLITIQUES***

**LES FACTEURS QUI DÉTERMINENT LES TENEURS ET LES STOCKS DE
MATIÈRE ORGANIQUE DES HORIZONS DE SURFACE DES SOLS
FERRUGINEUX ET FERRALLITIQUES**

Nous avons vu, dans le Chapitre I, que les variations des teneurs en MO du sol, consécutives à différents modes de gestion des parcelles, concernaient essentiellement les horizons de surface, entre 0 et 20 cm. Ce sont donc pour ces horizons que nous étudierons plus précisément les facteurs écologiques et agronomiques qui déterminent les niveaux et les variations des teneurs et des stocks de MO.

I. - ASPECTS MÉTHODOLOGIQUES : VARIABILITÉ DES MESURES

Les stocks (t/ha) de C et N d'une couche de terre d'épaisseur e (en décimètre), à teneurs en C et N exprimées en mg/g sol, et dont la densité apparente est da , (en g/cm³) sont donnés par la formule :

$$C, N \text{ (t/ha)} = C, N \text{ (mg/g sol)} \times da \text{ (g/cm}^3\text{)} \times e \text{ (dm)}$$

La variabilité sur la mesure du stock de C ou N va donc dépendre de celles liées à la densité apparente et à la teneur en C ou N de l'horizon considéré.

Les densités apparentes (da) et les teneurs (mg/g de sol) en carbone (C) et azote (N) des horizons 0-20 cm sont calculés à partir des mesures faites sur des échantillons moyens des horizons 0-10 et 10-20 cm. La variabilité intra-parcellaire sur ces paramètres a été estimée, à partir de 6 répétitions par parcelle, pour 15 parcelles de situations d'Afrique de l'Ouest, des Antilles et du Brésil. La présentation détaillée de ce travail est faite dans l'annexe II.1. On retiendra les résultats suivants :

- les coefficients de variation (CV), obtenus sur les valeurs de densité apparente et sur les teneurs et les stocks de C et N, sont indépendants des valeurs moyennes de ces grandeurs ;
- les CV sur les densités apparentes (da) sont relativement faibles, compris entre 2 et 9 % (moyenne de 6 %). Par contre les CV sur les teneurs en carbone et azote sont plus élevés et compris entre 3 et 19 % (moyennes respectives de 11 et 12 %) ;
- il en résulte que les CV "mesurés" ou "calculés" (cf. Annexe II.1.) pour les stocks de C et N sont proches des CV obtenus pour les teneurs, avec des moyennes respectives de 13 et 14 %. Pour un nombre de répétitions égal à 6, ceci nous conduit à des intervalles de confiance (ic) proches de 10 % pour les teneurs et les stocks de C et N.

En résumé, et par simplification pour la suite de cet exposé, on gardera en mémoire que pour les horizons de surface des sols étudiés, les intervalles de confiance des teneurs et des stocks de C et N sont égaux à 10 % des teneurs et des stocks moyens. Nous verrons, dans la suite de ce chapitre, que les différences relatives entre les parcelles étudiées sont généralement supérieures à 2 fois l'intervalle de confiance.

II. - LES FACTEURS DÉTERMINANT LES STOCKS ORGANIQUES DES SOLS FERRUGINEUX ET FERRALLITIQUES

A - LES FACTEURS CLIMATIQUES ET ÉDAPHIQUES

1 - Hiérarchisation des facteurs

Parmi les paramètres climatiques susceptibles d'exercer une influence directe (effets sur la décomposition des MO) ou indirecte (via le niveau des restitutions organiques par la végétation) sur le niveau des stocks organiques des sols tropicaux, on retient généralement les moyennes annuelles de température (T), de pluviométrie (P) (JENNY *et al.*, 1948 ; LAUDELOUT *et al.*, 1960 ; JONES, 1973) ou leur combinaison (T/P par exemple, THENG *et al.*, 1989).

Pour les paramètres édaphiques ce sont, le plus souvent, l'érosion, l'hydromorphie, la minéralogie, la texture et l'acidité qui sont retenus (THENG *et al.*, 1989). Compte-tenu des critères de sélection des situations de cette étude, ce seront seulement les trois derniers paramètres qui seront analysés ici.

Tableau II.1. Coefficients de corrélation (r) entre les teneurs (mg C/g sol) ou stocks (t C/ha) de carbone et la pluviométrie (Pmm), la température (T°C) et la teneur en éléments fins (A+LF%).

Horizons 0-20 cm, Soils F, n = 65, R théorique (1 %) = 0,31.

Détermination	mg C/g sol	A+LF%	Pmm	T°C	tC/ha
mg C/g sol	1,00				
A+LF%	0,870	1,00			
Pmm	0,770	0,841	1,00		
T°C	- 0,670	- 0,709	- 0,522	1,00	
tC/ha	0,976	0,860	0,750	- 0,713	1,00

Le tableau II.1. récapitule les coefficients de corrélation (r) entre les teneurs ou les stocks de carbone des horizons 0-20 cm des seuls sols F, la température (T), la pluviométrie (P), les teneurs en éléments fins (A+LF) et le pH-eau. La matrice de corrélation a été établie à partir des données de l'Annexe II.2. On constate que :

- les teneurs ou les stocks de carbone sont d'abord déterminés par la teneur en éléments fins (A+LF) avec des valeurs de r supérieures à 0,85 ;
- la forte liaison apparente entre la teneur en carbone et la pluviométrie ou la température (r respectivement égal à 0,76 et 0,69) est indirecte, et due, en fait, à de fortes liaisons de P et T avec A+LF. D'ailleurs, la prise en compte de la pluviométrie dans une corrélation multiple de type $C = f(A+LF ; P)$ n'améliore que très faiblement l'intensité de la liaison $C = f(A+LF)$, le coefficient de corrélation (r) passant simplement de 0,879 à 0,881. On notera aussi, que pour les situations de Côte d'Ivoire (Fr2 et Fr2), *sous une même pluviométrie* (1360 mm), on trouve pratiquement toute l'étendue des variations des teneurs en carbone (2 à 28¹ mg C/g sol) au niveau d'un seul petit bassin-versant (cf. Figure II.1.a.). L'effet mineur, observé ici, de la température sur le stockage de la MO dans ces sols est bien en accord avec les résultats de LAUDELOUT *et al.* (1960) et de BUOL *et al.* (1990) dès lors que les températures moyennes annuelles sont supérieures à 20 °C ;
- enfin, il n'y a pas de liaison significative entre les teneurs ou les stocks de carbone et le pH-eau du sol.

2 - Effet de la texture

L'effet de la texture est appréhendé ici par l'étude des relations quantitatives entre la teneur en éléments fins (A+LF) de l'horizon 0-20 cm et sa teneur (ou son stock) en carbone.

Pour la collection utilisée les équations obtenues sont les suivantes :

$$C \text{ (mg/g sol)} = 0,37 \text{ (A+LF \%)} + 0,69 \quad (n = 65 ; r = 0,87 ; \text{HS})$$

$$C \text{ (t/ha/20cm)} = 0,72 \text{ (A+LF \%)} + 8,53 \quad (n = 65 ; r = 0,86 ; \text{HS})$$

La prise en considération de la teneur en argile (A %) au lieu de celle en éléments fins (A+LF %) ne modifie pas les coefficients de corrélation qui restent respectivement égaux à 0,87 et 0,86. Les équations obtenues sont alors les suivantes :

¹ La valeur de 28 mgC/g sol est issue de données de Fritsch (comm. pers.) mais qui ne seront pas prises en considération, par ailleurs, dans ce travail.

Tableau II.2.- Comparaison des caractéristiques (pluviométrie, teneurs en carbone et en argile) des situations pédologiques (sols F) étudiées par JONES (1973) et FELLER (ce travail) en Afrique de l'Ouest
 Horizon 0-15 cm, n = 605 pour JONES; Horizon 0-20 cm, n = 44 pour FELLER.

Auteur (et équation)	Caractéristiques				Teneurs en C calculées pour teneur en argile égale à				
	P(mm)		A%		C (mg/g sol)		10 %	20 %	50 %
	moyenne	étendue	moyenne	étendue	moyenne	étendue			
JONES (-1)	941	350-1905	12,3	0-64	6,8	0,8-47,0	7,1	9,3	15,7
FELLER (-1)	1125	700-1360	15,2	2-52	8,5	1,6-28,0	6,0	9,1	18,2

$$\begin{aligned} \text{C (mg/g sol)} &= 0,46 \text{ (A\%)} + 1,80 & (n = 65 ; r = 0,87 ; \text{HS}) \\ \text{C (t/ha/20cm)} &= 0,91 \text{ (A \%)} + 10,6 & (n = 65 ; r = 0,86 ; \text{HS}) \end{aligned}$$

La comparaison avec d'autres études de la littérature est toujours délicate compte-tenu des différences de situations bioclimatiques, d'échantillonnage (méthode, nombre de répétitions, profondeur concernée), voire des techniques de dosage du carbone (voie humide ou voie sèche par combustion). JONES (1973) a étudié les relations entre les teneurs en carbone, en argile et la pluviométrie pour 605 échantillons d'horizons 0-15 cm provenant des zones de savane d'Afrique de l'Ouest. Les données reportées au tableau II.2. montrent que cette population d'échantillons "Jones" est relativement comparable, quant à la pluviométrie moyenne et aux teneurs moyennes en carbone et argile, à la population "Feller" de nos échantillons d'Afrique de l'Ouest.

JONES fournit les équations suivantes, selon qu'il prend en considération (Jones-1), ou non (Jones-2), la pluviométrie dans une régression multiple :

$$\begin{aligned} \text{Jones-1 : C (mg/g sol)} &= 0,215 \text{ (A \%)} + 0,0047(\text{Pmm}) + 0,26 & r = 0,68 \\ \text{Jones-2 : C (mg/g sol)} &= 0,273 \text{ (A \%)} + 3,41 & r = 0,52 \end{aligned}$$

Le coefficient de corrélation est nettement supérieur pour la corrélation multiple "Jones-1" faisant intervenir la pluviométrie, ce qui n'est pas le cas pour notre collection d'échantillons d'Afrique de l'Ouest :

$$\begin{aligned} \text{Feller-1 : C (mg/g sol)} &= 0,304 \text{ (A \%)} + 0,006 (\text{Pmm}) - 2,45 & r = 0,84 \\ \text{Feller-2 : C (mg/g sol)} &= 0,509 \text{ (A \%)} + 0,94 & r = 0,83 \end{aligned}$$

Malgré les différences sensibles entre les constantes des équations de Jones et Feller, les teneurs en carbone calculées par les équations Jones-1 et Feller-1, pour une pluviométrie donnée (1000 mm, par exemple), sont relativement proches dans l'intervalle 10 à 20 % d'argile (Tableau II.2.). Les différences sont plus importantes au-delà de 20 %. Enfin, on notera que l'équation Feller-2, pour l'Afrique, est très proche de l'équation générale des sols F correspondante, donnée plus haut.

En résumé, cette comparaison avec l'étude de JONES, qui porte sur un inventaire beaucoup plus large que le nôtre, mais beaucoup moins systématique par suite de son caractère

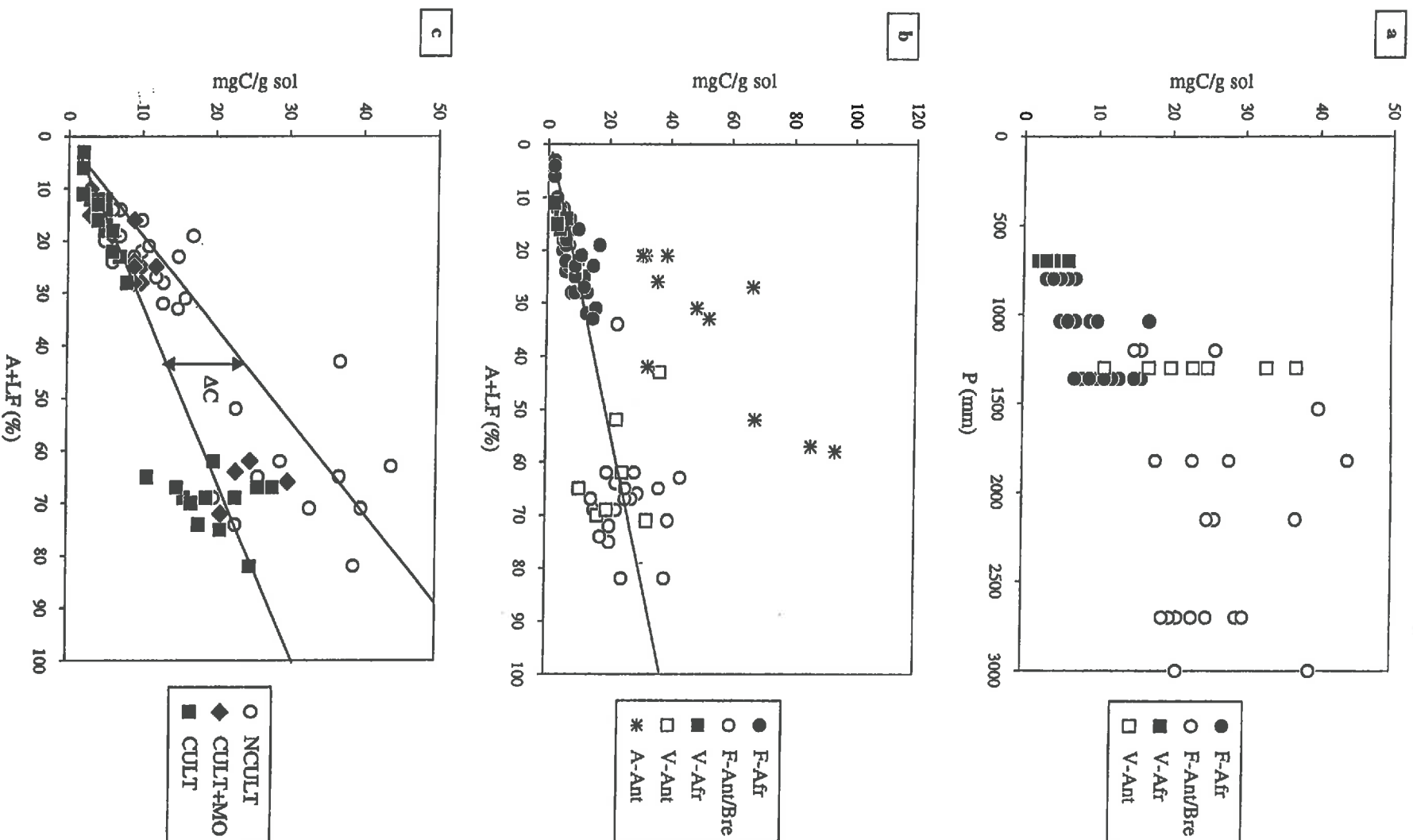


Fig II.1 - Effet de la pluviosité P mm (a), de la teneur en éléments fins A+LF % (b), de la minéralogie (b) et du mode de gestion des sols verdiges et ferrallitiques (sols F+V) (c) sur la teneur en carbone C des horizons 0 - 20 cm.

bibliographique, conforte, a posteriori, la relation très étroite, trouvée ici, entre MO et texture pour ces types de sol.

3 - Effet de la composition minéralogique

L'effet de la composition minéralogique peut être apprécié à partir de la figure II.1.b. en comparant, pour une teneur donnée en éléments fins, les teneurs en carbone de sols ferrugineux ou ferrallitiques (sols F'), de sols à caractère vertique (sols V) et de sols à caractère andique (sols A).

Les valeurs correspondant aux sols V appartiennent au nuage de points des sols F. Toutefois, l'échantillonnage est largement insuffisant pour conclure nettement à une absence de différence entre les sols à argile 1:1 et 2:1. Il manque, en particulier, les vertisols que l'on peut rencontrer en climat semi-aride et, pour lesquels JONES (1973) trouve une corrélation non significative et négative entre la teneur en C et en argile. On retiendra simplement que, pour nos deux pôles extrêmes, sableux avec les situations Ps1 et argileux avec les situations Ve6, les stocks organiques des sols V n'apparaissent pas très différents, sous un climat identique, de ceux de sols F à même texture.

Par contre, les teneurs (Figure II.1.b.) ou les stocks en carbone des sols à caractères andique (sols A) n'appartiennent pas au même nuage de points que les sols F ou V. Pour une teneur en éléments fins donnée, leurs teneurs en carbone est toujours plus élevée que celle des sols F et V à minéraux argileux cristallisés. Ce fait est bien connu (WADA, 1985). Nous n'insisterons pas plus sur ces aspects puisque ces sols ne seront que très peu étudiés dans ce travail. Signalons, toutefois, qu'en utilisant la teneur en eau à pF 2,5 - *déterminée sur l'échantillon non séché à l'air* - au lieu de teneur en éléments fins, les teneurs en C des horizons de surface des sols F et A peuvent alors être déterminées par une même régression linéaire (FELLER et BEARE, 1994).

B - LES FACTEURS ANTHROPIQUES

L'homme, par son mode de gestion du milieu, peut exercer une influence plus ou moins forte sur les propriétés des sols en général, et sur les stocks organiques en particulier. De très nombreux travaux, dans les régions et pour les sols qui nous intéressent, ont abordé ce problème.

Si l'on se limite aux sols ferrugineux et ferrallitiques d'Afrique Centrale et d'Afrique de l'Ouest, la diminution des stocks organiques après défrichement et mise en culture a souvent été constatée (NYE et GREENLAND, 1960 ; FAUCK *et al.*, 1969 ; SIBAND, 1974 ; FELLER et MILLEVILLE, 1977 ; MOREAU, 1983). La nécessité d'améliorer le stock organique des sols "dégradés" à la suite de longues années de culture a conduit aussi de nombreux auteurs à étudier l'effet de la durée et de la nature des jachères (NYE et GREENLAND, 1960 ; MOREL et QUANTIN, 1972), de prairies artificielles (TALINEAU *et al.*, 1980/1981) ou d'amendements organiques (PICHOT, 1975 ; PICHOT *et al.*, 1977 ; FELLER *et al.*, 1981 et 1987 ; PIERI, 1989).

Tous ces travaux visent généralement à des comparaisons locales. Le niveau du stock organique des horizons de surface étant fortement contrôlé par la teneur en éléments fins, nous avons aussi testé l'effet de variations texturales sur l'amplitude des variations des teneurs en carbone résultant de différents modes de gestion des sols. Cet aspect est abordé sur le plan statistique et illustré par quelques études de cas.

1 - Effet des différents modes de gestion des sols sur les teneurs et les stocks en carbone des horizons de surface. Approche statistique.

Les parcelles ont été classées en trois séries selon leur mode de gestion et le niveau supposé des restitutions organiques au sol :

- Série NCUULT correspondant aux parcelles non cultivées depuis plus de 10 ans (forêt, savane, jachère de longue durée, prairie naturelle) ou sous prairie artificielle de longue durée ;
- Série CULT+MO correspondant aux parcelles cultivées avec restitutions notables de MO, soit par intercalation de jachères de durées moyennes (3 à 10 ans), soit par amendements organiques d'origine végétale ou animale ;
- Série CULT correspondant aux parcelles cultivées avec des durées de jachère inférieures à 3 ans, et ne recevant pas d'amendement organique.

Les relations entre teneur en carbone (mg/g sol) et en éléments fins (A+LF %) sont présentées sur la figure II.1.c. pour les horizons 0-20 cm de l'ensemble des sols F + V. Les équations suivantes sont obtenues pour les sols F :

série NCUULT :	$C \text{ (mg/g sol)} = 0,49 \text{ (A+LF \%)} - 0,23$	$(n = 25 ; r = 0,91 ; HS)$
série CULT+MO :	$C \text{ (mg/g sol)} = 0,376 \text{ (0-20 } \mu\text{m \%)} + 0,02$	$(n = 16 ; r = 0,96 ; HS)$
série CULT :	$C \text{ (mg/g sol)} = 0,294 \text{ (0-20 } \mu\text{m \%)} + 0,32$	$(n = 25 ; r = 0,95 ; HS)$

Les coefficients de corrélation entre teneurs en C et A+LF% sont très élevés pour les trois séries. Comme attendu, les teneurs en carbone se classent dans l'ordre :

$$\text{série NCULT} > \text{série CULT+MO} > \text{série CULT}$$

Les droites de la série NCULT et de la série CULT représentent l'ensemble des valeurs statistiques maximum et minimum des teneurs en C que peut présenter un horizon 0-20 cm de sols à argile 1:1. Les différences ΔC (avec $\Delta C = \text{NCULT} - \text{CULT}$) des teneurs en C entre les points des droites NCULT et CULT sont d'autant plus importantes que le sol est plus argileux. Toutefois, en variation relative, ces différences sont à peu près constantes, représentant de 30 à 40 % des teneurs en C des situations NCULT. Ces différences sont significatives. On remarquera aussi que les points de la droite CULT+MO se situent à peu près à égale distance entre ceux des droites des séries NCULT et CULT. Autrement dit, des jachères de durée supérieure à 5 ans, ou des amendements organiques à des doses supérieures à 5 t MS/ha/an, permettent de maintenir le stock organique des sols à des niveaux supérieurs à ceux des parcelles sous culture continue de longue durée.

Les équations suivantes sont obtenues pour les stocks organiques (sols F) :

$$\text{série NCULT} : \quad C \text{ (t/ha/20 cm)} = 0,94 \text{ (A+LF \%)} + 8,89 \quad (n = 25 ; r = 0,94 ; \text{HS})$$

$$\text{série CULT+MO} : \quad C \text{ (t/ha/20 cm)} = 0,753 \text{ (A+LF \%)} + 7,01 \quad (n = 16 ; r = 0,93 ; \text{HS})$$

$$\text{série CULT} : \quad C \text{ (t/ha/20 cm)} = 0,599 \text{ (A+LF \%)} + 5,59 \quad (n = 24 ; r = 0,92 ; \text{HS})$$

Dans cette étude, les sols V ne semblent pas se distinguer des sols F. Par contre, au sein des sols F argileux, et pour une culture identique (canne à sucre), les teneurs et les stocks de carbone des horizons 0-20 cm des sols ferrallitiques faiblement désaturés Fig (Martinique) et riches en halloysite apparaissent significativement supérieurs à ceux des sols ferrallitiques fortement désaturés Fo8 du Brésil à caractère oxygène plus prononcé. Ainsi les teneurs et les stocks des premiers sont respectivement de 23 à 28 mg C/g sol et 56 à 68 t C/ha alors que les valeurs trouvées pour les seconds ne sont que de 15 à 16 mg C/g sol et de 36 à 45 t C/ha. Là encore, une étude systématique est nécessaire pour préciser ce possible effet minéralogique et établir des lois quantitatives.

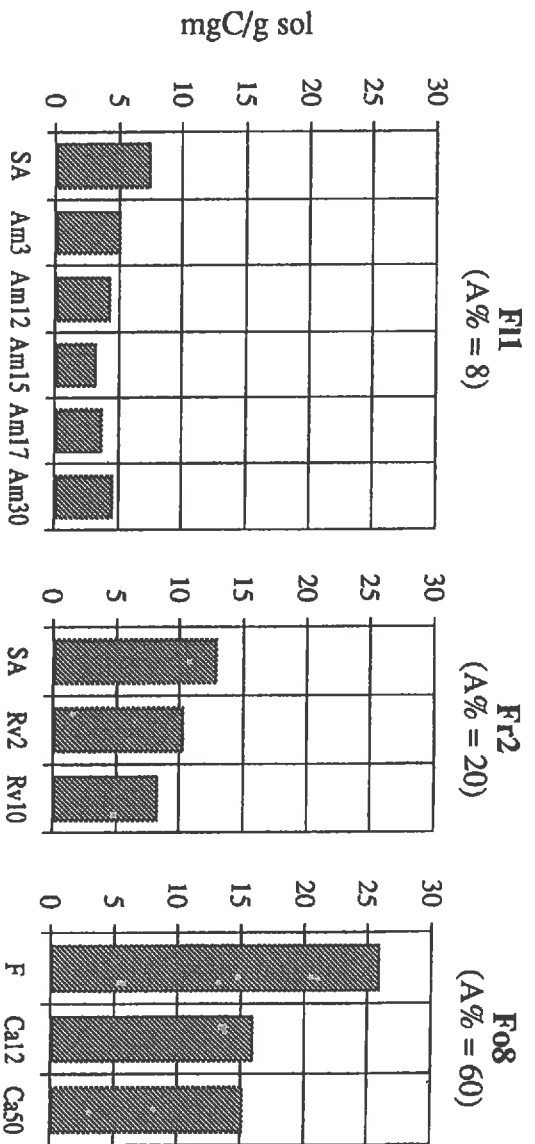


Fig II.2 - Variations des teneurs en carbone de l'horizon 0 - 20 cm au cours de successions "défrichement - culture" pour des sols F de texture différente.

2 - Etude de quelques cas.

On distinguera deux groupes de situations culturales :

- celles correspondant aux successions "défrichement - mise en culture", qui s'accompagnent généralement d'une diminution des stocks organiques des sols,
- celles, à l'opposé, où l'on essaie d'améliorer le stock organique des sols anciennement cultivés par le biais de jachères (voire de prairies), d'amendements organiques d'origine végétale ou animale.

Enfin, l'effet de la fertilisation minérale sera évoqué.

Les teneurs en carbone correspondant aux figures II.2. à II.5. sont données en annexe II.3.

a - Défrichement et mise en culture

Trois sols F de texture différente sont considérées ici (Figure II.2.) en relation avec la teneur en argile des horizons de surface des sols : 8 % d'argile pour F11, 20 % pour Fr2 et 50 % pour Fo8.

En accord avec l'approche statistique présentée au paragraphe II.B.1., on constate que les diminutions des teneurs en carbone après défrichement et mise en culture sont d'autant plus importantes que les sols sont plus argileux. Pour des parcelles en culture continue depuis environ 10 ans, les différences ΔC entre parcelles sous savanes (SA) ou forêt (F) et parcelles sous cultures (Am12, Rv10 et Ca12) sont respectivement égales à environ 3, 5 et 10 mg C/g sol pour les situations F11, Fr2 et Fo8. On notera aussi que l'essentiel des diminutions a lieu les trois premières années de culture pour la situation F11, alors que la diminution semble plus progressive pour la situation Fr2 au sol plus argileux.

b - Mise en jachère, ou prairie, après une longue durée de culture

Les augmentations ΔC des teneurs en carbone après jachères de longue durée sont d'autant plus importantes que les sols sont plus argileux (Figure II.3.). Les valeurs ΔC varient de 1 à 5 mg C/g sol pour les sols sableux (F11, F11) à sablo-faiblement argileux (Fr3) et de 5 à 10 mg C/g sol pour les sols sablo-argileux (Fr2) à argileux (Fr7).

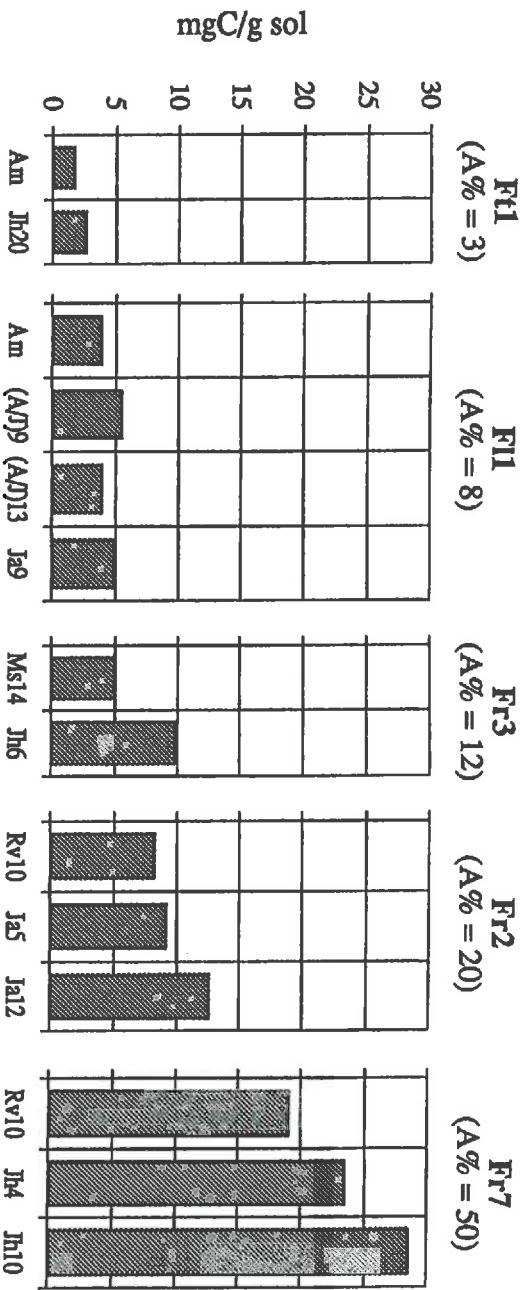


Fig II.3 - Variations des teneurs en carbone de l'horizon 0 - 20 cm au cours de successions "culture - jachère" pour des sols F de texture différente.

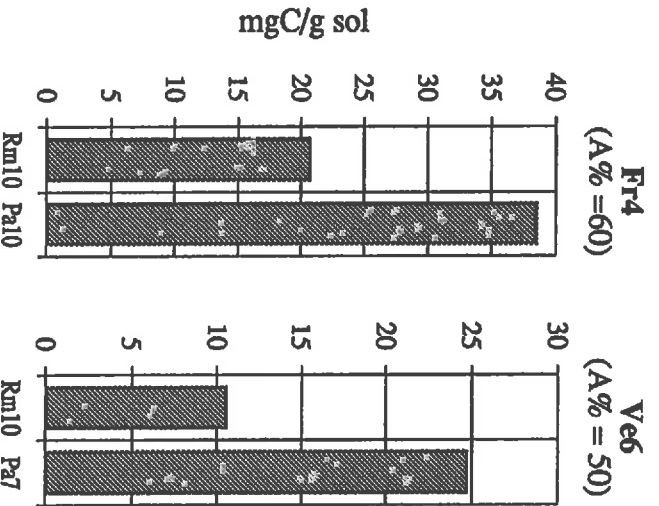


Fig II.4 - Variations des teneurs en carbone de l'horizon 0 - 20 cm au cours de successions "culture - prairie artificielle" pour un sol ferrallitique (Fr4) et un vertisol (Ve6).

Pour les sols Fr3, Fr2 et Fr7, des augmentations notables des teneurs en C sont observées après 4 à 6 ans de jachère, ce qui avait déjà été noté par MOREL et QUANTIN (1972) pour des sols de République Centrafricaine, aux caractéristiques proches de celles des sols de la situation Fr2. Par contre, pour les sols sableux des régions plus sèches (situations Ft1 et Ft11), les différences absolues des teneurs en carbone (ΔC) entre les parcelles sous culture et celles sous jachère de longue durée sont toujours faibles (de 1 à 1,5 mg C/g sol), même si elles sont significatives.

Pour les sols ferrallitiques argileux de la situation Fr4, et pour les vertisols Ve6, on a pu étudier l'effet de 10 ans de prairie artificielle à *Digitaria decumbens* sur le stock organique de sols précédemment cultivés en cultures maraîchères ou en canne à sucre (Figure II.4.). Les augmentations ΔC des teneurs en carbone sous l'effet de la prairie sont très importantes (15 à 20 mg C/g sol, soit environ 100 % du stock initial). Cet "effet prairie", connu depuis longtemps en milieu tempéré (ALBRECHT, 1938 ; JENNY, 1941, p. 236) a été, semble-t-il, assez peu étudié en milieu tropical. Dans une étude concernant des sols ferrallitiques aux horizons de surface sableux à sablo-argileux, TALINEAU *et al.* (1980/1981) signalent des accroissements d'environ 15 à 20 % des teneurs en matière organique après 4 ans de prairie. Bien qu'importantes, ces variations apparaissent nettement plus faibles que celles observées ici sur les deux sols argileux Fr4 et Ve6. Il est probable que les différences de texture expliquent en partie ces variations, même si la stricte comparaison des deux études est difficile (végétation, climat et durée de la culture prairiale différents).

c - Fertilisations organique et minérale

Dans les années 1966-1975, de nombreux essais agronomiques visant à étudier l'effet des fumures organiques et de la fertilisation minérale sur les propriétés des sols et leur fertilité ont été mis en place en Afrique de l'Ouest par les Instituts du CIRAD et les organismes nationaux de recherche. Une grande partie des résultats de ces essais a déjà été rapportée par PIERI (1989). Nous présenterons d'abord nos propres résultats (1° et 2°) puis une comparaison sera faite avec les données de PIERI (3°).

1° Amendements végétaux et fumure animale

L'étude concerne plus particulièrement la situation Ft1. On compare des parcelles cultivées "témoin" sans engrais ni fumure organique (te), des parcelles "engrais" (NPK)

Tableau II.3.- Effet de la fertilisation minérale sur les teneurs en carbone (mg C/g sol) des horizons 0-20 cm des sols pour les situations Ft1 et Ft3.

Situation (parcelle)			
Ft1 (mil)(*)		Ft3 (maïs)(**)	
Traitement	C	Traitement	C
Témoïn (te)	1,9	Témoïn (te)	5,1
PK	1,8	NP	5,1
NPK	1,7	Divers NPK	6,3 à 6,8
co	1,6		
co + PK	2,3		
co + NPK	3,0		
co-bis	2,4		

(*) Selon Feller *et al.* (1981)

(**) Selon Poss (comm. pers.)

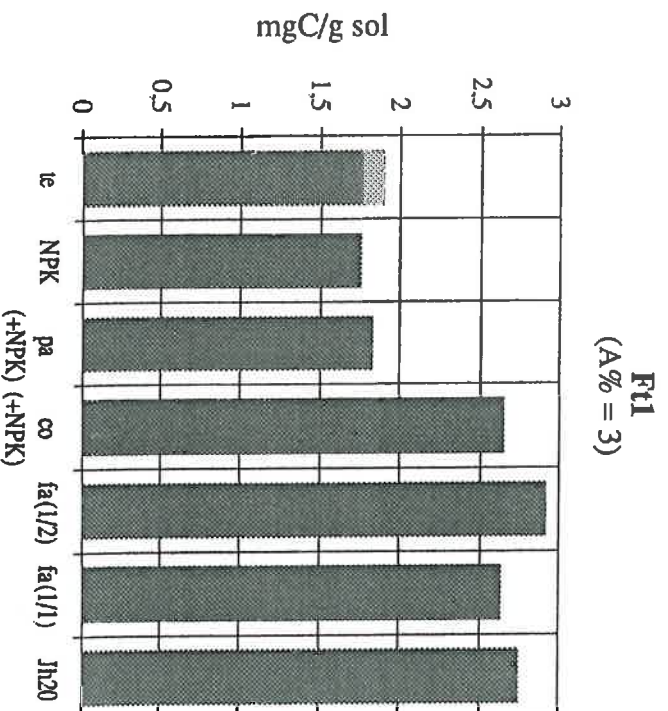


Fig II.5 - Variations des teneurs en carbone de l'horizon 0 - 20 cm des sols Ft1 avec des en-fouissements organiques (paille, pa; compost, co) ou des fumures animales (fa). Comparai-son avec une parcelle témoin non fertilisée (te) avec une jachère pâturée (Jh 20).

avec une fertilisation de type NPK mais sans amendement organique, des parcelles avec enfouissement de pailles (pa) ou de compost (co), des parcelles recevant une fumure animale grâce au parage du bétail sur la parcelle, en saison sèche, tous les ans (fa1/1) ou tous les deux ans (fa1/2), et des parcelles sous jachères herbacées de longue durée (Jh). Les résultats détaillés sont présentés dans le tableau-annexe II.3.D. et sont schématisés sur la figure II.5. Les faits marquants sont les suivants :

- les enfouissements de pailles de mil (pa) pendant trois ans (4 t MS/ha/an) n'améliorent pas le stock organique du sol ;
- les enfouissements de compost (co) pendant 4 ans (10 t MS/ha.an) augmentent significativement le stock organique des sols. L'augmentation est du même ordre de grandeur que celle observée à la suite de jachères herbacées en place depuis plus de dix ans. Qui plus est, quatre années après l'arrêt des enfouissements, les niveaux des stocks organiques des parcelles "compost" (traitement co-bis, Tableau II.3.) sont encore significativement supérieurs à ceux des parcelles "témoin" ou "engrais" ;
- la fumure animale (fa), par parage du bétail en saison sèche sur des parcelles paysannes tous les ans (fa 1/1) ou tous les deux ans (fa 1/2), conduit à des augmentations des stocks organiques à peu près équivalentes à celles observées pour les traitements "compost". Signalons (Tableau II.4.) qu'un effet semblable est observé aussi pour les sols sablo-faiblement-argileux de la situation FI1 dans le cas de parcelles accueillant des animaux une année sur trois : 4,0 mg C/g sol pour la parcelle "témoin" et 5,4 mg C/g sol pour la parcelle "fumure animale" (fa 1/3).

Tous ces résultats portent sur des sols sableux, dont les stocks initiaux en carbone sont faibles (environ 6 t C/ha pour la couche 0-20 cm). Aussi, l'effet d'apports de 10 t MS/ha/an de compost (soit 3 t C/ha/an) peut-il être perceptible à moyen terme sur le stock organique des sols. En revanche, dans des sols argileux, aux stocks organiques beaucoup plus élevés (40 t C/ha pour la situation Fr4, par exemple), il sera difficile (voire impossible) de déceler un effet "amendement organique" sur les teneurs en MO de ces sols. C'est ce qui ressort effectivement d'une étude menée en Martinique par (BROSSARD *et al.*, 1985). Pour des vertisols et des sols ferrallitiques argileux ayant reçu, pendant 3 ans, 20 t MS/ha/an de compost de bagasse, aucune différence significative dans les teneurs en MO des horizons de surface n'est apparue entre le début et la fin des expérimentations.

Tableau II.4.- Teneurs en carbone (mg C/g sol) des horizons de surface de divers sols d'essais agronomiques d'Afrique de l'Ouest. Source : PIERI, 1989

N° Essai	Localisation (*)	Horizon (cm)	A+LF %	Parcelle ou traitement (**)						Références			
				Jh	te	NPK	pa	co (+ NPK)	fu	fa	Pierri (1989) (page) :	Etude de :	
1	SEN. Bambey	0-20	3	2,1	1,5	1,7	1,6						
2	SEN. Thilmakha	0-20	3	2,0		1,2-1,4				1,4-1,5	258	Pieri, 1979	
3	SEN. Thienaba	0-8				1,6-1,7	1,6-1,8				262	Cisse, 1981	
4	SEN. Niore	0-8			3,6	3,6	2,7-3,0				299 et 300	Rabot, 1984	
5	SEN. Boulel	0-8				2,6	2,0				"	"	
6	SEN. Sinthiou	0-8				3,0	3,2-3,4				"	"	
7	SEN. Velingara	0-8				4,9	3,9-4,4				"	"	
8	SEN. Missirah	0-8				4,0	3,2-3,1				"	"	
9	SEN. Séfa	0-8			3,8	4,7	4,7-6,4				"	"	
10	Moy. essais 3 à 9		8-10			3,2	3,2-3,3				"	"	
11	Moy. NPK 3 à 9		8-10		2,9	3,4-3,5					"	"	
12	SEN. Bambey	0-20	6	2,2-4,0		1,8					338	Egoumenides <i>et al.</i> 1987	
13	SEN. Thilmakha	0-20	3			1,2			1,4-1,5		"	"	
14	SEN. Sedhou	0-20	17-22	5,2	3,7	4,1			7,6		"	"	
15	SEN. Maniora	0-20	19-23		5,4	6,2					"	"	
16	TOGO Nord	0-20	9-12	5,0		3,4-3,8					222	IRCT, 1984	
17	BUR. FAS. Saria	0-20	10-14		2,5	2,4	2,5		3,5		248	Pichot <i>et al.</i> , 1981	
18	BUR. FAS. Saria	0-20			4,1	4,0	3,8		4,0		312	Sedogo, 1981	
19	C. d'I. Korhogo	0-20	17		8,4	9,8					251	Sement, 1983	
20	TCHAD Beledjia	0-20	9-13		9,0	8,5-9,0	9,4-10,8				265	Richard et Djoulet, 1985	
21	SEN. Bambey (Ft1)		3-4	2,5-3,3	1,8-1,9	1,6-1,9	1,7-2,0	2,3-3,0				Feller <i>et al.</i> 1982, 83, 87	
22	SEN. Sob (Ft1)		6-10		1,9					2,6-2,9		cette étude	
23	SEN. Terres-Neuves (Ft1)		12-16	4,0-5,6	4,0					5,4		cette étude	
24	TOGO Sud (Fr3)		16-20	9,9	5,1	6,3-6,8				-		cette étude	

(*) Sen. : Sénégal ; Bur. Fas. : Burkina-Faso ; C. d'I. : Côte d'Ivoire - (***) Jh : jachère herbacée d'âge supérieur à 5 ans ; te = témoin (aucune fertilisation) ; NPK = fertilisation minérale seule ; pa, co et fu = enfouissement de paille, compost et fumier ; fa = fumure animale par parcage sur la parcelle .

2) Fertilisation minérale

L'effet de la fertilisation minérale sur les teneurs en carbone des horizons 0-20 cm a été étudié pour les situations Fr1 et Fr3 (Tableau II.3.). Pour la situation Fr1, les sols des parcelles PK ou NPK présentent des teneurs en carbone (1,7 et 1,8) proches de celles du témoin (1,9). De même, la parcelle NP de Fr3 ne se différencie pas du témoin. Par contre, la fertilisation K sur cette même situation (Divers NPK) conduit à une augmentation significative des teneurs en MO des sols.

Lorsque fertilisations organique (compost) et minérale (NPK) sont appliquées simultanément sur la situation Fr1, on constate que les teneurs en MO du sol sont plus élevées pour les parcelles avec fertilisation organo-minérale que pour celles avec fertilisation organique (co) ou minérale (PK et NPK) seules. Les travaux de CISSE (1986) semblent indiquer que ces différences seraient dues, en partie, à un effet spécifique du compost sur le développement racinaire du mil. Nos propres résultats sur les rapports C/N des sols et de leurs différentes fractions organiques montrent, en outre, qu'il y aurait aussi un stockage plus important du carbone issu du compost en présence de N-engrais qu'en l'absence de fertilisant (FELLER *et al.*, 1981 et 1983b), sans que nous ayons d'explication claire pour cette dernière observation.

3) Comparaison avec les données de PIERI pour l'Afrique de l'Ouest

Toutes les situations étudiées dans ce paragraphe (II.B.2.c.) concernent des sols ferrugineux et ferrallitiques d'Afrique de l'Ouest. Grâce à l'ouvrage récent de PIERI (1989), nous disposons de résultats pour de nombreux autres essais d'Afrique de l'Ouest. Ceux-ci sont résumés au tableau II.4. (essais n° 1 à 20). Dans ce même tableau, nous avons rajouté nos propres résultats (essais n° 21 à 24). On peut donc tenter une synthèse de l'effet des différentes pratiques de fertilisation sur les teneurs en matière organique des horizons de surface des sols de cette région.

Les principales conclusions sont les suivantes :

- par rapport à des parcelles cultivées sans engrais chimique ni restitution organique (traitements "témoin" te), la fertilisation minérale seule soit a peu d'effet sur le niveau des stocks organiques (essais 1, 4, 17, 18, 20, 21), soit peut conduire, dans d'autres cas, à une sensible augmentation de ces stocks (essais 9, 11, 14, 15, 19, 24). Par contre, des effets nettement positifs

peuvent être observés quand la fertilisation minérale est associée à des apports organiques (essai 21) ;

- les enfouissements de paille n'ont, en moyenne, que peu d'effet sur les teneurs en carbone des sols, avec des variations aléatoires : teneurs identiques pour les traitements pa, te et NPK dans le cas des essais 1, 3, 10, 17, 18, 21, teneurs plus faibles pour pa pour les essais 4, 7, 8, teneurs plus fortes pour pa pour les essais 6, 9 et 20 ;

- en revanche, les enfouissements de compost, fumier, ou le parçage des animaux sur les parcelles ont généralement des effets positifs sur les stocks organiques des sols. Ces effets sont équivalents à ceux des jachères de durées supérieures à 5 ans (essais 1, 13, 14, 17, 21, 22, 23). Les travaux de BACYE (1993) sur des sols ferrugineux sableux du nord du Burkina-Faso confirment ces observations.

III. - SYNTHÈSE

La présentation des situations au Chapitre I, montre pour les sols à argile 1:1, l'existence de grandes différences de teneurs en carbone des sols, tant entre les différentes situations, qu'au sein d'une même situation, en fonction du mode d'exploitation du milieu. Dans ce cas, les variations observées concernent généralement les vingt premiers centimètres de sol. Aussi, dans ce Chapitre II, avons-nous cherché à préciser les facteurs écologiques et agronomiques qui déterminent les niveaux et les variations des teneurs et des stocks de carbone des horizons 0-20 cm de ces sols.

Malgré les fortes variations pluviométriques considérées (de 600 à 3000 mm par an), l'effet du climat, pour ces sols ferrugineux et ferrallitiques bien drainés et situés sous climats chauds ($T^{\circ} > 20^{\circ}\text{C}$), paraît secondaire par rapport à l'effet de la texture du sol. Les teneurs en carbone sont en effet fortement corrélées aux teneurs en éléments fins (A+LF), aussi bien pour les sols sous végétation pérenne (série NCULT : savane, forêt, prairie, jachère ancienne), que pour les sols sous culture continue (série CULT). Qui plus est, l'amplitude des variations (diminution ou augmentation) des teneurs en carbone observée sous l'effet de différents modes de gestion de ces sols est dépendante aussi de la texture.

Quant à l'effet de la minéralogie, peu de différences apparaissent sur le stockage de la MO entre les sols à argile 1:1 et ceux à argile 2 :1. Seuls les andosols conduisent à des stocks organiques plus élevés. Par contre, au sein de l'ensemble des sols F argileux, de fortes teneurs en oxyhydroxydes de fer et d'aluminium (oxisols Fo8) semblent défavorables au stockage de la MO

dans les sols cultivés. Le nombre d'échantillons est toutefois insuffisant pour conclure nettement sur cet effet.

Statistiquement, les différences de teneurs en carbone entre les sols non cultivés (série NCULT) et les sols en cultures continues (série CULT) représentent de 30 à 40 % des teneurs en carbone des sols sous végétation pérenne. Ces variations apparaissent plus rapides pour les sols très sableux (moins de 5 ans) que pour les sols sablo-argileux à argileux (5 à 10 ans).

L'effet de diverses pratiques culturales sur le stock organique des sols a été étudié. Pour les sols sableux à sablo-argileux d'Afrique de l'Ouest, on constate que la fertilisation minérale seule ainsi que l'enfouissement de pailles ont peu d'effet sur le niveau des stocks organiques. Par contre, des apports de compost associés à une fertilisation minérale moyenne, des apports de fumier, ou le parcage des animaux sur la parcelle en saison sèche, ont des effets positifs et rapides, inférieurs à 5 ans, sur le niveau des stocks organiques. Les augmentations observées sont alors équivalentes à celles obtenues avec des jachères de moyenne à longue durée. Pour les sols argileux des Antilles, généralement riches en MO, il est difficile, voire illusoire, d'essayer d'estimer, sur une période pluri-annuelle, l'effet d'amendements organiques sur le stock organique des sols. Par contre, des jachères et des prairies pâturées de moyenne à longue durée permettent d'augmenter notablement, en 5 à 10 ans, les stocks organiques des sols en culture vivrière ou maraîchère.

En conclusion, ce large inventaire de situations agropédologiques nous a permis de hiérarchiser les différents facteurs du milieu susceptibles d'intervenir sur le stockage de la MO dans les sols ferrugineux et ferrallitiques. Il est apparu que la texture (teneur en éléments fins) et le mode de gestion des terres (niveau des restitutions organiques) jouent un rôle capital. Qui plus est, nous avons montré que ces deux facteurs sont interactifs puisque les variations absolues des stocks organiques selon différents modes de gestion des terres sont fortement contrôlées par la teneur en éléments fins du sol. Aussi, pour identifier les compartiments organiques concernés par ces variations, avons-nous recherché des méthodes de fractionnement permettant de séparer les MO incorporées au sol sous forme de débris végétaux de celles associées aux éléments fins du sol. Ceci nous a conduit à privilégier, *a priori*, une approche de type granulométrique. Celle-ci est présentée au chapitre suivant ainsi que les caractéristiques des fractions obtenues.

DEUXIÈME PARTIE

**CARACTÉRISATION ET DYNAMIQUE DE LA
MATIÈRE ORGANIQUE DES SOLS**

CHAPITRE III

***LA CARACTÉRISATION DE LA MATIÈRE
ORGANIQUE DES SOLS***

LA CARACTÉRISATION DE LA MATIÈRE ORGANIQUE DES SOLS¹

I. - INTRODUCTION HISTORIQUE, OU QUELLES MÉTHODES POUR QUELS OBJECTIFS ?

L'essentiel de ce travail est fondé sur une caractérisation de la MO par fractionnement granulométrique du sol. Il nous paraît essentiel de resituer historiquement cette approche afin de n dégager, *a priori*, l'intérêt pour les objectifs poursuivis. Cet intérêt sera confirmé ou infirmé *a posteriori* par les résultats obtenus.

Ce bref historique résume, *pro parte*, un article bibliographique (FELLER, 1995a) sur l'évolution du concept d'humus au cours des trois derniers siècles.

A - L'ÈRE DES FRACTIONNEMENTS HUMIQUES

C'est probablement ACHARD en 1786 qui ouvrit la longue liste des travaux concernant le fractionnement de la matière organique des sols en traitant une tourbe par une solution alcaline qui, après acidification, permit l'obtention d'un précipité amorphe et noir. Cette année là naissait l'ère des fractionnements humiques de la matière organique des sols.

Depuis, la grande imagination des savants a conduit à l'apparition d'un vocabulaire aussi évocateur que varié (des dizaines de termes) pour des familles de composés toujours extraits (ou inextraits) lors de séquences analytiques acido-alkalines (cf. MAILLARD, 1913 et les revues bibliographiques de WAKSMAN, 1936 ; KONONOVA, 1960 ; VAUGHAN ET ORD, 1984 ; FELLER, 1995a). Cette profusion de vocabulaire montre, si besoin était, d'une part l'importance accordée à cette approche chimique, acido-alkaline, de caractérisation de la MO des sols, d'autre part, la

¹ Les résultats rapportés dans ce chapitre sont, pour une grande part, le fruit de collaborations méthodologiques avec : Mmes T. CHONE, B. GERARD, P. JEANSON, B. VAILLANT, G. VILLEMEN (CPB-CNRS), B. VAN VLIET LANOE (CNRS, Caen), M. CLAUDE (SENSAIA) et MM. G. BURTON, M. PORTAL (CPB-CNRS), J.L. MOREL (SENSAIA), C. EGOUMENIDES, J.L. MARGER (GRAT-CRAD).

difficulté d'isoler des composés chimiquement bien définis, dont la composition ne varie pas ou peu selon la nature du substrat ou le moindre détail du protocole opératoire. Des modèles très généraux proposés pour les structures des substances humiques (FELBECK, 1965 ; HAWORTH, 1970 ; SCHNITZER, 1978), il ressort que ces substances sont des polymères ou des associations de polymères extrêmement complexes. Jusqu'à une date récente, il n'était pas encore clairement établi, par exemple, si des spécificités de structure chimique pouvaient être mises en relation avec différents facteurs de l'environnement (THEING *et al.*, 1989). Toutefois, les travaux actuels, s'appuyant sur la RMN-¹³C pour l'étude structurale des substances humiques, apparaissent prometteurs et devraient contribuer à élucider cette question (MALCOLM, 1990 ; ZECH *et al.*, 1990 ; KÖGEL-KNABNER *et al.*, 1991).

Si les fractionnements humiques ont été des outils importants, aussi bien en milieu tempéré (DUCHAUFOR, 1970) que tropical (THOMANN, 1964 ; PERRAUD, 1971 ; TURENNE, 1977 ; DABIN, 1980/1981) en termes de typologie et d'écologie des sols, on peut s'interroger, par contre, sur leur "pouvoir explicatif" quant à la compréhension du rôle de la MO dans les propriétés et le fonctionnement actuel des sols. En effet, il est rare, par exemple, que la connaissance des quantités absolues ou relatives d'acides fulviques, humiques ou d'humine et de leurs caractéristiques, nous renseigne mieux que les teneurs en MO totale de l'échantillon sur le rôle de la MO dans la stabilité de l'agrégation, la disponibilité de l'azote, du carbone ou du phosphore pour les organismes vivants, les propriétés d'échange ou de sorption, etc. Il est peu de domaines, à l'exclusion des processus de mobilisation des éléments métalliques sous forme de complexes organo-minéraux solubles, où une ou plusieurs *fonctions* quantifiables puissent être clairement attribuées aux fractions organiques définies par leur solubilité dans des réactifs acides ou alcalins, ou obtenues par d'autres protocoles de séparation strictement chimiques (solvants organiques, hydrolyses acides ou alcalines, etc.).

Ce faible pouvoir explicatif tient, probablement, essentiellement à deux aspects : l'un lié au protocole même de fractionnement, l'autre aux caractéristiques des fractions séparées :

- le protocole même du fractionnement chimique est fortement dénaturant, et le débat qui permettrait de savoir si les caractéristiques de la fraction extraite sont représentatives de celles qu'elle a *in situ* dans le sol n'est toujours pas réglé. Ceci est particulièrement important pour l'étude du rôle des MO dans les propriétés des associations organo-minérales. Par ailleurs, il est clair que les caractéristiques, et probablement les fonctions, d'un débris de racine ou de paille dans le sol diffèrent fortement de celles de la MO associée aux colloïdes minéraux. Traiter en même temps, par les mêmes réactifs, ces deux types de MO ne peut conduire à des interprétations aisées ;
- pour des raisons de structure chimique ou de protections physiques, le renouvellement des constituants humiques est relativement lent (quelques centaines à quelques milliers d'années) comparé à celui des organismes vivants du sol ou de leurs métabolites (0,3 à 3 ans) (ANDERSSON

et PAUL, 1984 ; DUXBURY *et al.*, 1989). Il est donc probable que les constituants humiques n'interviennent que faiblement dans les processus à dynamique rapide (processus de minéralisation, variations saisonnières de la structure, etc.). Or, ce sont ces processus pour lesquels le rôle de la MO est justement considéré comme essentiel, en particulier dans les agrosystèmes.

La seule "approche humique" apparaît donc relativement mal adaptée à l'étude des processus qui concernent le fonctionnement actuel des sols cultivés (TIESSEN et STEWART, 1983 ; ANDERSON *et al.*, 1981). Ceci explique l'intérêt grandissant pour d'autres approches conceptuellement très différentes telles que :

- la quantification de la biomasse microbienne (JENKINSON, 1966) qui se réfère à un compartiment biologique très acif mais faiblement représentatif de l'ensemble de la MO du sol ;
- la caractérisation de la MO du sol par des fractionnements physiques. C'est ce dernier aspect qui est développé ici.

B - L'ÈRE DES FRACTIONNEMENTS PHYSIQUES

Les fractionnements physiques appliqués à l'étude de la MO du sol sont généralement plus ou moins clairement justifiés par l'une ou l'autre des trois préoccupations suivantes :

- éviter de dénaturer la MO par des extractants chimiques ;
- séparer les MO à caractère "figuré" (débris végétaux, fauniques, etc.) des MO fortement associées aux colloïdes minéraux ("complexe argilo-humique") ;
- étudier des associations organo-minérales "naturelles"².

I - Quelques précurseurs passés inaperçus

En 1829, MARTIN décrit, le premier, une méthode extrêmement simple (voire simpliste) de séparation de "l'humus" par sédimentation. GASPARRIN (1843) pense que les extractions acido-alkalines "modifient ... le terreau" et il s'interroge, sans conclure, sur les possibilités de "séparation mécanique".

Mais le premier fractionnement physique, très élaboré, de la matière organique des sols, et passé totalement inaperçu jusqu'à ce jour, est publié par SCHLÖESING en 1874. Cinq fractions granulométriques sont séparées pour étudier la localisation des MO, et leur rôle vis à vis de la dispersion des argiles. Les résultats sont présentés en trois tableaux : bilans pondéraux du

² Adjectif parfois utilisé (McKEAGUE, 1971 ; TURCHENIK et OADES, 1974) pour opposer cette approche à l'approche humique.

fractionnement, teneurs en C et N des fractions et contribution des fractions à C et N totaux du sol. On ne fait pas mieux aujourd'hui !

En 1918, GAIN décrit brièvement une méthode de séparation physique de la MO du sol en "humus" (débris végétaux) séparé par flotation après "trituration de la terre dans $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$ à 50%" et en "matières humiques" extraites du précipité par l'acide oxalique (Eb. 1h.). Mais il faut attendre le milieu du 20 ème siècle pour que la séparation des débris végétaux du reste de la matière organique du sol devienne une réelle préoccupation méthodologique, même si l'on peut citer encore quelques travaux isolés mettant en oeuvre des méthodes densimétriques (FINNELL, 1933 ; LEIN, 1940 et HARRIS, 1941) ou granulométriques (SHIVELY et WEAVER, 1939 ; MC CALLA *et al.*, 1943).

2 - L'ère des fractionnements densito-humiques

Reprenant une méthodologie développée par LEIN (1940) et s'appuyant sur les observations de KUBIENA, qui distingue dans les sols deux "phases organiques, d'une part les débris végétaux ayant conservé leur structure cellulaire, d'autre part une matière plus évoluée, dont les caractères organiques ne se manifestent à l'œil nu que par sa coloration sombre", HENIN et TURC, dès 1950, s'efforcent de séparer ces deux phases par densimétrie, dans des mélanges benzène-bromoforme de densité connue. Cette approche diffère radicalement, et dans ses objectifs et dans sa méthodologie, des approches chimiques antérieures. C'est un changement conceptuel essentiel qui conduit les auteurs à distinguer deux types de fractions :

- des fractions légères ($d < 1,75$), dites "MO libres", formées essentiellement de débris végétaux, très riches en carbone (30 à 35 g C/100 g fraction) et à rapports C/N supérieurs à 16. Ces fractions représentent de 15 à 20 % du carbone total ;
- des fractions denses ($d > 1,75$), dites "MO liées aux matières minérales", plus "évoluées" que les fractions légères, constituées en particulier du "complexe argilo-humique", moins riches en carbone (0,7 à 16 g C /100 g fraction) et à rapports C/N inférieurs à 11.

Cette approche densimétrique a été essentiellement développée entre 1950 et 1970 par les chercheurs français (MONNIER *et al.*, 1962 ; DUCHAUFOUR et JACQUIN, 1966 ; DABIN, 1971) comme une étape préalable aux fractionnements humiques, afin de séparer les MO-libres des MO-liées. GREENLAND et FORD (1964) et FORD *et al.* (1969) améliorèrent la séparation des "MO-libres" en associant l'ultrasonication (pour détruire les agrégats) à la densimétrie afin de détruire les agrégats stables. Elle a été appliquée aux recherches agro-pédologiques en milieu tropical. BLONDEL (1971) et GANRY (1977) ont mis en évidence le rôle important joué par les MO-libres dans la dynamique de l'azote de sols sableux du Sénégal. GODFERROY (1974), GODFERROY et

JACQUIN (1975) et GANRY (1977) ont étudié les processus de décomposition des résidus végétaux dans les sols et leur effet sur le niveau des stocks organiques par une telle approche.

Toutefois, l'utilisation de liqueurs denses minérales ou organiques pose des problèmes méthodologiques. En effet, d'une part, des contaminations et des dénaturations des fractions par les liqueurs utilisées sont toujours possibles, d'autre part, pour les sols riches en MO fortement agrégées ou à faibles densités apparentes, les séparations densimétriques entre débris végétaux et fractions minérales ou organo-minérales sont parfois délicates (BRUCKERT, 1979 ; ELLIOTT et CAMBARDELLA, 1991). Ceci explique peut-être la diffusion internationale limitée de cette approche.

3 - La période actuelle ou l'ère des fractionnements granulométriques

En 1964, puis 1967(a), EDWARDS et BREMNER, reprenant et développant des travaux déjà anciens³, montrent qu'il est possible, par simple application d'ultrasons sur une suspension de sol dans l'eau, d'obtenir une dispersion complète du sol sans destruction préalable de la MO et sans ajout de dispersant. *On peut donc séparer les fractions granulométriques du sol avec les MO qui y sont associées.*

Ce travail est d'une importance capitale, car il offre une méthodologie permettant de localiser la MO par rapport à la granulométrie des constituants minéraux, et ce sans aucune intervention de réactions chimiques susceptibles de dénaturer les constituants organiques ou minéraux. C'est en même temps la possibilité de donner une réalité au concept de "complexe argilo-humique" par l'étude des fractions organo-argileuses. C'est enfin le moyen, en jouant sur les énergies de dispersion mises en jeu (simples agitations dans l'eau, avec ou sans billes, ou action des ultrasons), d'étudier les MO associées à des agrégats ou micro-agrégats de différentes stabilités (EDWARDS et BREMNER, 1967b). Enfin, sur un plan historique, il faut rappeler que, dès ces premières publications, EDWARDS et BREMNER (1965 et 1967a et b) montrent : (i) l'intérêt des agitations du sol dans l'eau en présence de billes pour détruire les agrégats, idée à la base de la méthode proposée par BRUCKERT *et al.* (1978), (ii) l'efficacité des résines sodiques dans la dispersion d'échantillons fortement agrégés, idée à la base de la méthode de fractionnement utilisée ici (FELLER *et al.*, 1991a).

A la suite de ces travaux, il est apparu très rapidement (CHICHESTER, 1969 ; MCKEAGUE, 1971 ; WATSON et PARSONS, 1974) que les MO associées aux fractions de tailles supérieures à 50 µm étaient essentiellement sous forme de débris végétaux plus ou moins décomposés, avec des rapports C/N souvent supérieurs à 15, tandis que les MO associées aux argiles présentaient des

³ Selon WATSON (1971), l'effet dispersant des ultrasons sur des suspensions de sol avait été mis en évidence dès 1923 par WHITTLISS.

rapports C/N plus faibles, généralement inférieurs à 10. Autrement dit, ce fractionnement granulométrique dans l'eau permettait, comme le fractionnement densimétrique, mais sans les artefacts qui y sont liés, de séparer des MO à caractère végétal figuré (plus ou moins équivalentes aux "MO-libres") et de tailles supérieures à 50 µm, de MO plus fortement associées aux colloïdes minéraux (plus ou moins équivalentes aux "MO-liées"), et de tailles inférieures à 50 µm. Afin de préciser la nature de ces fractions, divers auteurs (McKEAGUE, 1971 ; TURCHENEK et OADES, 1974, 1979 ; SPYCHER et YOUNG, 1977) ont associé séparations granulométriques et densimétriques.

Ainsi, à l'issue de cette première décennie (1965-1975) de recherche sur l'intérêt des approches granulométriques pour l'étude de la MO des sols, et au moment où nous débutons nos travaux sur la décomposition des résidus végétaux et la gestion de la MO dans les agrosystèmes tropicaux, nous pouvions tirer les conclusions suivantes :

(i) on disposait de méthodes simples (granulométries) et peu dénaturantes (eau), permettant de localiser les MO par rapport aux constituants minéraux et conduisant, en première approximation, à une séparation de deux grands types de MO "naturelles" : des débris végétaux (ou animaux) à divers degrés de décomposition (fraction > 50 µm), peu liés à la matrice minérale, des MO engagées plus ou moins étroitement dans des associations organo-minérales (< 50 µm) et à caractère humifié plus marqué ;

(ii) en conséquence, l'outil granulométrique apparaissait mieux adapté que les méthodes antérieures aux recherches sur la MO des sols en ce qui concernait :

- l'étude (nature et stabilité) des associations organo-minérales des sols, en particulier au niveau de la micro-agrégation. C'est d'ailleurs généralement dans ce domaine que l'essentiel de l'effort de recherche s'était porté au cours de cette période, comme en témoignent les locutions telles que "fractions, complexes ou agrégats *organo-minéraux*" souvent trouvées dans les titres des articles ;
- l'analyse des modifications (nature, dynamique) des stocks organiques des sols sous l'effet de différentes pratiques culturales, en particulier celles impliquant différents types de restitution organique.

C'est dans cette deuxième problématique, à la suite de travaux basés sur des fractionnements humiques de la MO de sols cultivés au Sénégal (FELLER, 1977), et dont les résultats nous sont apparus de faible pouvoir explicatif, que tout naturellement nous sommes tourné vers les fractionnements granulométriques pour l'étude de la MO des sols.

Bien évidemment, jusqu'à ce jour (1993), les recherches méthodologiques et les applications sur ce sujet se sont multipliées. Ce travail en est une illustration. Aussi arrêtons-nous

ici notre présentation historique, les différents travaux de la littérature étant commentés à l'occasion de nos propres résultats. Signalons, d'ores et déjà, les revues bibliographiques récentes d'ELLIOTT et CAMBARDELLA (1991) et de CHRISTENSEN (1992) sur les aspects méthodologiques et les applications des fractionnements physiques de la MO des sols, mais qui portent essentiellement sur les sols des pays tempérés.

II - MÉTHODES D'ÉTUDE DES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES

A - ASPECTS MÉTHODOLOGIQUES LIÉS AU FRACTIONNEMENT GRANULOMÉTRIQUE DE LA MATIÈRE ORGANIQUE DES SOLS

Le principal objectif qui préside au choix d'une méthode de fractionnement granulométrique de la MO peut se résumer ainsi :

comment séparer le mieux possible, et avec le minimum d'altération, les matières organiques à caractère végétal figuré de celles liées aux colloïdes minéraux ? Autrement dit, comment obtenir un état satisfaisant de dispersion du sol sans solubilisation, altération ou destruction de la MO ?

Bien évidemment, les méthodologies mises en jeu vont dépendre de l'éventail des classes granulométriques recherchées et de la stabilité des agrégats et micro-agrégats de l'échantillon étudié. Quelles que soient les coupures granulométriques choisies, on jugera de l'état de dispersion obtenu pour les éléments fins du sol (argiles et limons) : les résultats du fractionnement granulométrique de la MO seront comparés à ceux de "l'analyse mécanique" effectuée après destruction de la MO par H₂O₂ (BREMNER et GENRICH, 1990).

Nous avons étudié différentes techniques de dispersion. Elles sont décrites avec leur intérêt et leur limite en annexe III.1. Elles peuvent se résumer en :

- dispersion par voie physique. Il s'agit d'agitations dans l'eau seule (méthode H₂O), ou en présence de billes (méthode B), ou encore avec application d'ultrasons (méthodes H₂O/US et B/US) ;
- dispersion par voie chimique ou électro-chimique. Le complexe absorbant est saturé en sodium (Na), soit par addition d'hexamétophosphate de sodium (méthode HMP), soit par addition de soude jusqu'à l'obtention d'un pH10 de la suspension sol-eau (méthode PH10), soit par l'utilisation de résine cationique sous forme sodique (méthode R). L'application d'ultrasons peut compléter la dispersion (méthodes HMP/US, PH10/US, R/US).

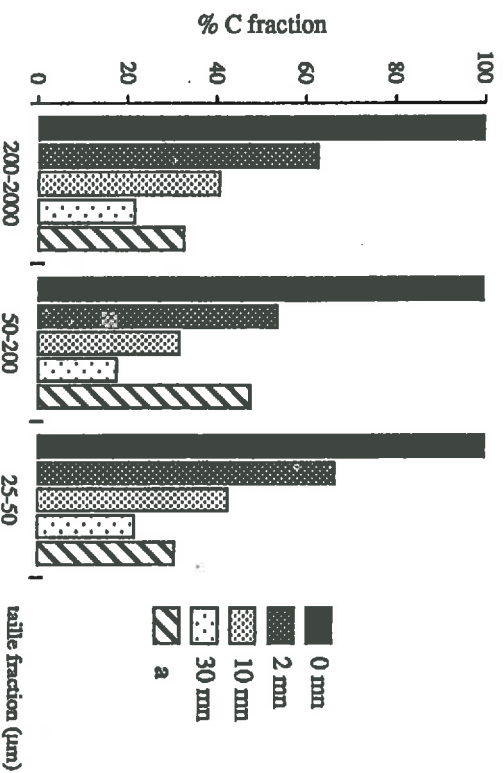


Fig III.1.a - Effet de la durée d'application des ultrasons (US en mm) sur la diminution du contenu en carbone de la fraction et le transfert vers les fractions les plus fines. a = carbone transféré dans la fraction 0-25 µm pour t = 10 mm. Résultats exprimés en % du C initial de la fraction. (D'après Balesdent *et al.*, 1991)

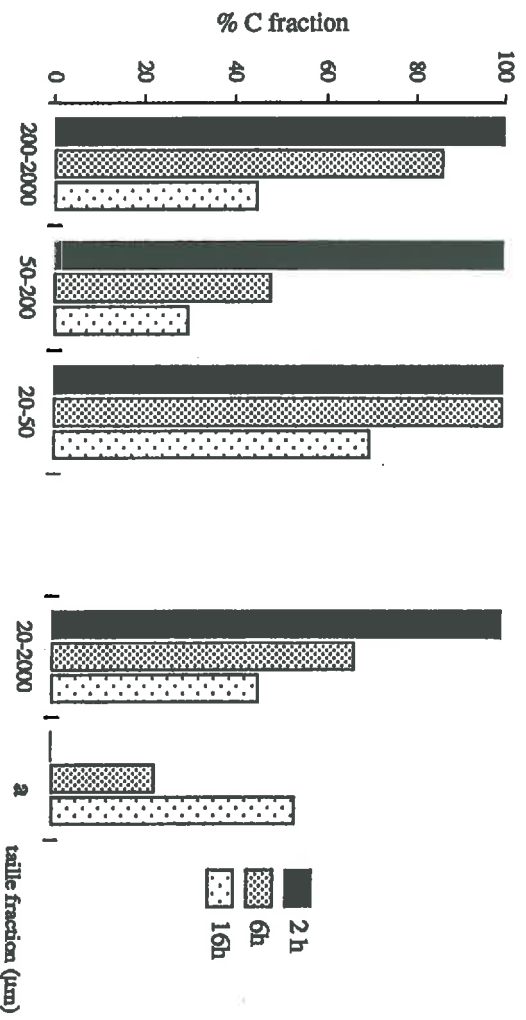


Fig III.1.b - Effet de la durée d'agitation (en heures) sur la diminution du contenu en carbone de la fraction et le transfert vers les fractions les plus fines. a = carbone transféré dans la fraction 0-20 µm à partir de la fraction globale 20-2000 µm. Résultats en % du C initial de la fraction. Simulation Fr 2-SA.

Au plan international, les méthodes les plus fréquemment utilisées actuellement, pour leur efficacité sur le plan de la dispersion et ne faisant intervenir aucun agent chimique, sont fondées sur l'application directe d'ultrasons sur un mélange sol-eau (CHRISTENSEN, 1985 ; GREGORICH *et al.*, 1988 ; ELLIOTT et CAMBARDELLA, 1991 ; CHRISTENSEN, 1992). Toutefois, ces techniques ne vont pas sans poser le problème de l'altération possible des différentes formes de MO. Ainsi, MCGILL *et al.* (1975) et divers auteurs cités par CHRISTENSEN (1992) ont montré que ce traitement pouvait provoquer l'éclatement de cellules microbiennes avec redistribution de leurs constituants organiques dans les différentes fractions du sol. Par ailleurs, et surtout, BALESDENT *et al.*, (1991) ont mis en évidence que les ultrasons, dans les conditions habituelles de leur utilisation (10 minutes d'ultrasonication, énergie appliquée de 300 J/ml), pouvaient altérer très fortement les MO associées aux fractions de tailles supérieures à 20 µm. Dans l'exemple étudié par ces auteurs, 60 % du carbone des fractions supérieures à 20 µm passent dans des fractions granulométriques inférieures à 20 µm et ceci pour chacune des fractions granulométriques initiales (Figure III.1.a.).

Aussi, avons-nous toujours cherché à éviter d'appliquer les ultrasons directement sur l'échantillon 0-2 mm total afin de ne pas altérer trop fortement les MO figurées du sol. Ceci implique l'utilisation d'autres modes de dispersion du sol initial, ce qui explique les démarches méthodologiques citées. On peut distinguer les sols à faible stabilité structurale de ceux à stabilité structurale élevée :

- pour les *sols à faible stabilité structurale* (cas des sols sableux d'Afrique de l'Ouest), la destruction des agrégats de taille supérieure à 50 µm est obtenue aisément par simple agitation du sol dans l'eau en présence de billes. Après tamisage à 50 µm, une dispersion satisfaisante des particules de taille inférieure à 50 µm peut être atteinte par l'application d'ultrasons sur la suspension 0-50 µm. Toutefois, dans le cas des sols sableux, il faut limiter le temps d'agitation pour minimiser l'altération et la division des MO figurées par l'effet abrasif des sables. Nous avons en effet pu montrer (FELLER, non publié) que, pour ces sols, des temps d'agitation supérieurs à 2 heures conduisaient à un transfert important (50 % en 16 heures) des MO de taille supérieure à 20 µm vers les fractions fines de taille inférieure à 20 µm (Figure III.1.b.).

- pour les *sols à stabilité structurale élevée* (sols argileux des Antilles et du Brésil), il est souvent difficile, par simple agitation dans l'eau, même pendant des temps très longs (EDWARDS et BREMNER, 1967a), ou en présence de billes (BRUCKERT et KILBERTUS, 1980 ; FRANÇOIS, 1988), de détruire complètement les agrégats de taille supérieure à 50 µm. Aussi les fractions résultantes de tailles supérieures à 50 µm sont-elles un mélange de différentes formes de MO. Dans ce cas, la dispersion des agrégats doit alors être favorisée par l'utilisation d'un dispersant chimique ou électro-chimique : apport de l'ion Na⁺ par NaOH, hexamétophosphate de sodium HMP ou résine sodique R, tout en minimisant les possibilités de solubilisation de la MO. Les réactifs alcalins sont donc à déconseiller.

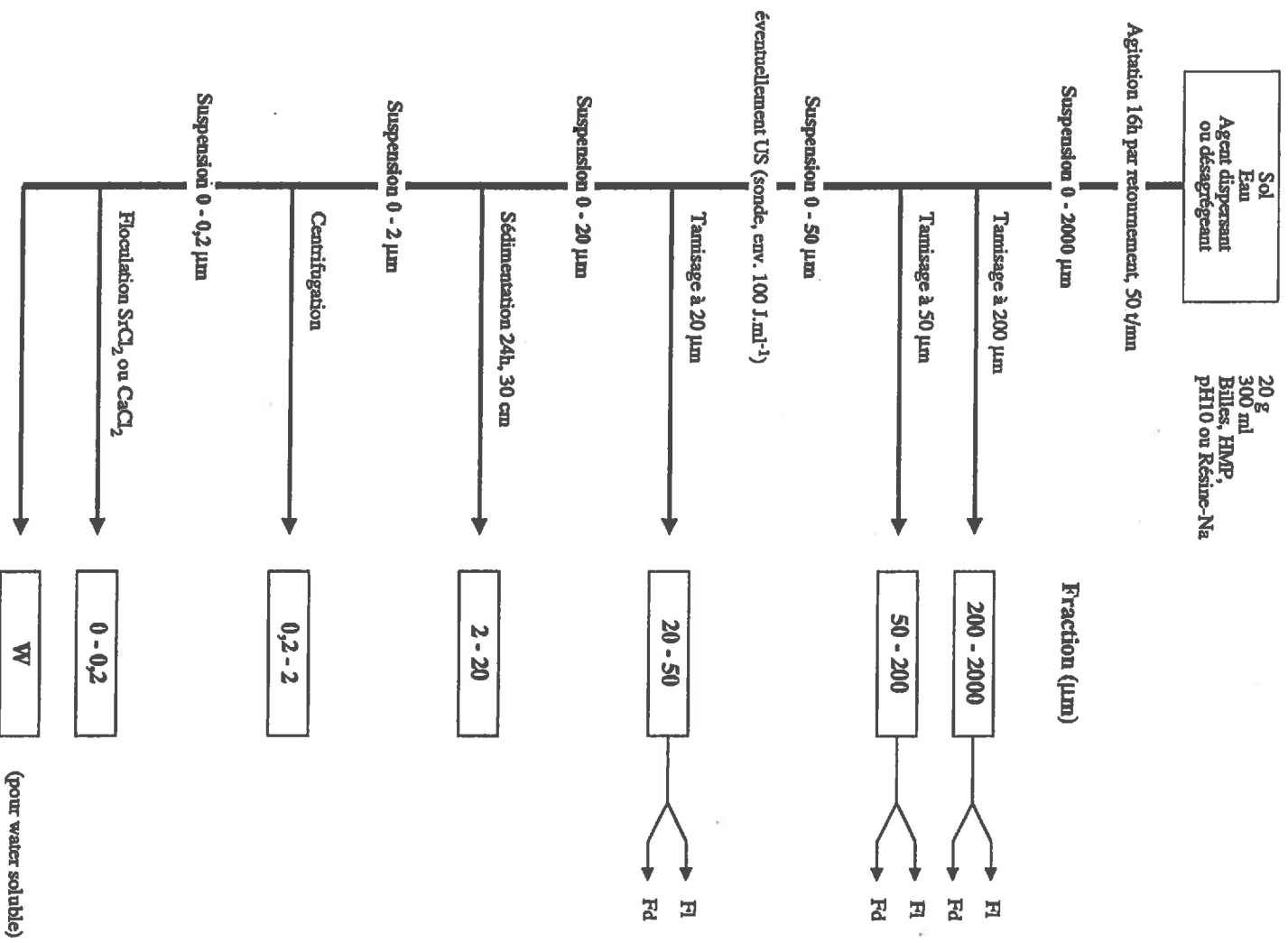


Fig III.2 - Schéma général des divers fractionnements granulométriques utilisés.

Cet ensemble d'observations nous a conduit récemment (FELLER *et al.* 1991a) à la mise au point d'une méthode de fractionnement basée sur une dispersion initiale de l'échantillon 0-2 mm par agitation dans l'eau en présence de résine sodique, suivie (méthode R/US) ou non (méthode R) d'une ultrasonication de la suspension 0-50 µm. Cette méthode a été appliquée à la majorité des situations étudiées ici. Toutefois, dans certains cas, qui seront signalés dans le texte, des déterminations ont été faites sur des fractions obtenues à partir des autres méthodes citées.

B - LE FRACTIONNEMENT GRANULOMÉTRIQUE DE LA MO AVEC DISPERSION PAR LES RÉSINES SODIQUES (MÉTHODES R ET R/US)

1 - Protocoles opératoires

Les résines sodiques avaient déjà été utilisées pour la dispersion des sols par EDWARDS et BREMNER (1965, 1967a et b) puis par ROUILLER *et al.* (1972). Les méthodes décrites ici sont inspirées de leurs travaux mais ont été adaptées au fractionnement granulométrique de la matière organique des sols.

Les détails opératoires concernant le conditionnement de la résine et le fractionnement proprement dit sont décrits dans l'annexe III.1. L'ensemble des opérations de fractionnement est résumé sur la figure III.2. En résumé, on obtient :

- par tamisages, les fractions 200-2000, 50-200 et 20-50 µm,
- par sédimentation et centrifugation, les fractions 2-20, 0,2-2 et 0-0,2 µm,
- par solubilisation de la MO au cours du fractionnement, la fraction W (MO hydrosoluble).

Pour chaque fraction de taille supérieure à 20 µm, et selon les objectifs de l'étude, il est possible de séparer aussi une fraction légère (Fl) d'une fraction dense (Fd) par agitation, décantation et entraînement par l'eau des MO légères (technique de la "battée": FELLER, 1979 et BALESDENT *et al.*, 1991). Cette séparation densimétrique a l'intérêt d'être simple et ne nécessite pas l'utilisation de liqueurs denses (cf. Paragraphe I).

Par ailleurs, quelques échantillons totaux et fractions ont été traités à reflux par l'eau à ébullition. L'extrait obtenu est nommé "fraction EC" (Eau Chaude).

Toutes les fractions solides sont séchées à 50°C, pesées et broyées. Les résultats pondéraux sont exprimés en pour cent du sol sec à l'air.

2 - Intérêt des méthodes R et R/US

Ces aspects ont été largement débattus dans FELLER *et al.* (1991a). Ils sont rappelés dans l'annexe III.1. Il seront brièvement résumés ici :

- seule la méthode R/US permet l'obtention, à toutes les échelles granulométriques supérieures à 2 µm, d'un état de dispersion proche de celui obtenu par l'analyse mécanique, et ce, sans l'application d'ultrasons sur le sol total et sans addition d'une solution alcaline (NaOH) ou saline (HMP). Les méthodes PH10/US, HMP/US et R permettent une dispersion généralement correcte jusqu'aux tailles 20 µm, mais incomplète pour les argiles (< 2 µm), qui restent, en partie, microagrégées au sein des limons fins 2-20 µm. Les méthodes H₂O et H₂O/US sont peu efficaces, même à 200 µm ;
- toutefois, la méthode R, qui ne fait pas intervenir d'ultrasons, mais permet, malgré tout, d'atteindre un état de dispersion satisfaisant, peut s'avérer particulièrement intéressante pour la préparation des fractions dans des conditions douces ;
- le pH final de la suspension sol-eau obtenu par les méthodes R ou R/US est généralement compris entre 6 et 7, ce qui explique que ...;
- les quantités de carbone extraites au cours du fractionnement soient relativement faibles, de 0 à 4 % du carbone total du sol. Par ailleurs, les quantités de carbone restant fixées sur la résine après fractionnement représentent moins de 0,5 % du carbone total.

III. - CARACTÉRISTIQUES DES FRACTIONS

Les diverses techniques utilisées pour caractériser la MO des fractions granulométriques sont décrites dans l'annexe III.2.

A - MORPHOLOGIE ET MICROMORPHOLOGIE DES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES

Dans cette partie, on prendra des exemples déchantillons de surface, sableux (situations F11 et F11'), sablo-argileux (situation Fr2) ou argileux (situations F16, Fo8).

1 - Observations en microscopie optique

L'étude porte sur un échantillon sableux de surface (0-20 cm) de la situation Ft1 cultivée en mil. Le fractionnement est effectué par la méthode B, avec tamisages à 2000, 200 et 50 μm , et séparation des fractions légères (Fl) et denses (Fd) supérieures à 50 μm .

Les photos, prises en microscopie, des fractions Fl 200-2000 et Fl 50-200 et de la fraction 0-50 μm sont présentées sur la planche III.1. (photos 1, 2 et 3). De manière extrêmement globale, on constate que les fractions Fl sont essentiellement formées de débris végétaux foliaires et racinaires à structure plus ou moins reconnaissable (dvr, dvf), associés à des débris organiques apparemment plus humifiés et à aspect charbonneux (dvh). Ces derniers sont relativement mieux représentés dans la fraction Fl 50-200 que dans la fraction Fl 200-2000. La fraction limono-argileuse, à cette échelle d'observation, ne paraît pas contenir d'éléments figurés reconnaissables, à l'exception de débris organiques humifiés non reconnaissables (doh) rappelant les débris plus ou moins charbonneux des fractions Fl.

Des observations au microscope en lumière normale (LN) transmise et surtout en lumière fluorescente (LF) réfléchie permettent de préciser la nature et l'état d'humification des matières organiques. Les photos ne sont pas présentées ici. Les MO fluorescent d'autant plus qu'elles sont peu altérées et encore riches en structures cellulosiques (BABEL, 1975). C'est ainsi que certains débris noirâtres de la fraction 0-50 μm sont fluorescents et peuvent donc encore contenir des restes de structures cellulosiques.

Une comparaison a été faite avec un échantillon du même essai agronomique mais provenant d'une parcelle ayant reçu du compost. Les différences portent essentiellement sur les fractions Fl qui apparaissent moins fluorescentes et plus riches en produits bruns.

2 - Observations en microscopie électronique à transmission (MET)

a - De l'agrégat 0-2 mm aux fractions dispersées

L'étude porte sur un échantillon argileux de surface (0-20 cm, situation Fig, culture canne à sucre). Pour éviter les artefacts possibles liés à l'utilisation des ultrasons (éclatement des cellules végétales et bactériennes), la méthode de fractionnement granulométrique R, sans ultrasons, a été utilisée.

La planche III.2. présente une vue d'un agrégat (non broyé) 0-2 mm. On distingue, dans une matrice argileuse fine, des quartz (qz), des emplacements de phyllites grossières (A), des débris

figurés opaques aux électrons et riches en produits bruns (pb), des bactéries isolées (b) ou en colonies (cb) et des débris de parois végétales (pv) plus ou moins décomposées.

Après fractionnement granulométrique, on observe (Planche III.3.) les fractions F1 200-2000, F1 50-200, F1 20-50, 2-20 μm , 0-2 μm et des détails de la fraction 0-2 μm .

Les fractions légères F1 supérieures à 20 μm sont toutes dominées par des MO figurées d'origine végétale, d'autant plus décomposées et opaques aux électrons que leur taille est faible (photos 1, 2 et 3). Elles peuvent être lysées (ly) par l'activité fongique. Dans la fraction F1 20-50 coexistent des fragments tissulaires végétaux (pv) et fongiques (pm) peu liés aux particules minérales, et des micro-agrégats (m) constitués de parois cellulaires végétales associées à des éléments minéraux : quartz, phyllites A ou oxydes de fer (m).

La fraction 2-20 μm (photo 4) est constituée de micro-agrégats (taille maximale de 1 à 5 μm) formés essentiellement d'emplacements de phyllites (A) et de parois végétales (pv) ou mycéliennes très décomposées.

La fraction 0-2 μm (photo 5) est largement dominée par des constituants minéraux (A, m), mais on peut y trouver aussi (photo 6) des reliques de parois végétales (pv), des bactéries plus ou moins altérées (b) et des matières organiques "non figurées" (MOnf), que nous nommerons "amorphes" dans la suite de ce texte. Les MO amorphes (MOnf), sont particulièrement visibles après un marquage par la réaction de THIÉRY (1967) qui permet de révéler des groupements osidiques. Cette forme de MO est facilement observable dans toute la matrice argileuse et correspond donc à une fraction organique bien représentée ici.

Afin d'étudier plus précisément ces MO amorphes à caractère polysaccharidique (FELLER *et al.*, 1991c), nous avons tenté de les extraire dans des conditions relativement douces, par de l'eau, à reflux, pendant 16 h.

Nous rapportons ici (Planche III.4.) les observations faites en MET sur la fraction argileuse avant (photos 1, 2, 3) et après (photos 4, 5 et 6) extraction à l'eau chaude. L'extrait lyophilisé (EC 0-2) est présenté sur la photo 7. Des comptages statistiques des différentes formes de MO (figurées ou amorphes) ont été effectués avant et après extraction. Les grilles d'observation sont divisées en mailles de 20 μm et 10 mailles sont observées à raison de 12 lectures par maille (agrandissement 16500) selon une direction imposée. 120 champs sont donc observés par traitement.

La comparaison des photos 3 et 6 indique qu'une grande partie de la "MO amorphe" est soluble dans H_2O à ébullition, alors que les colonies bactériennes (photos 1 et 4) ou les autres

Planche III.1.- Observation en microscopie optique de fractions granulométriques d'un sol sableux cultivé (situation FI1).

Photo 1 : Fraction FI 20-2000 (1 cm = 0,2 mm)

Photo 2 : Fraction FI 50-200 (1 cm = 0,1 mm)

Photo 3 : Fraction 0-50 μm (1 cm = 0,1 mm)

dv = débris végétal non identifié, dvr = racinaire, dvf = foliaire, dvh = très humifié
doh = débris organique humifié non reconnaissable
com = complexe organo-limono-argileux, sf et sg = sables fins et grossiers (quartzes),
lfg = limons fins et grossiers (quartzes)

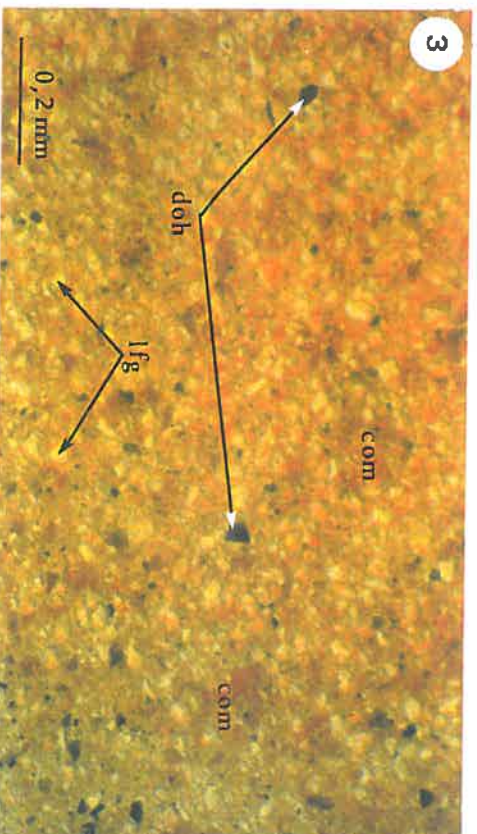
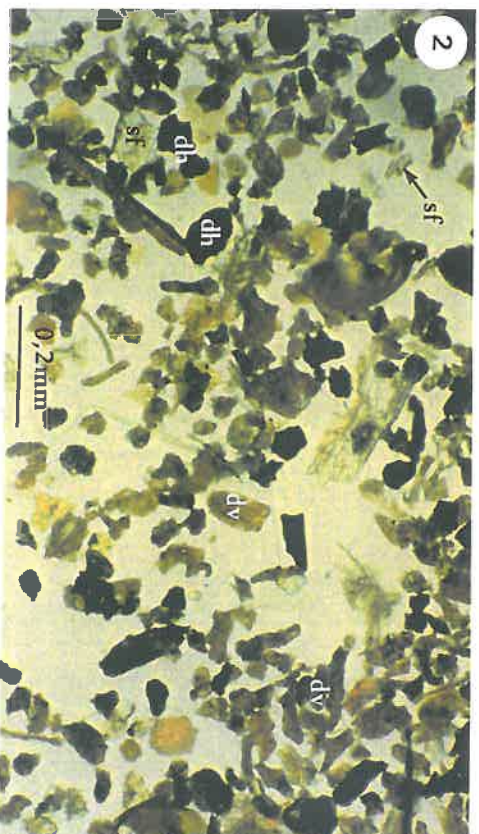


Planche III.2.- Observation en microscopie électronique à transmission (MET) d'un agrégat 0-2 mm d'un ferrisol argileux cultivé en canne à sucre (situation Fi6).

pv = paroi végétale, pb = produit brun issu de cellule végétale, b ou gb = bactérie ou colonie bactérienne
qz = quartz, Δ = micelle argileuse

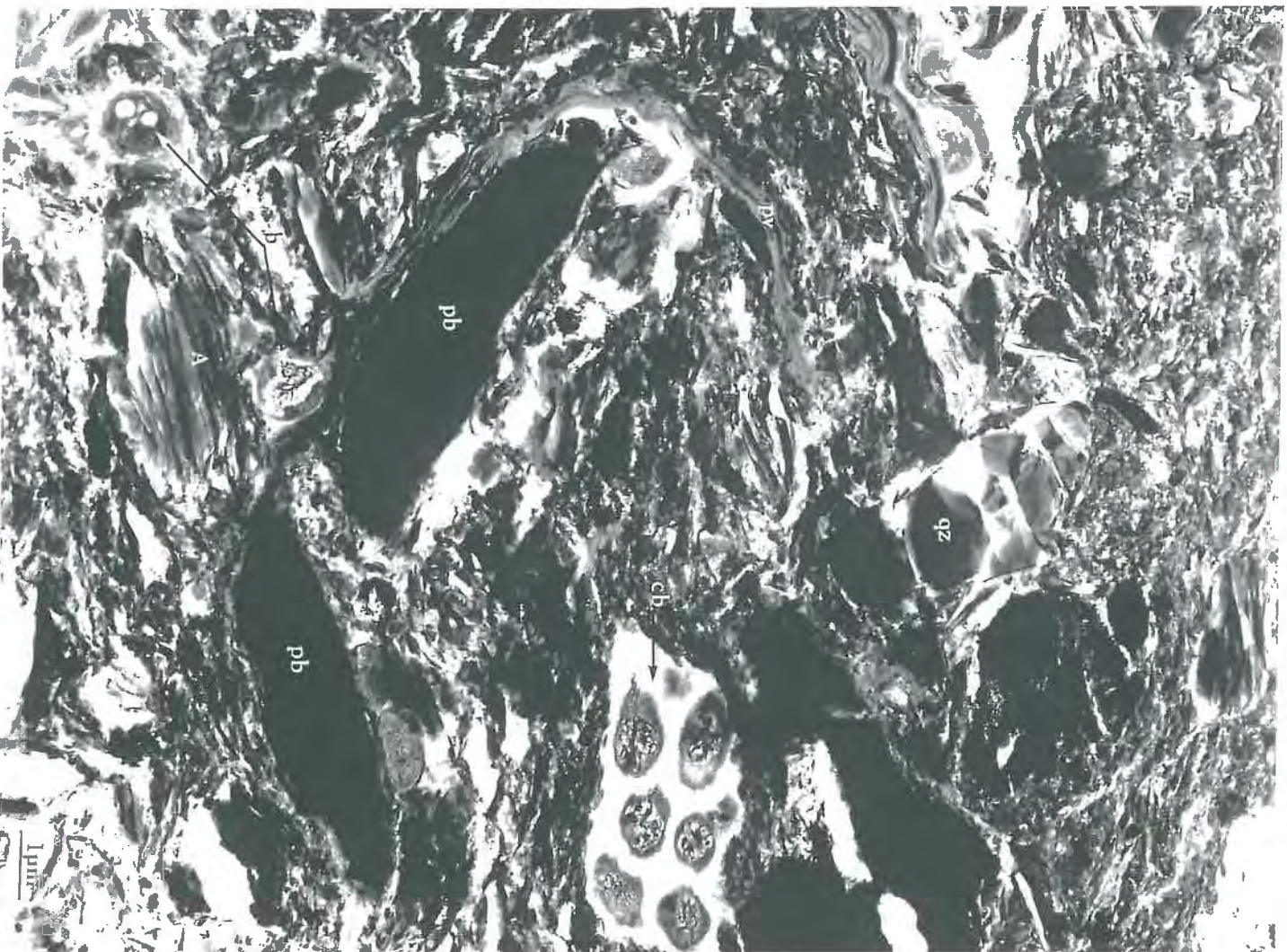


Planche III.3.- Observation ultrastructurale (MET) des différentes fractions granulométriques d'un ferralsol argileux cultivé en canne à sucre (Situation Fig6).

- Photo 1 Fraction FI 200-2000, tissu végétal peu biodégradé
 Photo 2 Fraction FI 50-200, tissu végétal biodégradé
 Photo 3 Fraction 20-50 µm, agrégat organo-minéral
 Photo 4 Fraction 2-20 µm, vue d'ensemble
 Photo 5 Fraction 0-2 µm, vue d'ensemble
 Photo 6 Détails de la fraction 0-2 µm : paroi végétale (pv), bactérie (b) et matière organique amorphe non figurée (MOnf)

m = oxydes de fer (?),

pv = paroi végétale, lv = lyse par hyphes mycéliens, b = bactérie, pm = paroi mycélienne, MOnf = matière organique non figurée après réaction de Thiéry

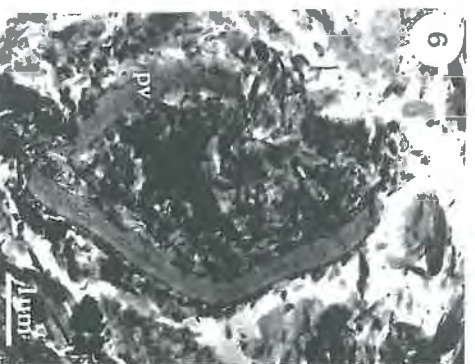
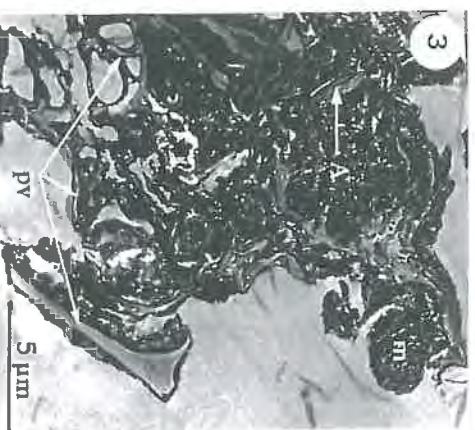
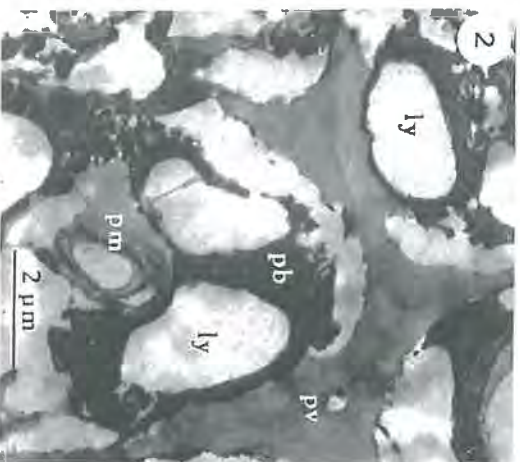
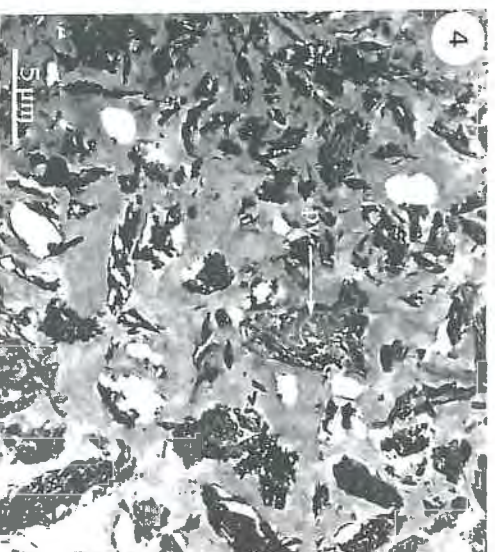
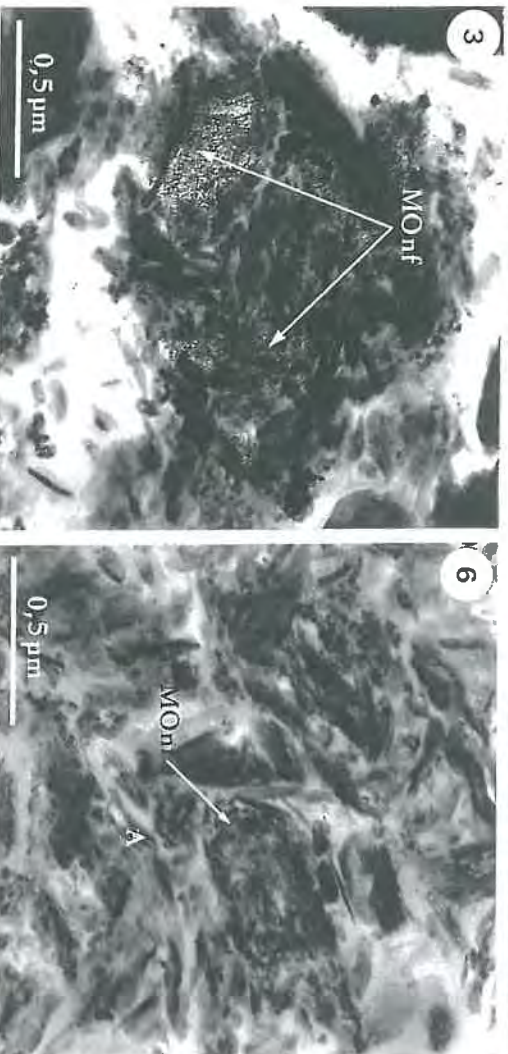
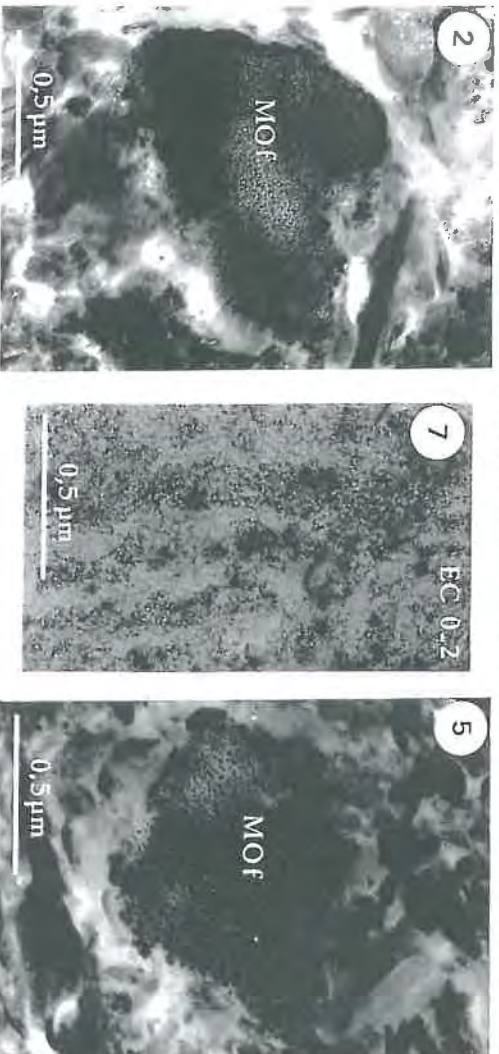
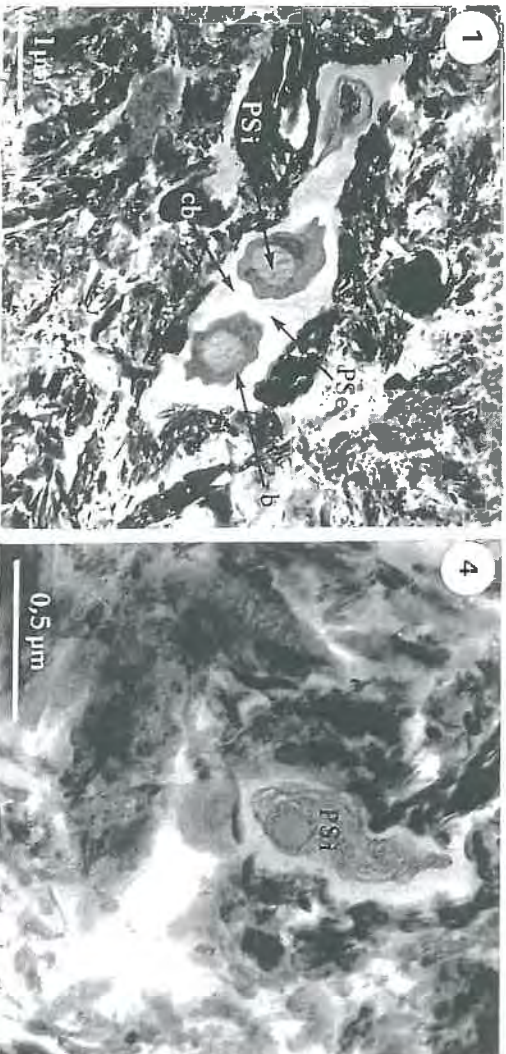


Planche III.4.- Ultrastructure (MET) des matières organiques associées à la fraction 0-2- μ m, avant et après extraction à H₂O ébullition (réaction de Thiery). Situation Fig.

Photos 1, 2 et 3 Observations avant extraction à H₂O ébullition
 Photos 4, 5 et 6 Observations après extraction à H₂O ébullition
 Photo 7 Fraction solubilisée par H₂O ébullition (fraction EC 0-2)

b ou cb = bactérie ou colonie bactérienne, MOF et MO_{nf} = matière organique figurée non identifiable et matière organique non figurée ("amorphe"),
PSe = polysaccharide extra-cellulaire, PSi = polysaccharide intra-cellulaire
A = micelle argileuse



débris figurés (MOF) (photos 2 et 5) sont encore très marqués par la réaction de Thiéry. On constatera toutefois, dans le cas des colonies bactériennes (photos 1 et 4), que seuls les polysaccharides intracellulaires (PSi) sont encore visibles, alors que les polysaccharides extracellulaires (PSe) semblent avoir été extraits. La fraction solubilisée EC 0-2 (photo 7) présente bien le même type de marquage par la réaction de Thiéry que la fraction MOmf (photo 3).

L'étude statistique, sur les 120 champs observés par traitement, confirme ces observations qualitatives :

- avant extraction à l'eau chaude, 19 champs ont un marquage positif à la réaction de Thiéry : 12 sous forme de MO amorphe (MOmf) et 7 sous forme de MO figurée (MOF) ;
- après extraction à l'eau chaude, 7 champs seulement conservent un marquage positif à la réaction de Thiéry et correspondent uniquement à des MO figurées (MOF) .

Les différences hautement significatives entre les deux traitements (risque de 1 %) permettent de conclure à une solubilisation importante de MO amorphe (MOmf) par l'eau chaude. Il n'est toutefois pas possible d'attribuer à la fraction EC 0-2 (photo 7) une seule origine de type "MO amorphe", d'autres formes ayant pu être aussi partiellement extraites.

b. Les fractions argileuses de différents types de sols

Afin de vérifier la généralisation des observations décrites ci-dessus pour la fraction argileuse de l'échantillon Fi6-Ca, nous avons étudié en MET les fractions argileuses fines et grossières d'échantillons de sols (sous forêt ou culture) à texture sableuse (situation F11, Planche III.5.), sablo-argileuse (situation Fr2, Planche III.6.) et argileuse (situation F08, Planche III.7.). On distinguera les "vues générales" des fractions, de l'observation de "détails".

Vues générales. Toutes les fractions argileuses des sols cultivés (Planches III.5., 6. et 7., photos 2 et 4) contiennent généralement peu de MO à caractère figuré, en particulier dans les argiles fines (0-0,2 µm). Celles présentes dans les argiles grossières (0,2-2 µm) sont à la fois d'origine végétale (pv) et microbienne (b et cb), celles associées aux argiles fines sont essentiellement d'origine microbienne. La présence de débris figurés de taille souvent supérieure à 2 µm est plus fréquente dans les argiles grossières des sols sous forêt ou savane que dans les sols sous culture (Planches III.5., 6. et 7., photos 1), mais peu de variations avec la végétation sont observées pour les argiles fines (Planches III.5., 6. et 7., comparaison des photos 3 et 4).

Détails. On retrouve, dans toutes les fractions argileuses, quels que soient les sols et la végétation, les "MO amorphes" (MOmf) imprégnant la matrice argileuse (Planches III.5 et 6, photos 6). Sa coloration à la réaction de Thiéry indique que ces MO intègrent dans leur structure

des groupements polysaccharidiques. La morphologie de cette fraction rappelle, soit celle des exsudats racinaires (GUICKERT *et al.*, 1975), soit celle des mucigels bactériens (cf. Planche III.4., photo 1). L'origine de cette fraction sera rediscutée ultérieurement.

Malgré les grandes similitudes générales des MO associées aux fractions argileuses de ces différents types de sols, en particulier pour les situations cultivées, des différences sont toutefois observées entre les situations. C'est surtout le cas pour les fractions argileuses grossières des sols sous végétation naturelle. Sur la planche III.8., on note, en particulier, sous la savane du milieu le plus sec (F11, P = 800 mm), la présence plus importante de MO figurées (MOF), opaques aux électrons (eo) (photo 1), que dans les autres situations (Fr2 et Fo8, photos 2 et 3). Par ailleurs, dans ces dernières, les parois végétales et bactériennes sont mieux reconnaissables.

3 - Conclusions à l'étude morphologique

Les fractionnements granulométriques utilisés permettent de séparer des MO morphologiquement différentes : dominance de débris végétaux à divers degrés de décomposition dans les fractions supérieures à 20 μm , association de débris de parois végétales ou fongiques et de micro-agrégats organo-limoneux dans la fraction 2-20 μm , dominance des MO à caractère amorphe dans les fractions argileuses. Les argiles fines, en particulier, ne contiennent que très peu de MO figurées. Celles-ci, lorsqu'elles sont présentes, sont essentiellement d'origine microbienne.

En première approximation, ce schéma s'applique aussi bien aux sols sableux sous des climats tropicaux semi-arides qu'aux sols argileux des tropiques humides, aussi bien aux sols cultivés qu'aux sols sous savane ou forêt. Les plus grandes différences qui apparaissent, selon les situations, pour les fractions argileuses, concernent surtout l'importance des débris figurés associés aux argiles grossières, dont la proportion diminue avec la mise en culture. Enfin, on a vu que l'essentiel des MO amorphes révélées par la réaction de Thiéry et associées aux fractions argileuses pouvait être extrait par H_2O à ébullition.

La comparaison de ces résultats avec ceux obtenus par divers auteurs pour d'autres types de sols sous climats froids, tempérés ou tropicaux (TURCHENEK et OADES, 1978 ; KANAZAWA, 1979 ; BRUCKERT et KILBERTUS, 1980 ; BERNHARDT-REVERSAT, 1981 ; BRUCKERT et GAFFE, 1983 ; TIESSEN et STEWART, 1988 ; CHRISTENSEN, 1985), et sous réserve que les méthodes de fractionnement utilisées permettent une bonne dispersion des éléments fins, permet de conclure à une généralisation, pour les sols à minéraux argileux cristallisés, de cette adéquation entre morphologie et granulométrie.

Planche III.5.- Comparaison ultrastructurale (MET) des matières organiques associées aux fractions argileuses d'un sol ferrugineux sableux sous savane et sous culture (réaction de Thiery). Situation F11.

Photos 1 et 2

Fraction 0,2-2,0 μm : savane (1) et culture (2). Vues d'ensemble

Photos 3 et 4

Fractions 0-0,2 μm : savane (3) et culture (4). Vues d'ensemble

Photo 5

Détail d'un élément opaque (eo) de la fraction 0,2-2,0 μm (photo 1).

Mise en évidence de matière organique "amorphe" (MO_n) sur support non identifié

Photo 6

Détail de matière organique "amorphe" (MO_n) dans la matrice minérale

MO_f et MO_nf = matière organique figurée (probablement d'origine végétale) et non figurée ("amorphe"), b = reste de paroi bactérienne, eo = élément opaque aux électrons, non identifié et agrandi sur la photo 5, eo" = fort agrandissement et riche en matière organique "amorphe", Δ = micelle argileuse

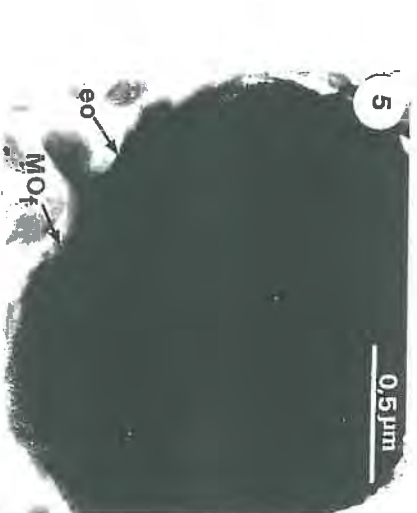
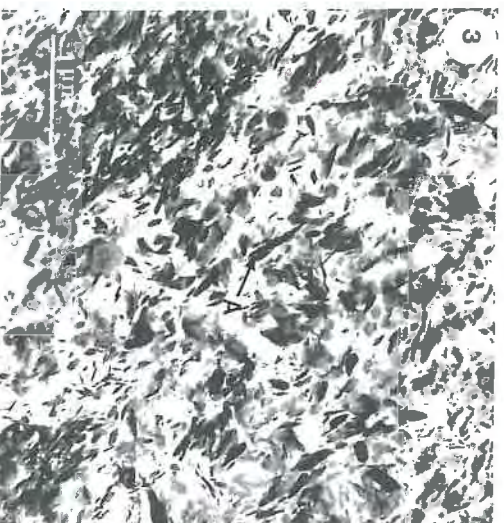
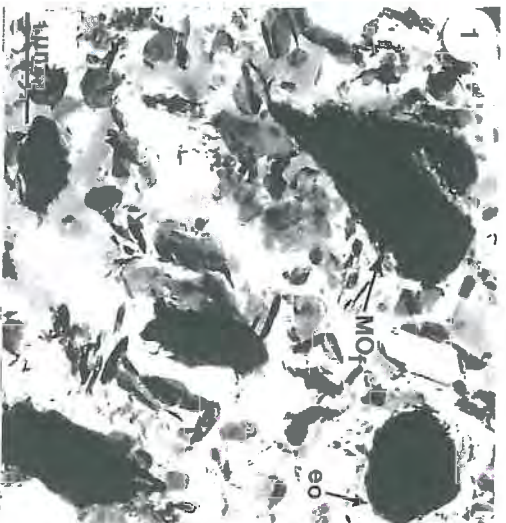


Planche III.6.- Comparaison ultrastructurale (MET) des matières organiques associées aux fractions argileuses d'un sol ferrallitique sablo-argileux sous forêt et sous culture (réaction de Thiery). Situation Fr2.

Photos 1 et 2 Fractions 0,2-2,0 µm. : forêt (1) et culture (2). Vues d'ensemble

Photos 3 et 4 Fractions 0-0,2 µm : forêt (1) et culture (2). Vues d'ensemble

Photos 5 et 6 Détails de matière organique "amorphe" (MO_{nf}) dans les fractions argileuses fines des sols sous forêt (5) et sus culture (6)

pv = Paroi végétale biodégradée, b = reste de paroi bactérienne, MO_f et MO_{nf} = matière organique figurée non identifiable et matière organique "amorphe"
A = micelle argileuse

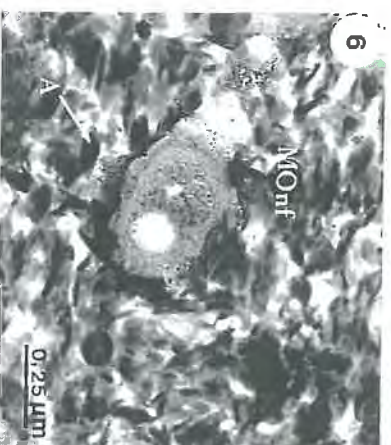
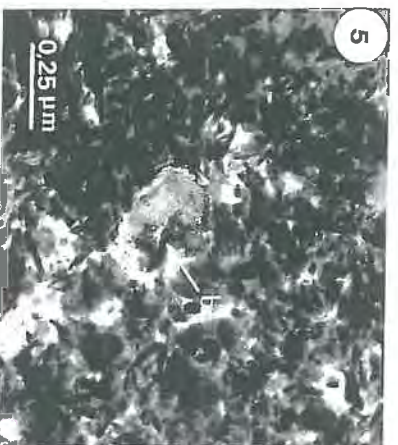
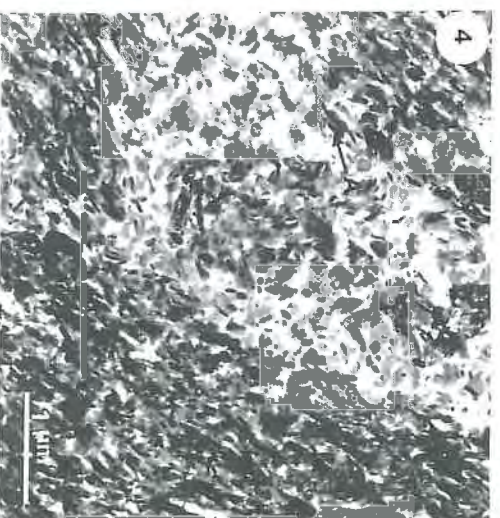
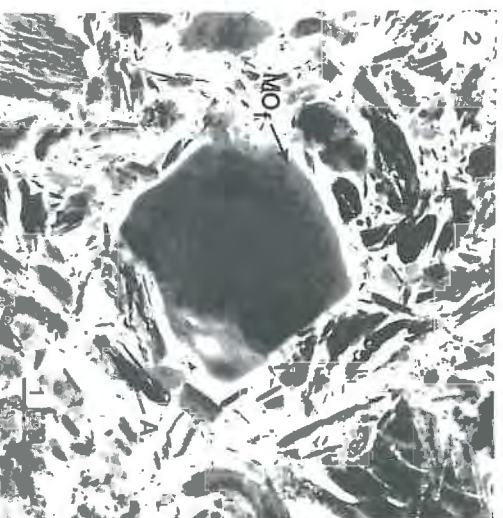
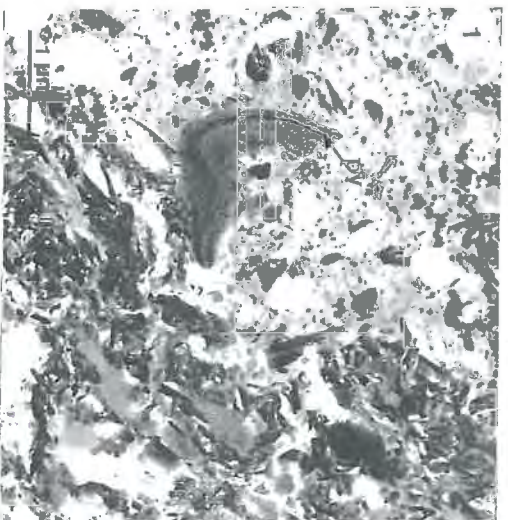


Planche III.7.- Comparaison ultrastructurale (MET) des matières organiques associées aux fractions argileuses d'un sol ferrallitique argileux (pôle oxique) sous forêt et sous culture (réaction de Thiery). Situation F08.

Photos 1 et 2 Fractions 0,2-2,0 μm . : forêt (1) et culture (2). Vues d'ensemble
Photos 3 et 4 Fractions 0-0,2 μm : forêt (3) et culture (4). Vues d'ensemble
Photos 5 et 6 Détails de matière organique "amorphe" (MOnf) dans les fractions argileuses fines des sols sous forêt (5) et sus culture (6)

PV = paroi végétale biodégradée, b = reste de paroi bactérienne, MOF et MOnf = matière organique figurée non identifiable et matière organique "amorphe"
A = micelle argileuse

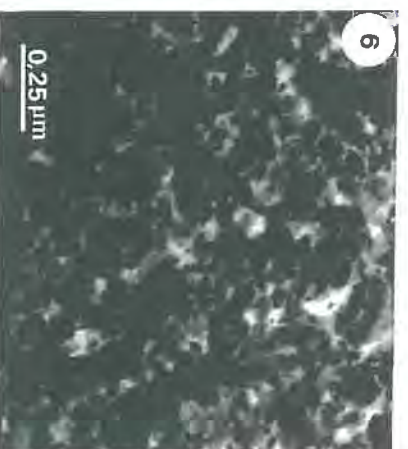
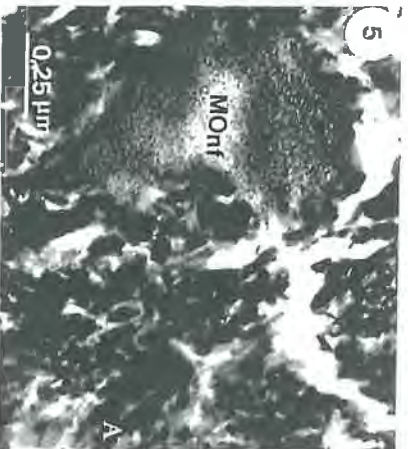
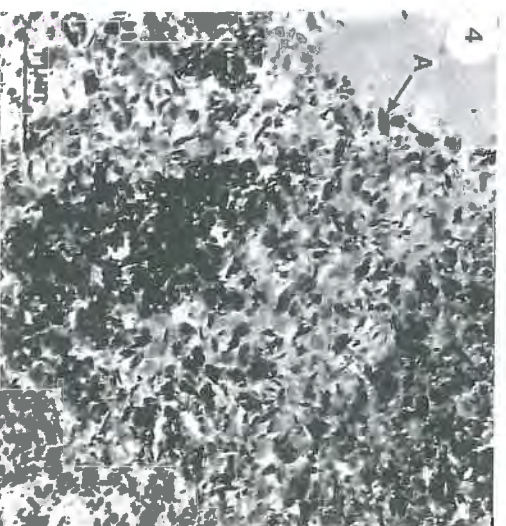
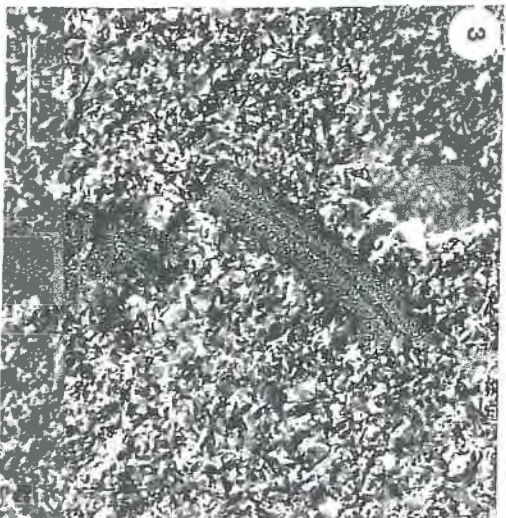
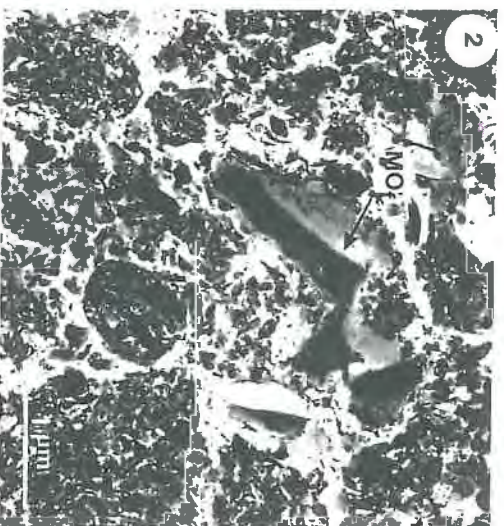
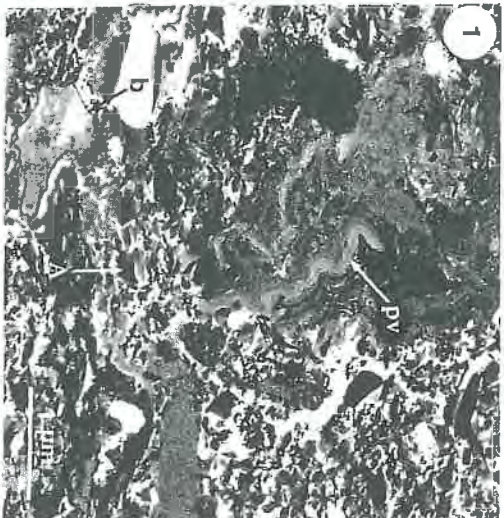


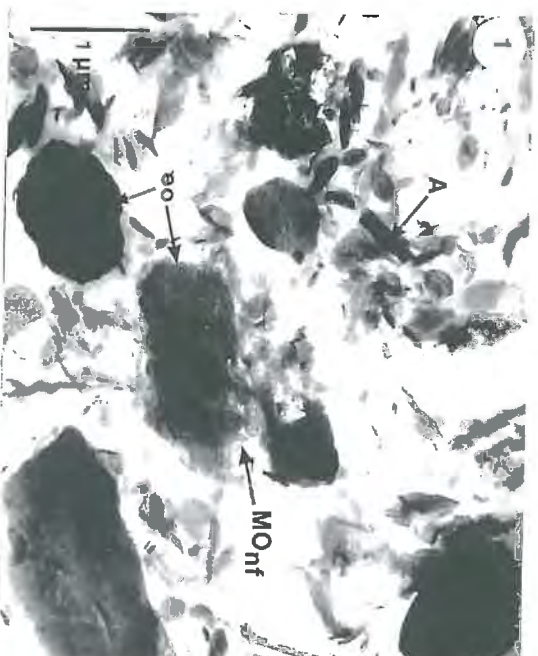
Planche III.8.- Comparaison ultrastructurale (MET) des matières organiques associées aux fractions argileuses grossières de trois sols à argile 1:1 sous savane ou forêt.

Photo 1 Sol ferrugineux lessivé sableux sous savane arborée. Situation F1.

Photo 2 Sol ferrallitique sablo-argileux sous forêt. Situation F2.

Photo 3 Sol ferrallitique argileux sous forêt (pôle oxisque). Situation F08.

pv = paroi végétale biodégradée, **b** = reste de paroi bactérienne, **MO_f** et **MO_{nf}** = matière organique figurée non identifiable et matière organique "amorphe", **eo** = élément opaque aux électrons riche en matière organique "amorphe" (MO_{nf})
A = micelle argileuse



B - RAPPORTS CN ET TENEURS EN CARBONE ET AZOTE DES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES

La situation Fo9, très différente des autres situations sur le plan climatique (faibles températures moyennes) n'est pas prise en considération ici

L'étude porte sur 38 échantillons fractionnés selon la méthode R/US. Il n'est donc pas possible de commenter séparément les résultats de chaque fractionnement. Ceux-ci sont rapportés en annexe III.3. Dans la suite logique des résultats obtenus aux chapitres I et II, nous avons classé les échantillons, soit selon leur texture, soit selon le mode d'occupation des sols.

Par regroupement textural, on distingue trois séries d'échantillons de surface :

- les échantillons sableux (série 1) provenant de sols d'Afrique de l'Ouest, sableux sur tout leur profil (situations Fr1 et Ps1, n = 5). Leur teneur moyenne en argile est de $5,8 \pm 3,2$ % ;
- les échantillons sableux à sablo-argileux (série 2) provenant de sols ferrugineux et ferrallitiques sablo-argileux à argilo-sableux des autres situations d'Afrique de l'Ouest (Fr11 + Fr12 + Fr2 + Fr3, n = 21). Leur teneur moyenne en argile est de $12,8 \pm 2,9$ % ;
- les échantillons argileux (série 3) provenant des sols argileux à caractère ferrallitique ou vertique des Antilles et du Brésil (Fr4 + Fr6 + Ve6 + Fr7 + Fo8, n = 12). Leur teneur moyenne en argile est de $56,1 \pm 4,8$ %.

Ce classement en trois séries texturales correspond en fait aussi à un classement climatique : série 1 (Pmm = 700), série 2 (Pmm = 800 à 1400), série 3 (Pmm = 1200 à 3000). Aussi essaierons-nous, au cours de la présentation des résultats, de bien distinguer les effets respectifs de la texture et du climat

Pour le mode d'occupation du sol, on distingue :

- tous les sols cultivés (série CULT) avec, généralement, de faibles durées de jachère (< 3 ans) ;
- les sols non cultivés (série NCULT) : forêts, savanes, prairies, jachères de moyenne et longue durée (> 5 ans).

Les résultats (moyennes et intervalles de confiance) sont présentés dans l'annexe III.4.A. pour les séries 1, 2 et 3 et dans l'annexe III.4.B. pour les séries CULT et NCULT.

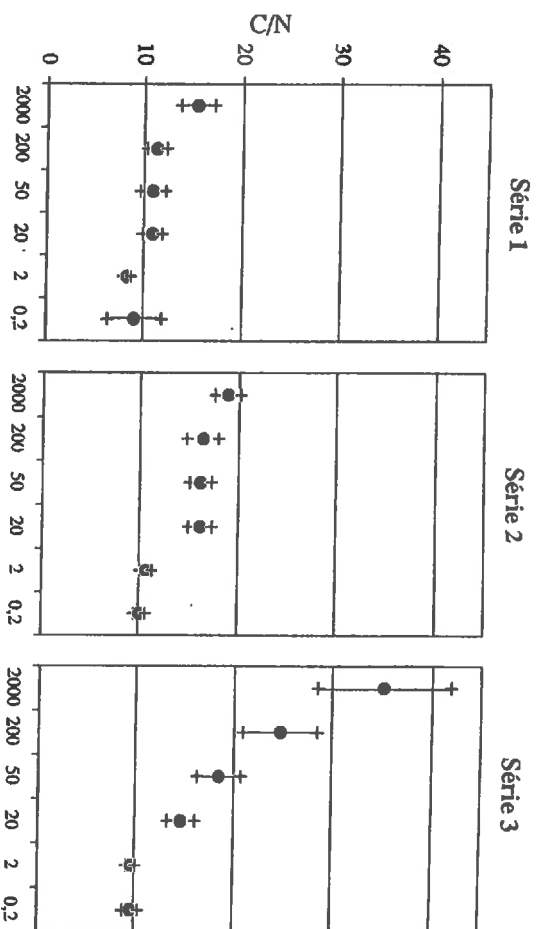


Fig III.3.a - Variations des rapports C/N moyens des fractions selon la texture ou la pluviométrie.

Série 1 = sols argileux, Pmm = 700;

Série 2 = sols SA à AS, Pmm = 800 à 1400;

Série 3 = sols argileux, Pmm = 1700 à 3000.

† Intervalle de confiance
(risque 5%)

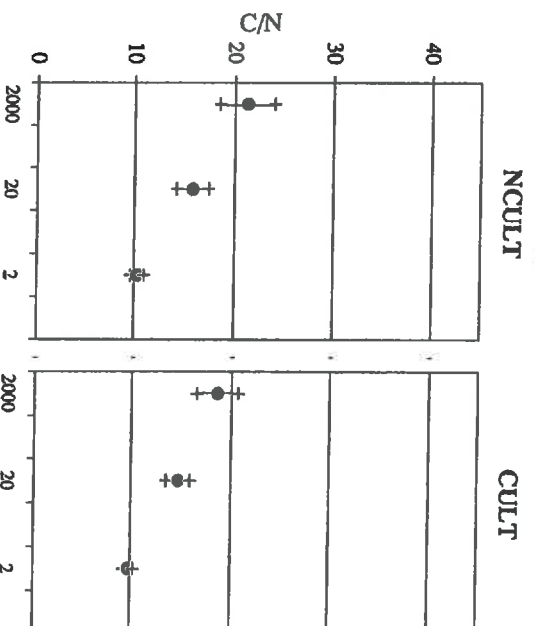


Fig III.3.b - Variations des rapports C/N moyens des fractions selon le mode d'occupation du sol. NCULT = non cultivé; CULT = cultivé.

1 - Bilans du fractionnement (masses, C, N, C/N)

Les bilans du fractionnement sont présentés dans l'annexe III.4.A. La qualité des fractionnements est appréciée par la comparaison des valeurs de la "Somme" des fractions (calculée à partir des données des fractions individuelles), et des valeurs de l'échantillon non fractionné "Sol NF". Les bilans pondéraux varient de 99,6 à 100,6 %, avec un intervalle de confiance de 1 %. Pour C, N et C/N, les différences entre "Somme" et "Sol NF" ne sont pas significatives : fractionnements et dosages peuvent donc être considérés comme satisfaisants.

2 - Rapports C/N des fractions et relations avec différents paramètres du milieu

a - Effet de la texture sur les rapports C/N des fractions granulométriques

Les résultats schématisés sur la figure III.3.a. font apparaître des caractéristiques communes aux trois séries texturales :

- une décroissance relativement régulière des rapports C/N quand on passe des fractions 200-2000 μm aux fractions 2-20 μm , les différences entre les rapports C/N des fractions d'une même série étant significativement différents ou non ;
- une différence significative entre les rapports C/N des fractions $< 2 \mu\text{m}$ et ceux des autres fractions, en particulier des fractions 2-20 μm ;

Ces résultats, associés à ceux découlant des observations morphologiques, nous ont incité à regrouper, soit par calcul, soit physiquement après fractionnement, les fractions en :

- Fraction 20-2000 μm : forte dominance de MO sous forme de débris végétaux. Les rapport C/N sont "élevés"⁴,
- fraction 2-20 μm : association de MO à caractère figuré végétal ou fongique et de MO à caractère organo-minéral. Rapports C/N "moyens"
- fraction 0-2 μm : dominance de MO à caractère amorphe. Les rapports C/N sont "faibles".

Au sein des fractions supérieures à 20 μm , les rapports C/N des fractions légères FI 20-2000 sont supérieurs à ceux des fractions denses Fd 20-2000 (Tableau III.1.). Au sein des fractions inférieures à 2 μm (0,2-2 et 0-0,2 μm) les rapports C/N des argiles grossières et fines ne

⁴ Les termes "élevés", "moyens" et "faibles" ayant seulement ici une signification relative au sein d'une même série, et non une signification absolue toutes séries confondues.

Tableau III.1.- Valeurs moyennes relatives (%) des masses, des teneurs en carbone (C) et azote (N) et des rapports C/N des sous-fractions densimétriques F120-2000 et Fd20-2000. Méthode R/US. Echantillons classés selon leur texture : sableuse (situation Ft1, n = 3), sablo-argileuse (situations F11, F12, Fr2, Fr3, n = 18) ou argileuse (situations Fi6, Ve6, Fo8, n = 3).

Détermination	Sous-fraction 20-2000 μm	Texture (série)/Localisation/Horizon			
		sableuse (1) Afrique 0-20 cm	Sablo-argileuse (2) Afrique 0-10 cm	(1) + (2) Afrique 0-10-20 cm	argileuse Antilles + Brésil 0-10 cm
Masses (g.100 g ⁻¹ soil)	F1	0,9	3,5	3,1	3,8
	Fd	93,5	74,2	76,9	27,6
C/N	F1	13,6	20,5	19,5	19,0
	Fd	10,1	18,6	17,4	13,0
C % fraction (mg C.g ⁻¹ fraction)	F1	92,0	83,8	84,9	163,5
	Fd	0,2	0,7	0,6	2,0
C % sol (mg C.g ⁻¹ sol)	F1	0,7	2,5	2,3	6,2
	Fd	0,2	0,5	0,4	0,6
% C sol NF (g C frac. 100g C ⁻¹ solNF)	F1	33,0	25,2	26,3	19,7
	Fd	8,8	5,1	5,6	2,0
% N sol NF (g N frac. 100g N ⁻¹ sol NF)	F1	26,6	18,4	19,6	12,3
	Fd	9,5	4,5	5,2	1,7

sont pas significativement différents (Figure III.3.a.) et ceux des extraits eau chaude sont proches des rapports C/N des fractions argileuses correspondantes (Tableau-Annexe III.7.A.).

b.- Effet de la pluviosité sur les rapports C/N des fractions granulométriques

Les trois séries texturales diffèrent entre elles par les valeurs absolues des rapports C/N moyens des fractions. Pour les *fractions supérieures à 20 µm*, tous les rapports C/N de toutes les fractions augmentent de la série 1 à la série 3. Pour les *fractions 2-20 µm*, les rapports C/N moyens de la série 1 sont nettement plus faibles (C/N = 10,9) que ceux des séries 2 et 3 (C/N = 16,6 et 14,7), la différence entre ces derniers n'étant pas significative. Pour les *fractions < 2 µm*, les différences sont significatives aussi entre les C/N des séries 1 et ceux des séries 2 et 3. Il apparaît donc une tendance, plus ou moins forte selon les fractions, à une augmentation des rapports C/N quand on passe de la série 1 à la série 3, donc des sols sableux aux sols argileux, ou de milieux très secs à des milieux humides.

Aussi, avons-nous testé statistiquement les relations existant entre les rapports C/N, les teneurs en argile (A %) et la pluviosité (Pmm). Les paramètres des régressions simples ou multiples de type :

$$\text{C/N fraction} = a(A \%) + b \quad (\text{coefficient de corrélation } r1)$$

$$\text{C/N fraction} = a(Pmm) + b \quad (\text{coefficient de corrélation } r2)$$

$$\text{C/N fraction} = a(A \%) + b(Pmm) + c \quad (\text{coefficient de corrélation } r)$$

sont présentés en annexe III.5.

La corrélation multiple est hautement significative ($r = 0,713$) pour la fraction 20-2000 µm, juste significative ($r = 0,336$) pour 2-20 µm et non significative ($r = 0,277$) pour 0-2 µm.

Pour la fraction "débris végétaux" (20-2000 µm), l'effet de la pluviosité est déterminant pour le rapport C/N des situations non cultivées NCULT (Figure III.4.a.) plus déterminé par la pluviosité ($r^2 = 0,823$) que par la teneur en argile ($r1 = 0,566$) alors que c'est l'inverse pour les sols cultivés série CULT (Figure III.4.b.; $r1 = 0,749$ et $r2 = 0,558$). Il est difficile d'expliquer simplement ces différences car de nombreux facteurs, non testés rigoureusement ici, peuvent intervenir, tels que :

- le rapport C/N des restitutions organiques au sol. Ce rapport est lui-même dépendant : (i) de la nature de la végétation (ligneuse ou herbacée) et donc du climat et du mode d'exploitation

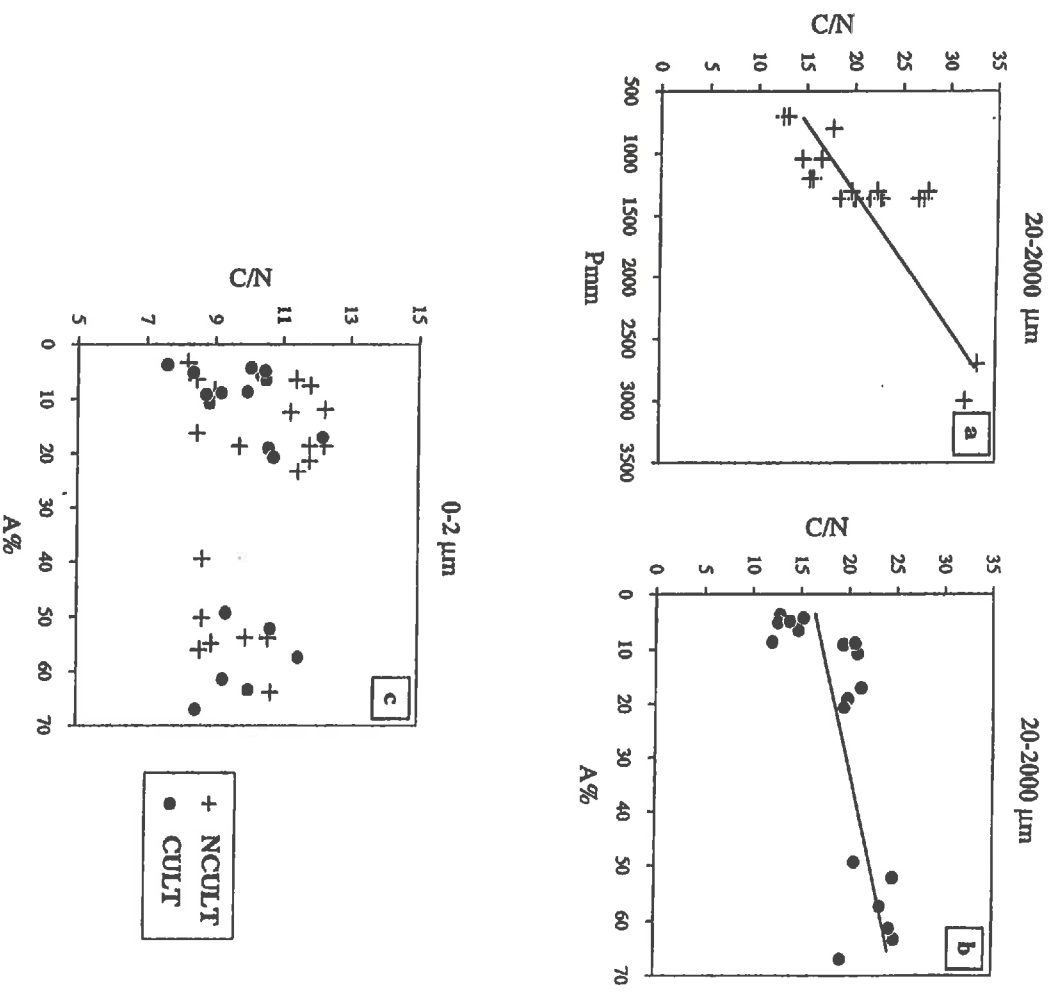


Fig III.4 - Variations des rapports C/N des fractions 20-2000 (a et b) et 0-2 µm (c) avec la pluviosité (Pmm) de la situation et/ou la teneur en argile (A%) des échantillons.

du sol, (i) du climat ou du pédo-climat qui conditionne la concentration en azote de la solution du sol et donc, éventuellement, la concentration en azote de la végétation ;

- Intensité des processus de minéralisation. Celle-ci est dépendante à la fois de la qualité des substrats organiques et du pédo-climat.

c. - Effet de la composition minéralogique sur les rapports C/N des fractions granulométriques

Nous comparons les rapports C/N des fractions de sols à même texture, sous un même type de végétation ou de culture, mais très fortement différenciés par leur minéralogie : sols à argile 1:1 ou 2:1. Les résultats rapportés en annexe III.6. mettent en évidence le peu d'effet de la composition minéralogique sur les rapports C/N des fractions 2-20 et 0-2 μm .

d. - Effet du mode d'occupation du sol sur les rapports C/N des fractions granulométriques

La comparaison sur la figure III.3.b. des séries non cultivées (NCULT) et cultivées (CULT) fait apparaître une tendance à une diminution des rapports C/N des fractions supérieures à 20 μm avec la mise en culture. Il n'y a pas de variation significative pour les autres fractions.

3 - Teneurs en carbone (mg C/g fraction) des différentes fractions granulométriques

Les résultats exprimés en mg C/g fraction (C %-fraction) sont schématisés sur la figure III.5. pour les deux séries CULT et NCULT. Les échantillons sont ordonnés selon leur teneur en argile (effet texture).

a. - Effet de la texture sur les teneurs en carbone des fractions granulométriques

- *Fractions supérieures à 20 μm*

Pour la fraction globale 20-2000 μm , les teneurs C %-fraction augmentent très fortement des sols sableux aux sols argileux, et ce quel que soit le mode d'occupation du sol (Figure III.5.a.). Tous échantillons confondus, les teneurs varient dans un rapport allant de 1 à 15. Ces variations sont dues essentiellement à l'effet de dilution de la MO par les fractions minérales sableuses.

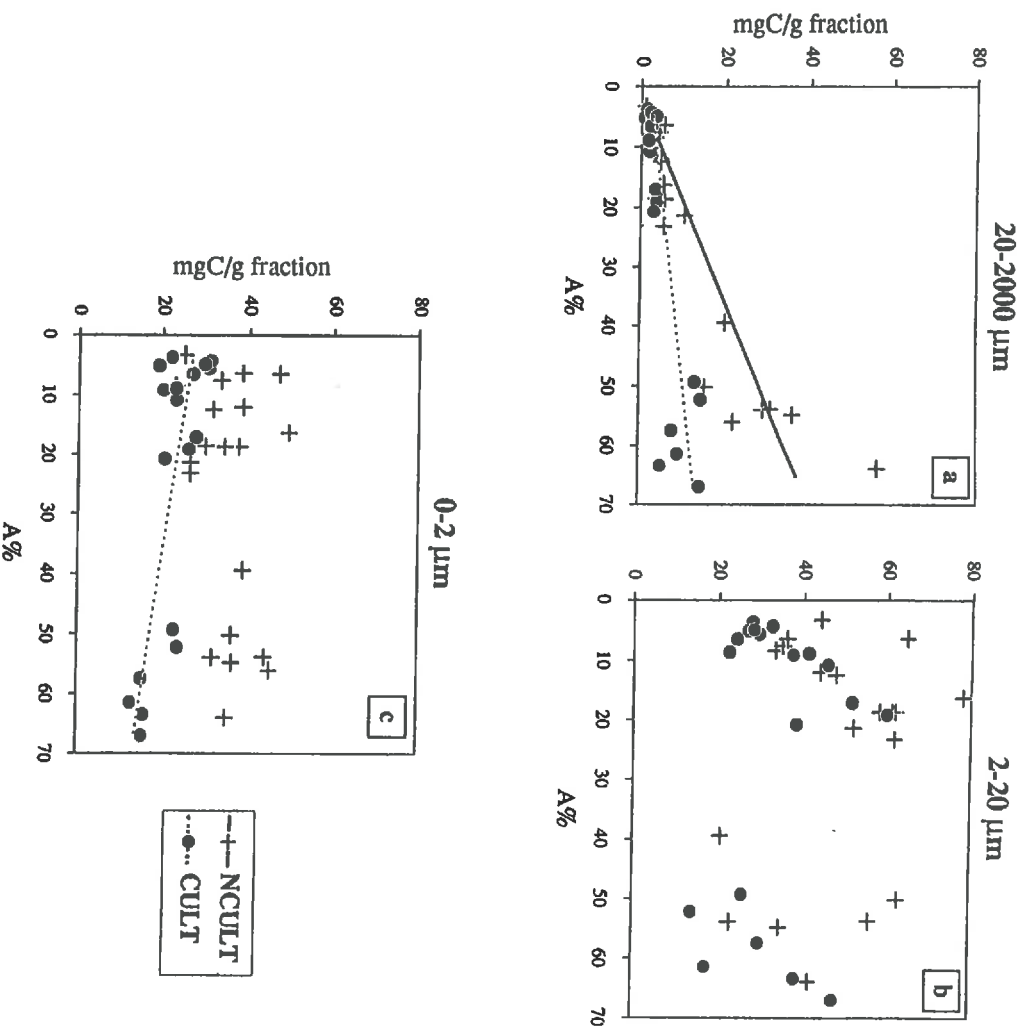


Fig III.5 - Teneurs en carbone (mgC/g fraction) des fractions 20-2000 (a), 2-20 (b) et 0-2 µm (c) pour les séries cultivées (CULT) et non cultivées (NCULT).

Au sein de la fraction 20-2000 μm , on distingue la fraction "légère" F1 20-2000 de la fraction "dense" Fd 20-2000 (Tableau III.1.). Les masses des fractions F1 sont faibles (0,9 à 3,8 %) par rapport à celles des fractions Fd correspondantes (93,5 à 27,6 %), mais elles sont très enrichies en carbone (92 à 164 mg C/g fraction) par rapport à celles-ci (0,2 à 2,0 mg C/g fraction). Elles représentent de 33 à 20 % du carbone total de l'échantillon, alors que les fractions Fd n'en représentent que de 9 à 2 %. La participation relative de Fd au carbone total est d'autant plus importante que le sol est plus sableux et pauvre en MO. Ainsi, à l'aide de ce simple fractionnement par "battée", dans de l'eau, il est donc possible de concentrer fortement les MO de la fraction totale 20-2000 μm dans la seule fraction F1, de faible masse. L'intérêt de cette technique sera illustré à diverses reprises dans cette étude.

• *Fractions 2-20 μm*

Les teneurs en carbone (C %-fraction) des fractions 2-20 μm varient de 20 à 70 mg C/g fraction, soit dans un rapport allant de 1 à 3,5. A ce niveau global, il n'apparaît pas d'effet net de la texture sur les teneurs en carbone de cette fraction (Figure III.5.b.). Enfin, par comparaison aux fractions 20-2000 et 0-2 μm , ce sont les fractions 2-20 μm qui présentent les plus fortes teneurs en carbone.

• *Fractions < 2 μm*

Les teneurs en carbone (C %-fraction) des fractions 0-2 μm varient de 15 à 50 mg C/g fraction, soit dans un rapport allant de 1 à 3. Il n'apparaît pas d'effet net de la texture pour la série des sols non cultivés (série NCU.LT). Par contre, une tendance à une diminution de C %-fraction apparaît avec l'augmentation des teneurs en argile pour les sols cultivés (Figure III.5.c.).

Au sein des fractions argileuses, la teneur en carbone (C %-fraction) des argiles grossières (35 à 44 mg C/g fraction) est systématiquement plus élevée que celle des argiles fines (17 à 23 mg C/g fraction) (Tableau III.2.). Sur les 38 échantillons fractionnés, un seul échantillon fait exception à la règle (situation F2-Rv, Tableau-Annexe III.3.). BALESDENT *et al.* (1991) observent le même résultat pour une série de 17 échantillons provenant d'horizons Ap de sols tempérés. Deux hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer ces différences entre argiles fine et grossière : l'une fondée sur la nature des apports organiques aux deux sous-fractions, l'autre sur leurs propriétés de surface :

- à l'appui de la première hypothèse, les observations morphologiques ont mis en évidence que les fractions argileuses grossières peuvent incorporer, à côté des MO "amorphes", des débris figurés végétaux, dont la concentration en carbone est, bien évidemment, très élevée. Ceux-ci étant beaucoup plus rares dans les fractions argileuses fines, ces dernières auraient donc

Tableau III.2.- Valeurs moyennes relatives (%) des masses, des teneurs en carbone (C) et azote (N) et des rapports C/N des sous-fractions argileuses 0,2-2 et 0-0,2 µm. Méthode R/US. Echantillons classés selon leur texture : sableuse (situation Fr1, n = 3), sablo-argileuse (situations Fr1, Fr2, Fr3, n = 18) ou argileuse (situations Fr6, Fr6, Fr8, n = 3).

Détermination	Sous-fraction < 2 µm	Texture (série)/Localisation/Horizon			
		sableuse (1) Afrique 0-20 cm	Sablo-argileuse (2) Afrique 0-10 cm	(1) + (2) Afrique 0-10-20 cm	argileuse Antilles + Brésil 0-10 cm
Masses (g.100 g ⁻¹ sol)	0,2-2 0-0,2	2,0 3,8	8,7 4,1	7,4 4,0	24,8 30,7
C/N	0,2-2 0-0,2	8,3 9,1	10,7 10,1	10,3 9,9	9,6 9,9
C % fraction (mg Cg ⁻¹ fraction)	0,2-2 0-0,2	37,5 17,1	35,9 23,4	36,2 22,2	44,2 21,1
C % sol (mg Cg ⁻¹ sol)	0,2-2 0-0,2	0,8 0,7	3,0 0,9	2,6 0,9	9,8 6,3
% C sol NF (g C frac 100g C ⁻¹ solNF)	0,2-2 0-0,2	21,7 17,5	27,4 8,5	26,3 10,2	35,0 23,0
% N sol NF (g N frac 100g N ⁻¹ sol NF)	0,2-2 0-0,2	29,0 21,9	38,1 12,4	36,3 14,2	42,8 27,2

Tableau III.3.- Teneurs en carbone (C) et surfaces spécifiques (SS-N₂) des sous-fractions argileuses d'échantillons de surface de divers sols à argile 1:1.

Echantillon	Fraction (µm)	C (mg.g ⁻¹ fraction)	SS-N ₂ (m ² .g ⁻¹ fraction)
Fr1-SA	0,2-2	43,3	24,0
	0-0,2	18,1	47,8
Fr6-Ca	0,2-2	24,7	41,7
	0-0,2	19,7	73,2
Fr8-F	0,2-2	58,9	36,5
	0-0,2	33,5	48,2
Fr8-Ca50	0,2-2	16,8	52,8
	0-0,2	13,3	62,7
Fr9-Fa	0,2-2	44,5	59,4
	0-0,2	33,4	71,7

globalement des teneurs en carbone plus faibles. Ceci est en accord avec les travaux de TURCHENEK et OADES (1979 a) qui ont montré, pour des sols tempérés, qu'une part non négligeable de la MO des fractions argileuses peut être séparée par densimétrie, la fraction "légère" présentant des teneurs très élevées en carbone ;

- Par contre, la deuxième hypothèse d'un stockage préférentiel des MO dans les argiles grossières par suite d'une réactivité de surface plus élevée que celle des argiles fines est infirmée par la comparaison des surfaces spécifiques (SS) des deux fractions, puisque les surfaces spécifiques des argiles fines sont plus élevées que celles des argiles grossières (Tableau III.3.).

• *Extraits "eau chaude" (EC)*

Des extractions à l'eau chaude (EC) ont été effectuées sur diverses fractions des grands types de sols étudiés ici. L'annexe III.7.B. résume l'ensemble des résultats obtenus. Toutes situations et fractions confondues, le taux d'extraction de EC (% C-fraction extrait) varie de 4,6 à 16,6 % du C total de la fraction. Il n'apparaît pas de variation systématique du taux d'extraction avec la taille des fractions. Toutefois, si l'on considère uniquement les fractions inférieures à 20 µm, il existe une tendance à une augmentation du taux d'extraction quand la taille des fractions diminue.

b.- Effet de la composition minéralogique sur les teneurs en carbone des fractions granulométriques

Nous comparons les teneurs en carbone (C %-fraction) des fractions des sols à même texture, sous un même type de végétation ou de culture, mais très fortement différenciés par leur minéralogie : sols à argile 1:1 ou 2:1. Les résultats rapportés en annexe III.6.B. mettent en évidence le peu d'effet de la composition minéralogique sur les teneurs en carbone des fractions inférieures à 20 µm. A signaler, toutefois, sous une même culture de canne à sucre, la faible valeur (15,4 mg C/g fraction) observée pour la fraction 0-2 µm de l'oxisol argileux F08 en comparaison de la valeur plus élevée correspondante du ferrisol argileux de la Martinique (22,9 mg C/g fraction).

c.- Effet du mode d'occupation du sol sur les teneurs en carbone des fractions granulométriques

La figure III.5a illustre les différences des teneurs en carbone pour les deux séries des sols cultivés et non cultivés. A ce niveau d'approche on note des différences importantes pour les fractions 20-2000 et 0-2 µm mais plus faibles pour la fraction 2-20 µm. Les différences absolues sont d'autant plus importantes que les sols sont plus argileux. Ces aspects

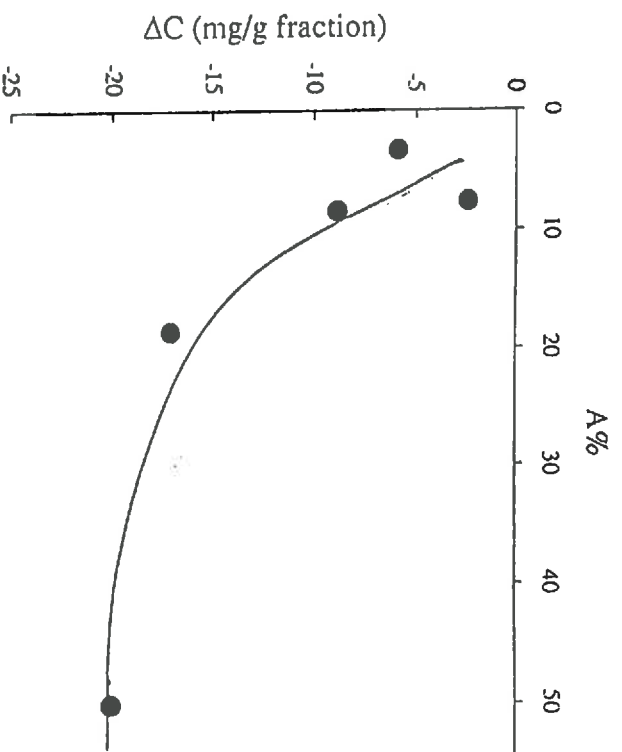


Fig III.6 - Diminution (ΔC) des teneurs en carbone (mgC/g fraction) de la fraction 0-2 μm après défrichement de forêt ou savane et culture de longue durée, en fonction de la teneur en argile (A %) du sol.

Tableau III.4.- Participations relatives des différentes fractions granulométriques au carbone et à l'azote total des sols. Résultats en % de C et N totaux. (Valeurs moyennes par série).

Fractions (μm)	Effet texture			Effet culture	
	série : 1	2	3	NCULT	CULT
Participation à C total en %					
20-2000	37	29	17	28	25
2-20	19	32	19	25	28
0-2	39	36	60	42	45
EC totale	nd	6	5 à 13	nd	nd
Participation à N total en %					
20-2000	33	22	9	20	19
2-20	20	29	15	23	25
0-2	50	50	71	57	57

seront développés plus précisément au chapitre IV. Toutefois, on notera déjà que, pour les sols argileux, les teneurs en carbone (C %-fraction) des fractions argileuses sont fortement dépendantes du mode de gestion des sols (Figure III.6.). Avec la mise en culture, des diminutions importantes, de l'ordre de 50 % par rapport au témoin non cultivé, sont observées en quelques années. Ceci illustre, pour ces sols à argile 1:1, le caractère limité de l'effet protecteur des argiles sur les MO qui leur sont associées, aspect sur lequel nous aurons l'occasion de revenir.

4 - Participation relative des différentes fractions granulométriques au carbone et à l'azote totaux des sols

Les résultats moyens rapportés au tableau III.4. pour les séries texturales (1, 2 et 3) ou les séries cultivées (CULT) et non cultivées (NCULT) peuvent être résumés ainsi :

- la fraction "débris végétaux" (20-2000 μm) représente de 17 à 37 % du carbone total, avec des valeurs relatives d'autant plus élevées que le sol a une texture grossière. La fraction 2-20 μm constitue de 19 à 32 % du C total, et la fraction organo-argileuse de 36 à 60 %, les valeurs élevées correspondant aux sols argileux. Les MO solubles à l'eau chaude (fraction EC), participent pour 5 à 13 % du C total et sont essentiellement localisées dans les fractions inférieures à 20 μm ;
- des tendances similaires sont observées pour la distribution de l'azote dans les différentes fractions granulométriques, mais avec un stockage relativement plus important dans les fractions argileuses ;
- à ce niveau global d'analyse, l'effet du mode de gestion des sols sur les distributions relatives de C ou N dans les différentes fractions apparaît relativement mineur par rapport à l'important effet texture observé. Tous ces aspects seront précisés au chapitre IV.

5 - Conclusions à l'étude des rapports C/N et des teneurs en carbone et azote des fractions granulométriques

Rapport C/N. Sous réserve d'avoir atteint un bon état de dispersion du sol au cours du fractionnement, le rapport C/N apparaît comme un bon indicateur de la nature des fractions même s'il existe un gradient décroissant des fractions les plus grossières aux fractions les plus fines : rapport C/N élevé pour les fractions "débris végétaux" de taille supérieure à 20 μm (ou 50 μm ⁵), faible pour les MO amorphes associées aux fractions argileuses, et intermédiaire, faible ou élevé selon la stabilité des microaggrégats, pour les MO associées aux fractions limoneuses. A contrario, sur un plan méthodologique, la comparaison des rapports C/N des fractions supérieures

⁵ La coupure à 50 μm est souvent utilisée, et la fraction 20-50 μm ne représente, en moyenne, que 6 % du C total et 4 % de N total.

à 20 µm, 2-20 et 0-2 µm renseigne, pour un sol donné, sur l'état de dispersion obtenu au cours du fractionnement.

Pour toutes les fractions, les rapports C/N des sols très sableux de la zone sahélio-soudanienne (situations Ft1 et Ps1) sont nettement plus faibles que ceux des autres situations.

La composition minéralogique n'exerce que peu d'effet sur les valeurs du rapport C/N, et l'effet de la mise en culture s'exprime uniquement par une diminution des rapports C/N des seules fractions "débris végétaux".

Teneurs en carbone (mg C/g fraction). Les teneurs des fractions grossières sont fortement dépendantes de la texture du sol par suite d'un effet de dilution de la MO par les sables minéraux. Par contre, les teneurs des fractions 2-20 et 0-2 µm varient beaucoup moins avec la texture du sol, même si une tendance à une diminution des teneurs en C est observée pour les fractions 0-2 µm. Dans pratiquement toutes les situations, les argiles grossières sont plus riches en C que les argiles fines.

Tout étant égal par ailleurs, on observe peu d'effet de la nature des phyllites (argiles 1:1 ou 2:1) sur les teneurs en carbone des fractions fines des sols. Toutefois, au sein des sols F argileux cultivés, c'est le sol Fo8, au caractère oxisque le plus prononcé, qui présente les plus faibles teneurs en carbone des fractions argileuses.

Avec la mise en culture, on assiste à une diminution des teneurs en C de toutes les fractions. Dans le cas des sols argileux, 40 % environ du carbone initial associé aux fractions argileuses sont minéralisés en quelques années, ce qui amène à nuancer la notion d' "effet protecteur" des argiles sur la MO de ces sols à argile 1:1.

Enfin, les mêmes tendances que celles observées pour le C sont notées pour l'azote, modulées toutefois par le fait que les proportions d'azote associées aux fractions 0-2 µm sont plus fortes (50 à 70 %) que celles du carbone (40 à 60 %).

C - TENEURS EN CONSTITUANTS STRUCTURAUX DES FRACTIONS " DÉBRIS VÉGÉTAUX" DU SOL : MATIÈRE CELLULOSIQUE (MC), LIGNINE (L), FIBRE (NDF) ET CONTENU CELLULAIRE (CC)

L'étude porte sur les fractions d'un sol ferrugineux tropical peu lessivé (sol "dior", situation Ft1, horizon 0-20 cm) cultivé en mil et ayant reçu (traitement co) ou non (traitement te) des apports de compost (10 t MS/ha/an) pendant 4 ans (FELLER *et al.*, 1983b). Le fractionnement de la MO a été fait par la méthode B/US.

Tableau III.5. - Compositions moyennes d'une paille de mil, de son compost et des différentes fractions légères (Fl) d'un sol sableux (situation Ft1, horizon 0-20cm) sous culture de mil et ayant reçu (co) ou non (te) des apports de compost. Fractionnement selon méthode B.

Situation Traitement	Echantillon et (nombre de parcelles analysées)	MM	C	N mg ⁻¹ échantillon	NDFo	CCo	MC	L	C/N	NDFo/CCo	M/C/L
Ft1-te Ft1-co	<u>Végétal</u> Paille (2) Compost (3)	119 338	407 296	10,4 15,7	521 478	126 99	424 231	102 247	39,7 19,2	4,1 4,8	4,2 1,0
Ft1-te	<u>Fraction sol</u> Fl > 2000 (8) Fl 200-2000 (1) Fl 50-200 (3)	197 320 703	337 291 78	9,1 17,2 6,8	526 417 335	203 183 tr.	362 264 108	160 233 132	39,6 17,2 11,5	2,7 2,5 > 10	2,4 1,1 0,8
Ft1-co	Fl > 2000 (8) Fl 200-2000 (1) Fl 50-200 (7)	252 5,3 652	316 212 69	13,5 15,6 6,0	491 469 327	154 146 tr.	330 159 96	218 189 157	24,1 13,6 11,5	3,6 3,6 > 10	1,6 0,8 0,6

(*) Différents traitements fertilisation et suivis saisonniers.

MM = matières minérales; C = carbone; N = azote; NDFo = fibre (détergent neutre); CCo = contenu cellulaire;
MC = matières celluloseuses; L = lignine-H₂SO₄

Le fractionnement granulométrique de la MO du sol conduisant à une séparation des fractions à caractère figuré végétal (> 20 ou $50 \mu\text{m}$), il apparaît intéressant d'essayer de caractériser ces fractions par les méthodes chimiques usuelles appliquées aux végétaux. Si les dosages de cellulose et de lignine ont été souvent appliqués aux sols totaux (WAKSMAN, 1936, par exemple), on disposait de peu de données à ce sujet pour les fractions granulométriques des sols au moment où nous débutons ce travail, et encore moins quant à leurs teneurs en "fibres" et "contenus cellulaires".

C'est en vue de l'analyse des fourrages et de l'estimation de leur degré de "digestibilité", que VAN SOEST (1963) et VAN SOEST et WHINE (1967) proposent de caractériser les végétaux par leur teneur en "fibre" et en "contenu cellulaire". La teneur en fibre est obtenue à la suite d'une attaque, soit par un détergent neutre, "neutral detergent fiber" (NDF), soit par un détergent acide, "acid detergent fiber" (ADF) et la teneur en "contenu cellulaire" par différence avec la matière sèche initiale.

Ces critères chimiques nous avaient paru, *a priori*, intéressants pour évaluer l'état de décomposition et la susceptibilité à la biodégradation des MO du sol (FELLER, 1979). Cette approche est maintenant recommandée par le Programme "Tropical Soil Biology and Fertility (TSBF)" pour la caractérisation des matériaux végétaux (TSBF, 1989).

En première approximation, on peut considérer que : (i) la matière sèche totale (MS) de la cellule végétale est formée de deux grands compartiments, les parois et le contenu cellulaire, (ii) les parois sont constituées essentiellement de "matières cellulosiques" (MC) et de lignine (L). La teneur en matière sèche des parois est estimée par le taux de fibre NDF et celle en contenu cellulaire CC par la différence entre MS et NDF. Les valeurs obtenues sont corrigées de leur taux de cendres pour être rapportées à des teneurs en MO. Elles sont alors symbolisées par NDFo et CC0. On a vérifié⁶ (résultats détaillés non rapportés ici) que la somme MC+L est proche de la valeur obtenue indépendamment pour la teneur en fibre NDFo. Dans le cas de fractions de sol, la détermination de la "lignine" L inclut aussi une part de composés humiques. Aussi serait-il préférable d'utiliser les termes "complexe humo-ligneux" plutôt que "lignine". Par simplicité, nous conserverons toutefois ce dernier.

Les résultats sont présentés au tableau III.5. Ils correspondent aux valeurs moyennes obtenues pour différents traitements (variation des doses d'engrais azotés) et prélèvements saisonniers.

⁶ Etude menée à partir de 29 échantillons de végétaux (racines, pailles, composts) ou de fractions "F1" de sols. Si on donne une valeur de 100 à NDFo, alors (MC+L) moyen = 109 avec un écart-type de 12. La valeur supérieure à 100 de MC+L est probablement due au fait que la méthode utilisée pour MC dose aussi une fraction de la lignine.

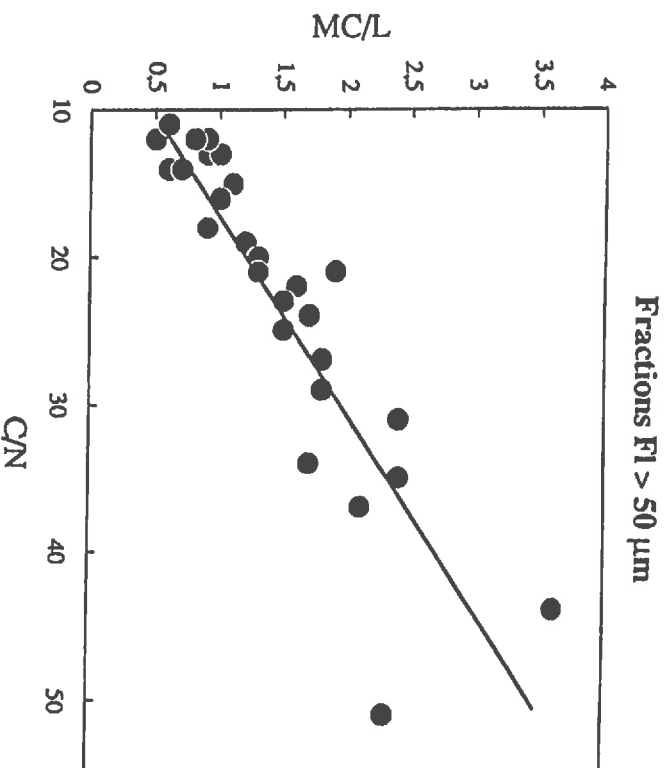


Fig III.7 - Relation entre les rapports MC/L (matières cellulosiques/lignine) et C/N (carbone/azote) des fractions FI > 50 µm. Situation Ft1.

On constate que :

- Le compostage (comparaison paille-compost) conduit à une diminution des teneurs en matières cellulosiques MC, en fibre NDFo et en contenu cellulaire CCo, et à une augmentation des teneurs en lignine L. Il en résulte une diminution du rapport MCL et une augmentation du rapport NDFo/CCo ;
- on assiste aussi à une diminution de MCL et à une augmentation de NDFo/CCo quand on passe des fractions F1 très grossières (> 2000 µm) aux fractions les plus fines (50-200 µm). Ces variations sont dues essentiellement aux diminutions des teneurs en MC et CCo ;

- l'effet des apports de compost (comparaison traitements témoin te et compost co) s'exprime essentiellement sur les fractions F1 supérieures à 200 µm (200-2000 et > 2000 µm) : rapports C/N et MCL plus faibles et NDFo/CCo plus élevés pour le traitement compost que pour le traitement témoin. Les variations sont faibles pour les fractions F1 50-200 µm.

Signalons enfin qu'il existe, pour 30 échantillons étudiés (fractions granulométriques F1), une liaison hautement significative (Figure III.7.) entre les rapports MCL et C/N ($r = 0,86$). Par contre, il n'apparaît pas de corrélation significative entre MCL et NDFo/CCo ($r = 0,047$), ni entre NDFo/CCo et C/N ($r = 0,035$).

D - COMPOSITION HUMIQUE DES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES

L'étude porte sur les mêmes échantillons et fractions que ceux utilisés pour la caractérisation des constituants structuraux des fractions de taille supérieure à 50 µm. Une seule fraction supplémentaire (0-50 µm) est étudiée.

Le fractionnement humique est fait selon DABIN (1971). Pour faciliter la lecture des résultats, on a regroupé l'ensemble des acides fulviques ("lïbres" + "pyro" + "soude") et humiques ("pyro" + "soude") respectivement en deux fractions AF et AH. La fraction "matières légères" de DABIN est incluse dans l'humine HU. La fraction des matières humiques totales (MHT) est égale à la somme AF + AH. Les résultats présentés au tableau III.6. sont exprimés :

- soit, pour une fraction granulométrique donnée, en % du C de la somme des fractions humiques dosées (III.6.a.),
- soit, pour une fraction humique donnée, en % du C de la somme retrouvée dans toutes les fractions granulométriques dosées (III.6.b.).

Tableau III.6.- Fractionnement humique d'une paille de mil, de son compost et des différentes fractions granulométriques d'un sol ferrugineux tropical lessivé (situation Ft1) cultivé en mil et ayant reçu (co) ou non (te) des apports de compost.

Situation Traitement	Fraction	AF	AH	HU	Somme	MHT	AF/AH
<i>a.- Résultats en g C/100 g C de la somme des fractions humiques</i>							
Ft1-te	Paille de mil	16,7	8,2	75,1	100,0	24,9	2,0
	Compost	14,5	15,3	70,2	100,0	29,8	0,9
	F1 2000	21,3	7,8	70,9	100,0	29,1	2,7
Ft1-co	F1 200-2000	22,3	15,4	62,3	100,0	37,7	1,4
	F1 50-200	22,6	22,7	54,8	100,0	45,3	1,0
	0-50	23,0	25,2	51,7	100,0	48,3	0,9
	total	22,8	23,4	53,7	100,0	46,3	1,0
Ft1-co	F1 2000	19,5	11,3	69,2	100,0	30,8	1,7
	F1 200-2000	25,4	27,5	47,1	100,0	52,9	0,9
	F1 50-200	20,9	32,5	46,6	100,0	53,4	0,6
	0-50	25,8	33,9	40,3	100,0	59,7	0,8
total	24,3	30,9	44,9	100,0	55,1	0,8	

<i>b.- Résultats en g C/100 g C de la somme des fractions granulométriques</i>							
Ft1-te	F1 2000	2,7	0,9	3,8	2,9	1,8	
	F1 200-2000	9,5	6,4	11,2	9,7	7,9	
	F1 50-200	12,8	12,6	13,3	13,0	12,7	
	0-50	75,0	80,1	71,7	74,5	77,6	
total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	
Ft1-co	F1 2000	4,3	1,9	8,2	5,3	3,0	
	F1 200-2000	25,0	21,3	25,1	23,9	22,9	
	F1 50-200	19,6	23,9	23,6	22,7	22,0	
	0-50	51,2	52,9	43,22	48,1	52,1	
total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	

Tableau III.7.- Participation des matières humiques extractibles (MHT) par les réactifs alcalins et associées aux fractions supérieures à 50 µm, aux MHT totales et au carbone total du sol. Adapté de divers travaux de la littérature.

Référence	Nombre d'échantillons analysés	Méthode d'extraction (*)	C total fraction	C des MHT en % de	
				C-MHT total sol	C total sol
Feller (cette étude)	2	(P + S) 0,1 M	37 à 44	22 à 48	11 à 22
McKeague, 1971	16	(P + S) 0,1 M	21 à 45	7 à 32	3 à 8
Posner <i>et al.</i> , 1968	2	(P + S) 0,1 M	21 à 39	19 à 28	5 à 8
Andreux et Correa, 1981	3	P 0,1 M	19 à 55	9 à 37	3 à 8
Catroux et Schmitzer, 1987	1	S 0,5 M	32	24	5

(*) P = Na₄P₂O₇; S = NaOH

Toutes fractions confondues, les bilans du fractionnement humique varient de 78% (fractions FI 50-200, Ft1-co) à 108 % (0-50 µm, Ft1-te) avec une valeur moyenne de 92 %. On constate que :

- dans la paille et le compost, les matières humiques extractibles (MHT) ne représentent que 25 à 30 % de la somme des fractions. Les acides fulviques AF dominent sur les acides humiques AH pour la paille, mais le rapport AF/AH diminue à la suite du compostage ;
- les teneurs relatives en MHT des fractions FI > 2000 (Tableau III.6.a.) sont d'environ 30 %, et donc proches de celles de la paille et du compost initiaux, avec des valeurs élevées (2,7 et 1,7) des rapports AF/AH. Avec la diminution de la taille des fractions, on note une augmentation des matières humiques extractibles MHT (48 et 60 % pour les fractions 0-50 µm) et une forte diminution du rapport AF/AH (0,8 et 0,9 pour 0-50 µm) ;

• les matières humiques extractibles MHT des fractions de taille supérieure à 50 µm (Tableau III.6.b.) ne représentent, pour le traitement témoin (Ft1-te) que 22 % des MHT du sol ; l'essentiel des composés humifiés du sol est donc localisé dans le complexe organo-limono-argileux (0-50 µm). Des observations en microscopie optique (non rapportées ici) ont en effet montré que l' "humine" HU des fractions supérieures à 50 µm est essentiellement sous forme de parois végétales (fibres riches en lignine, cf. ci-dessus) et ne peut donc être considérée comme des matières humiques de néogénèse. Ceci est en accord avec les travaux de FLAIG *et al.* (1975), SAUERBECK et FÜHR (1968), et ZHIGUNOV et SIMAKOV (1977). Avec les apports de compost (Ft1-co, Tableau III.6.b.), les MHT associées aux fractions FI > 50 µm augmentent par rapport au traitement témoin et représentent 48 % des MHT retrouvées dans le sol.

Si les teneurs en MHT sont exprimées en % du C total du sol, les matières humiques de néogénèse associées aux fractions FI > 50 µm représentent alors respectivement, dans le cas des traitements te et co, 11 et 22 % du carbone total du sol. Ces valeurs trouvées pour ce sol très sableux (3 % d'argile) sont les valeurs maximales susceptibles d'être rencontrées pour la collection de sols étudiés dans ce travail, puisque la participation des fractions FI > 50 µm au carbone total du sol est d'autant plus faible que le sol est plus argileux. Ceci ressort aussi des résultats publiés dans la littérature et que nous avons résumés au tableau III.7. On y constate que la participation des MHT des fractions FI > 50 µm au C total du sol est généralement proche de 5 %.

En résumé, les composés humiques de néogénèse du sol (AF, AH et pro-partie HU < 50 µm) sont essentiellement localisés dans les fractions de taille inférieure à 50 µm, même si celles-ci peuvent contenir encore des débris figurés (cf. paragraphe III.A. ; BRUCKERT et KILBERTUS, 1980 ; BRUCKERT et GAIFFE, 1983).

E - COMPOSITION EN SUCRES NEUTRES DES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES

Nous avons vu, au paragraphe III.A. de ce chapitre, que les observations morphologiques conduisaient à opposer les MO associées aux fractions de taille supérieure à 20 μm à "caractère figuré végétal", aux MO associées aux argiles à "caractère amorphe" et "figuré microbien". Par sa morphologie et son fort marquage par la réaction de Thiéry, la "MO amorphe" (MOmf) pourrait être originaire d'exsudats bactériens ou végétaux.

Afin de préciser les origines possibles, végétales ou microbiennes, des MO associées aux différentes fractions granulométriques, nous avons recherché des traceurs chimiques simples. Pour ce type de recherche, il est souvent fait appel à l'étude des compositions en acides aminés AA ou en sucres neutres SN (hexoses et pentoses), certains de ces constituants étant plus ou moins considérés comme traceurs d'une activité microbienne :

- ornithine, citruline, β -alanine, acides γ -aminobutyrique et diamminopimélique pour les acides aminés (LEHNINGER, 1982 ; CASSAGRANDE et GIVEN, 1980),

- osamines, rhamnose, fucose et mannose pour les sucres neutres (CHESHIRE, 1979).

Toutefois, pour certains auteurs, cette distinction est problématique (FINCH *et al.*, 1971 ; GREENLAND et OADES, 1975), puisque ces mêmes sucres sont aussi trouvés dans le règne végétal et, en particulier, dans les exsudats racinaires (VANCURA, 1964 ; MENCH, 1985 ; CHAVANON, 1987).

Un premier travail (FRANÇOIS, 1988) concernant un sol de la situation Fig- a montré : (i) que la composition en acides aminés ne permettait pas de distinguer très clairement les fractions granulométriques entre elles, mais que, (ii) les teneurs en certains sucres neutres (xylose et mannose en particulier) variaient de façon systématique selon la taille des fractions. Aussi avons-nous privilégié ultérieurement l'analyse des sucres neutres pour cette caractérisation des fractions granulométriques.

Trois situations agro-pédologiques ont été étudiées :

- un ferrisol cultivé en canne à sucre depuis plus de 50 ans (situation Fig6-Ca) ;
- un vertisol sous prairie artificielle, irriguée et fertilisée, à *Digitaria decumbens* depuis 10 ans (situation Ve6-Pa) ;
- un sol ferrallitique très désaturé, cultivé en canne à sucre depuis 50 ans (situation Fo8-Ca).

Outre les situations pédologiques différentes, ce choix est justifié par le fait que les parcelles étudiées ont porté, pendant une longue (10 ans) ou très longue durée (50 ans), une

végétation pratiquement monospécifique. On peut donc s'attendre, a priori, à ce que la MO des horizons de surface soit originaire, en grande partie, des restitutions organiques d'une seule espèce végétale⁷.

La situation Fig-6a a été étudiée en détail et les résultats correspondants seront commentés indépendamment avant d'être comparés à ceux des situations Ve6-Pa et Fo8-Ca (Tableau III.8.).

1 - Composition en sucres neutres du matériel végétal, du sol et de ses fractions granulométriques pour la situation Fig-6a

a - Composition des apports végétaux au sol

Les principales restitutions organiques au sol par la canne à sucre sont les parties sommitales (pour les coupes manuelles), les feuilles, les racines et les exsudats racinaires. Les parties sommitales n'ont pas été analysées ici. Feuilles et racines ont été analysées pour la variété B 5992 plantée depuis de nombreuses années sur la parcelle étudiée. Enfin, des exsudats racinaires des deux variétés (B 5992 et B 64277) les plus utilisées à la Martinique ont été analysés à partir d'expérimentations faites en laboratoire⁸ sur deux lots (1 et 2) de tiges coupées à maturité à des dates et sur des parcelles différentes (Annexe III.2.).

Les résultats sont présentés au tableau III.8.

Les feuilles et les racines présentent des compositions similaires en sucres neutres, avec une très large dominance (60 à 70 %) du xylose (XYL) puis du glucose (GLC) et de l'arabinose (ARA (10 à 16 %). Rhamnose (RHA), fucose (FUC) et ribose (RIB) sont pratiquement absents (0 à 1 %), et les teneurs en mannose (MAN) et galactose (GAL) sont faibles (2 à 6 %). Le xylose apparaît donc comme un bon traceur des sucres neutres provenant des feuilles et racines de canne à sucre. Les rapports C/N sont élevés (80 et 140) et 30 à 40 % du carbone total sont hydrolysables par H₂SO₄ 0,5 M (colonne Ch du tableau III.8).

Les exsudats racinaires ont des compositions en sucres neutres nettement différentes de celles des feuilles et racines. Pour la variété B 5992, le xylose XYL domine toujours, mais ne

⁷ Cette hypothèse est relativement confortée par les données suivantes :

• pour la situation Ve6, après 10 ans de prairie, le stock organique initial de l'horizon 0-10 cm analysé a été multiplié par environ 2,5 (ALBRECHT *et al.*, 1986). Par ailleurs, la valeurs $\delta^{13}C$ (non publiée) de l'échantillon indique que la quasi-totalité de la MO de ce sol est issue d'une plante de type C4 (comme le *Digitaria*) :

• pour les situations "canne à sucre" Fi6 et Fo8, les données $\delta^{13}C$ dont on dispose (cf. chapitre IV pour Fo8 et non publiées pour Fi6) indiquent qu'environ 80 % et 50 % respectivement du carbone total provient de la canne à sucre, le reste (20 et 50 %) correspondant au carbone originaire des anciens forêts.

⁸ En collaboration avec M. J. L. MOREL (E.N.S.A.I.A., Nancy).

Tableau III.8.- Composition en sucres neutres du matériel végétal (canne à sucre), d'un sol ferrallitique argileux (situation F6-Ca) et de ses fractions granulométriques. Résultats en g/100 g de la somme des sucres dosés.

Echantillon	Variété ou fraction (µm)	Sucre										C/N	Ch (% Cédh.)
		RHA	FUC	RIB	ARA	XYL	MAN	GAL	GLC	Somme	XYL/MAN		
<i>Matériel végétal : canne à sucre</i>													
Feuille	B5992	0,8	0,0	0,0	12,1	72,8	1,7	2,4	10,3	100,0	42,3	81,0	38
Racine	B5992	0,0	0,0	0,0	16,4	61,5	2,8	5,9	13,4	100,0	22,3	137,0	33
Exsudats	B 5992-1	2,2	1,3	0,0	14,2	36,9	10,9	12,6	21,9	100,0	3,4	26,8	nd
	B5992-2	2,6	0,5	0,7	13,0	25,6	14,5	114,3	28,8	100,0	1,8	18,8	nd
	B 5992-m	2,4	0,9	0,4	13,6	31,2	12,7	13,4	25,3	100,0	2,6	22,8	nd
Exsudats	B 64277-1	6,1	0,0	1,1	12,3	14,9	17,7	14,3	33,7	100,0	0,8	nd	nd
	B 64277-2	8,0	0,0	2,5	12,6	9,9	21,2	16,1	29,7	100,0	0,5	nd	nd
	B 64277-m	7,0	0,0	1,8	12,4	12,4	19,5	15,2	31,7	100,0	0,7	nd	nd
<i>Sol</i>													
F6-Ca	Sol NF	6,7	0,0	1,8	14,4	16,9	17,6	15,6	27,0	100,0	1,0	12,0	52
	200-2000	0,4	1,0	0,0	15,8	46,8	9,9	12,5	13,6	100,0	4,7	25,8	28
	50-200	2,2	1,3	0,0	14,2	36,9	10,9	12,6	21,9	100,0	3,4	20,5	32
	20-50	2,6	0,5	0,7	13,0	25,6	14,5	14,3	28,8	100,0	1,8	16,4	33
	2-20	6,1	0,0	1,1	12,3	14,9	17,7	14,3	33,7	100,0	0,8	12,7	39
	0,2-2,0	8,0	0,0	2,5	12,6	9,9	21,2	16,1	29,7	100,0	0,5	9,3	56
0-0,2	7,0	3,1	3,9	17,5	8,5	22,2	19,7	18,2	100,0	0,4	8,9	73	
EC-0-2		0,0	5,7	0,0	21,8	0,8	27,9	20,1	24,5	100,0	0,03	8,2	88

(*) Ch = carbone total hydrolisable.

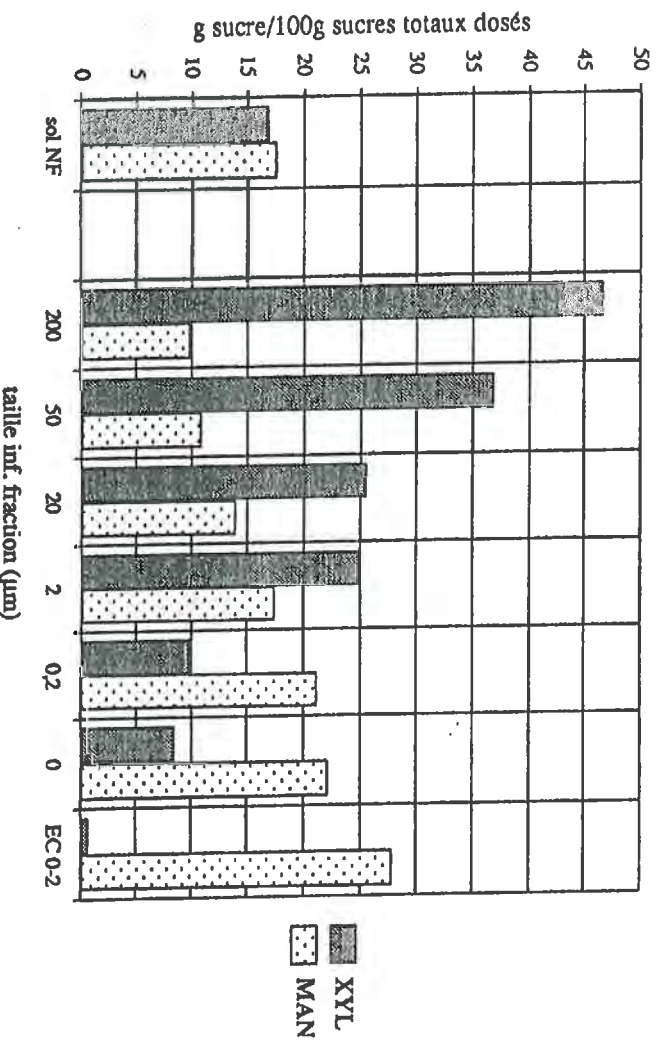


Fig III.8 - Variations des teneurs relatives (% sucres totaux) en xylose (XYL) et mannose (MAN) des différentes fractions granulométriques d'un sol ferrallitique (F6-Ca) cultivé en canne à sucre.

représente plus que 30 % environ de la somme, suivi par le glucose GLC (25 %), l'arabinose ARA et le mannose MAN (13 %). Rhamnose (RHA), fucose (FUC) et ribose (RIB) sont toujours peu représentés. La comparaison des deux variétés B 5992 et B 64277 fait apparaître des différences notables en ce qui concerne le xylose XYL et le glucose GLC. Par contre, d'un lot à l'autre (1 et 2), les différences sont relativement faibles. Les rapports C/N (var. B 5992) sont nettement plus faibles (environ 23) que ceux des feuilles et racines. On retiendra que, contrairement aux feuilles et racines, les teneurs en mannose (MAN) et galactose (GAL) ne sont pas ici négligeables.

b.- Composition du sol et de ses fractions granulométriques

La composition en sucres neutres de l'échantillon brut non fractionné (sol NF) indique que FUC et RIB sont très peu représentés. Le sucre dominant est le glucose GLC. Arabinose ARA, xylose XYL, mannose MAN et galactose GAL varient de 14 à 18 %, et le rhamnose RHA a une teneur de 7 %.

Si l'on considère les compositions en sucres neutres des différentes fractions granulométriques, on constate que :

- FUC et RIB sont peu représentés dans toutes les fractions ;
- ARA est relativement constant et GLC relativement variable ;
- RHA, MAN et GAL augmentent systématiquement et plus ou moins fortement, des fractions grossières aux fractions fines, les plus larges variations étant observées pour MAN ;
- XYL diminue fortement et systématiquement des fractions grossières aux fractions fines.

En conséquence, les deux sucres aux variations les plus significatives (Figure III.8.) sont :

- (i) le xylose, qui était largement dominant dans les feuilles et les racines, (ii) le mannose, qui en était pratiquement absent. Le rapport XYL/MAN diminue donc fortement des fractions grossières aux fractions fines. Au sein des argiles, on note peu de différences entre les argiles grossières (0,2-2,0 µm) et fines (0-0,2 µm).

Ainsi, les débris végétaux supérieurs à 50 µm sont encore riches en XYL (37 à 47 %), en relation directe (héritage) avec les teneurs élevées en XYL existant déjà dans les feuilles et les racines. Par contre, les teneurs faibles en XYL (10 %) et fortes en MAN, RHA et GAL des fractions < 2 µm indiquent clairement que la MO des feuilles et racines ne constitue pas une source directe de MO pour les fractions fines du sol. Celle-ci peut donc provenir, soit indirectement du métabolisme bactérien ou fongique, soit directement des exsudats racinaires par leur adsorption sur les colloïdes argileux, soit de ces deux processus. Les teneurs relativement élevées en MAN et GAL des exsudats de canne à sucre confirmeraient leur rôle comme source de

Tableau III 9.- Comparaison des compositions en sucres neutres des végétaux, des sols et de leurs fractions granulométriques dans trois situations agropédologiques (F16-Ca, F08-Ca et V66-Pa). Résultats en g/100 g de la somme des sucres dosés.

Situation	Variété ou fraction (µm)	Sucre											Somme	XYL/MAN	C/N	Ca (%)	
		RHA	FUC	RIB	ARA	XYL	MAN	GAL	GIC								
<i>F16 (Genève à sucre)</i>																	
Reuille Racine Fraction	BS992	0,8	0,0	0,0	12,1	72,8	1,7	2,4	10,3	100,0	42,3	81,0	38				
	BS992	0,0	0,0	0,0	16,4	61,5	2,8	5,9	13,4	100,0	22,3	137,0	33				
	20-2000	1,8	0,9	0,3	14,2	35,6	12,0	13,2	22,0	100,0	3,0	18,8	32				
	2-20	6,1	0,0	1,1	12,3	14,9	17,7	14,3	33,7	100,0	0,8	12,7	39				
	0-2	7,6	1,1	2,9	14,2	9,4	21,5	17,3	25,8	100,0	0,4	9,1	62				
	EC 0-2	0,0	5,7	0,0	21,8	0,0	27,9	20,1	24,5	100,0	0,0	8,2	88				
<i>F08 (Genève à sucre)</i>																	
Reuille Racine	NA 5679	0,8	0,0	0,0	12,7	68,9	1,1	2,5	14,0	100,0	63,6	109,0	49				
	NA 5679	0,0	0,0	0,0	13,4	64,1	0,0	6,9	15,7	100,0	> 50		40				
Fraction	20-2000	4,7	0,0	0,0	15,2	39,0	6,3	14,5	20,4	100,0	6,1	23,2	43				
	2-20	3,4	11,0	2,1	14,4	25,8	11,2	11,3	20,7	100,0	2,3	14,9	40				
	0-2	11,2	0,0	2,0	16,4	26,6	11,4	12,8	19,6	100,0	2,3	11,5	68				
<i>V66 (Prairie artificielle à Dictyaria)</i>																	
Reuille Racine	D. decumbens	0,0	0,9	0,0	13,9	56,9	1,3	5,4	21,6	100,0	43,4	25,8	50				
	D. decumbens	0,1	0,5	0,0	7,7	75,2	0,8	2,4	13,5	100,0	98,8		50				
Fraction	20-2000	2,0	1,7	0,4	14,1	51,0	5,9	9,2	15,7	100,0	8,6	20,0	37				
	2-20	0,0	3,5	7,3	15,3	32,4	10,5	9,1	21,9	100,0	3,1	8,7	41				
	0-2	10,3	0,0	1,6	13,5	10,3	19,1	15,1	30,1	100,0	0,5	10,1	48				
	EC 0-2	16,3	0,0	0,0	11,9	16,2	16,1	12,4	27,2	100,0	1,0		97				

(*) Ca = carbone total hydrolysable.

MO pour les fractions fines, mais leur teneur élevée aussi en XYL (30 % pour B 5992) infirme cette hypothèse (XYL des fractions < 2 µm d'environ 10 %). Par ailleurs, le rapport C/N des exsudats est beaucoup plus élevé (C/N = 23) que celui des fractions < 2 µm (C/N = 9). Enfin, la composition en sucres neutres de l' "extrait eau chaude" (EC 0-2) des fractions 0-2 µm est proche de celle des fractions dont elle est issue avec une teneur très faible en XYL (< 1 %), forte en MAN (28 %), et un rapport C/N de 8,0, mais est fortement différente de celle des exsudats racinaires. Or nous avons vu (ce chapitre, III.A.) que cette fraction était celle qui rappelait le plus, soit les exsudats racinaires, soit les exsudats microbiens. Ses caractéristiques semblent indiquer ici plutôt une origine microbienne, tant les différences des rapports C/N et des teneurs en XYL et MAN sont grandes par rapport aux exsudats racinaires dosés⁹. A l'appui de cette hypothèse, les quelques synthèses bibliographiques publiées sur la composition en sucre des exsudats racinaires de diverses plantes (MENCH, 1985 ; CURL et TRUVELOVE, 1986) ne signalent pas le mannose comme pouvant être un sucre dominant dans ce matériel d'origine végétale.

Enfin, il faut noter que la proportion de carbone hydrolysable (Ch) augmente fortement des fractions grossières (28 %) aux fractions fines (73 %).

2 - Comparaison de trois situations agro-pédologiques

Pour ces situations, on dispose des compositions en sucres neutres des feuilles, racines et des trois fractions 20-2000 µm, 2-20 µm et 0-2 µm. Les extraits EC 0-2 ont été analysés pour les situations Fig et Ve6 (Tableau III.9.).

a - Feuilles et racines

Les compositions de tous les matériaux végétaux analysés sont très proches : teneurs très faibles (< 3 %) en RHA, FUC, RIB et MAN, faibles (3 à 7 %) en GAL, moyennes en ARA (8 à 16 %) et GLC (10 à 22 %), très fortes en XYL (57 à 72 %). La différence la plus importante est due aux feuilles de *D. decumbens* (Ve6) avec des valeurs plus faibles pour XYL et plus fortes pour GLC. Autrement dit, quels que soient le climat ou l'espèce végétale, les compositions en sucres neutres des apports végétaux au sol sont à peu près similaires avec des rapports XYL/MAN très élevés, supérieurs à 22. Enfin, la proportion de carbone hydrolysable (Ch) varie de 33 à 50 %.

⁹ Dans toutes les interprétations qui découlent de la composition des exsudats, une grande prudence s'impose, car :

• il n'existe, à notre connaissance, aucune donnée dans la littérature permettant des comparaisons avec d'autres exsudats de canne à sucre ;

• les exsudats obtenus au laboratoire ont peut-être une composition totalement différente de ceux produits au champ.

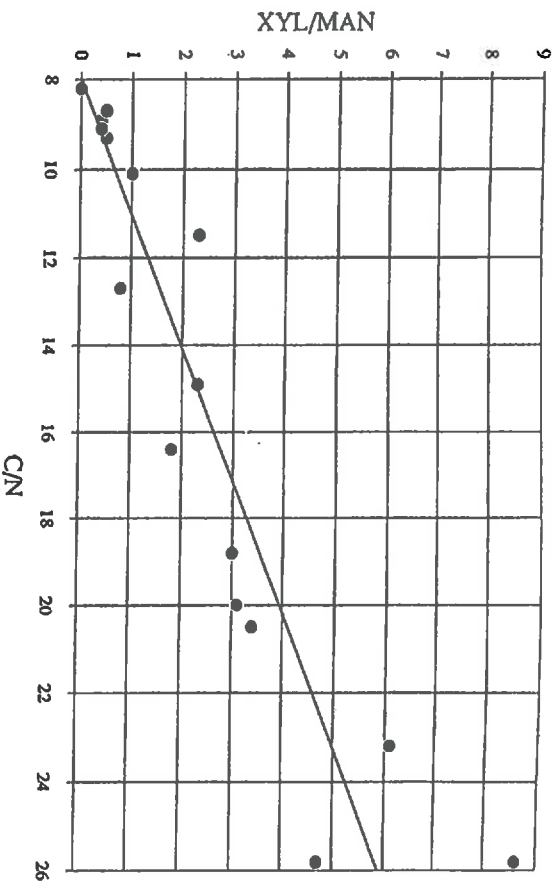


Fig III.9 -Relation entre les rapports XYL/MAN (xylose/mannose) et C/N (carbone/azote) de différentes fractions granulométriques de sols. Situations Fig-6a, Ve6-Pa10 et Fo8-Ca.

Tableau III.10.- Etendue des valeurs des rapports XYL/MAN, R = GAL+MAN/ARA+XYL et C/N de matériaux végétaux, sols (sauf andosols) et fractions granulométriques (sols naturels).

Adapté de divers travaux de la littérature. Résultats détaillés donnés en Annexe III.9.

Matériel	Référence	XYL/MAN	R	C/N
<u>Végétal</u>	Cette étude Littérature	22 - 99 9 - 250	0 - 0,1 0 - 0,4	80 - 140 46 - 130
<u>Sol</u>	Cette étude Littérature	1 - 1,2 0,4 - 1,8	1 - 1,1 0,6 - 1,8	12 - 13 8 - 31
<u>Fraction</u>				
> 20 (ou 50) μm	Cette étude Littérature	1,8 - 8,6 2,0 - 5,7	0,2 - 0,8 0,4 - 1,9	16 - 26 13 - 18
2 - 20 (ou 2 - 50) μm	Cette étude Littérature	0,8 - 3,1 0,6 - 1,2	0,4 - 1,2 0,7 - 2,5	12 - 20 13 - 18
0 - 2 μm	Cette étude Littérature	0,5 - 2,3 0,6 - 0,8	0,6 - 1,7 1,5 - 3,5	9 - 12 8 - 12

b. Fractions granulométriques

Pour les trois situations, on observe la même tendance de variation des compositions en sucres neutres que celle décrite ci-dessus pour Fi6-Ca. Des fractions grossières (20-2000 µ) aux fractions fines (0-2 µm) on note :

- des augmentations relatives de RHA, MAN et GAL (exception Fo8),
- une constance de ARA et GLC (exception Ve6),
- une forte diminution de XYL et du rapport XYL/MAN.

Pour les trois situations, on note aussi une augmentation des proportions en carbone hydrolysable (Ch) quand on passe des fractions grossières aux fractions fines. Il faut remarquer, en particulier, les valeurs élevées de Ch pour les fractions EC 0-2, respectivement égales à 88 % et 97 % pour Fi6-Ca et Ve6-Pa.

Enfin, toutes situations et fractions confondues, il existe une liaison positive et hautement significative entre les rapports XYL/MAN et C/N (Figure III.9.) :

$$\text{XYL/MAN} = 0,347 \quad \text{C/N} - 2,82 \quad (n = 13 ; r = 0,91 ; P < 0,01)$$

3 - Conclusions à l'étude des sucres neutres et comparaisons bibliographiques

Les principaux résultats sont résumés au tableau III.10. et comparés à ceux de la littérature qui concernent essentiellement les sols des régions froides et tempérées. Pour ces derniers, les valeurs détaillées sont au tableau-annexe III.8.

Les sols étudiés présentent l'intérêt d'avoir porté une végétation quasi monospécifique pendant de nombreuses années (de 10 à 50 ans). Il s'avère que pour les trois situations étudiées, les compositions en sucres neutres des restitutions organiques sous forme de débris végétaux (feuilles et racines) sont relativement proches, avec de fortes teneurs en xylose XYL et faibles en mannose MAN. Il en résulte des rapports XYL/MAN très élevés (de 22 à 100). Ce fait paraît assez général. D'après les résultats de la littérature, les rapports XYL/MAN des végétaux sont généralement supérieurs à 10 et sont nettement plus élevés que ceux des sols correspondants (valeurs comprises entre 0,5 et 1,8).

Par contre, pour les exsudats racinaires de canne à sucre analysés ici, le rapport XYL/MAN de la variété B 5992 est beaucoup plus faible (de 1,8 à 3,4) que celui des feuilles et racines. Ceci est dû aux teneurs élevées en mannose de ces exsudats. Les résultats dans la littérature sont, à cet égard, assez variables : MIENCH (1985), d'après une étude bibliographique, estime que le mannose

est rarement présent dans les exsudats végétaux, même si CHAVVANON (1987) le trouve en quantités plus importantes dans les exsudats de betterave sucrière et VANCURA (1964) dans les exsudats d'orge et de blé.

Les fractions granulométriques du sol, de taille supérieure à 50 µm reflètent bien, par leur composition en sucres neutres, leur héritage végétal, tandis que les MO, totales ou "amorphes", associées aux fractions argileuses sont probablement, plutôt issues du métabolisme microbien que d'une adsorption directe des exsudats racinaires sur les colloïdes minéraux. Les exsudats peuvent toutefois servir de substrat énergétique essentiel pour les microorganismes, et donc participer indirectement au stockage de MO dans les argiles. Par ailleurs, différentes études menées avec du glucose (marqué au ¹³C ou au ¹⁴C) pour favoriser les synthèses microbiennes (MURAYAMA *et al.*, 1979 ; CHESHIRE et MUNDIE, 1981 ; MURAYAMA, 1988) montrent toutes que le mannose est toujours synthétisé, à partir du glucose, en proportions beaucoup plus fortes que le xylose, ce qui renforce l'hypothèse de stockage, par voie microbienne, des MO dans les fractions argileuses.

De manière globale, nous avons vu ici que le rapport XYL/MAN diminue des fractions grossières aux fractions fines, reflétant ainsi l'effet de l'héritage végétal d'une part, et des néosynthèses microbiennes d'autre part. Cette variation est-elle une loi générale ? A partir des données recueillies dans la littérature pour différentes fractions granulométriques ou densimétriques de sols (Tableau-Annexe III.8.C.) nous avons repris, ou calculé, les rapports XYL/MAN, ou pour mémoire, les rapports R¹⁰ ou 1/R (R = MAN + GAL/XYL + ARA). On constate effectivement (Tableau III.10.) que les rapports XYL/MAN (ou 1/R) diminuent quasi-systématiquement des fractions grossières aux fractions fines, ou des fractions légères (d < 2,1) aux fractions denses (d > 2,0).

F - LES DIFFÉRENTES FORMES DE L'AZOTE ORGANIQUE DES SOLS ET DES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES. ÉTUDE PAR HYDROLYSE ACIDE

Les hydrolyses chlorhydriques (HCl 3M à 6M) sont souvent utilisées pour caractériser différentes formes d'azote organique des sols (BREMNER, 1965b ; DECAU, 1968 ; JOCTEUR MONROZIER et ANDREUX, 1981 ; EGOUMENIDES *et al.*, 1987). On distingue généralement :

- la fraction "hydrolysable", constituée de l'azote des acides aminés, des sucres aminés, de l'azote dégradé au cours de l'hydrolyse (nommé N-ammonium) et de l'azote non identifié ;

¹⁰ Différents auteurs (TURCHENK et OADES, 1979 ; BALDOCK *et al.*, 1987 ; ANGERS et MERVYS, 1990 ; CHESHIRE *et al.*, 1990 ; ANGERS et NTDAYEGAMTYE, 1991) utilisent plutôt le rapport R = MAN + GAL/XYL + ARA pour caractériser les processus de décomposition des débris végétaux et de la matière organique du sol. Toutefois, selon MURAYAMA (1984a), l'utilisation du rapport XYL/MAN serait préférable à celle du rapport R. C'est aussi notre opinion, compte tenu des variations observées ici pour XYL et MAN. En fait, il existe, pour les échantillons cités à l'annexe III.8.C., une corrélation très forte entre les rapports XYL/MAN et 1/R : XYL/MAN = 2,42 ; 1/R -1,27 (a = 75 ; r = 0,935 ; P < 0,01).

- la fraction non hydrolysable, correspondant à l'azote retrouvé dans le culot de sol après hydrolyse.

Une méthode simplifiée, proposée par STEWART *et al.* (1963), conduit à considérer les trois fractions suivantes :

- l'azote hydrolysable distillable (Nh_d),
- l'azote hydrolysable non distillable (Nh_{nd}),
- l'azote non hydrolysable (Nh_{nh})

L'ensemble de ces formes d'azote organique obtenues par hydrolyse chlorhydrique sera nommé, dans la suite de ce texte, NHCl :

- Nh_d correspond à l'azote ammoniacal existant préalablement dans l'échantillon ou formé au cours de l'hydrolyse par dégradation d'amides et de sucres aminés ;
- Nh_{nd} correspond essentiellement à de l'azote α-aminé ;
- Nh_{nh} pourrait correspondre, en partie, à de l'azote hétérocyclique (FLAIG *et al.*, 1975), bien que cette hypothèse soit controversée (cf. JOCTEUR MONROZIER et ANDREUX, 1981).

Cette méthode a été appliquée ici :

- à différents échantillons provenant d'horizons de surface (0 à 20 cm, n = 36) de sols F (n = 33) et V (n = 3) et de cinq profils de sols F (0 à 120 cm, n = 25). Ces derniers appartiennent aux situations Fo8 (forêt F et canne à sucre Ca12), Fr2 (savane arborée SA) et à une situation du Bénin (forêt F et palmeraie PSC) étudiée par DIEGUI (1992),
- à différentes fractions granulométriques de quatre échantillons de sols F : Fr2-SA (0-10 cm), Fr6-Ca (0-20 cm) et deux échantillons du Brésil nommés Fo-Brazil (0-10 et 80-90 cm) et dont les résultats ont déjà été publiés par EGOUMENIDES *et al.* (1990).

On s'intéressera, d'une part, aux teneurs absolues (mg N /g échantillon) et relatives (N fraction % N total) des différentes formes de l'azote organique (NHCl), d'autre part, aux variations du rapport Nh_{nd}/Nh_d, qui fait l'objet, depuis quelques années, au CIRAD, d'études particulières comme "indicateur de fertilité" (EGOUMENIDES *et al.*, 1987 ; WANBEUKEM, 1991).

Les résultats détaillés sur les échantillons totaux sont donnés et commentés dans l'annexe III.9.A. et ceux sur les fractions dans l'annexe III.9.B.

Tableau III.11.a.- Fractionnement par hydrolyse acide des fractions granulométriques de trois sols F. Résultats en g N/100 g N de la somme des fractions de l'hydrolyse acide.

Sol (prof.)	Fraction (μm)	Nhd	Nhnd	Nht	Nnh	Somme	Nhnd/Nhd	Nhnd/Nnh	Nhd/Nnh	C/N
Fr2-SA (0-10 cm)	200-2000	29,0	47,6	76,7	23,3	100	1,64	2,04	1,25	21,3
	50-200	29,3	48,8	78,1	21,9	100	1,67	2,23	1,34	21,6
	20-50	26,0	52,9	78,9	21,1	100	2,04	2,51	1,23	24,2
	2-20	28,3	48,6	76,9	23,1	100	1,72	2,10	1,22	17,6
	0-2	35,3	50,7	86,0	14,0	100	1,44	3,61	2,52	11,3
	Sol NF	25,4	50,1	75,5	24,5	100	1,97	2,04	1,04	13,5
Fi6-Ca (0-20 cm)	200-2000	30,8	58,9	89,7	10,3	100	1,91	5,73	3,00	27,7
	50-200	29,8	55,7	85,4	14,6	100	1,87	3,82	2,04	18,7
	20-50	31,0	55,8	86,8	13,2	100	1,80	4,23	2,35	15,9
	2-20	35,5	53,4	88,9	11,1	100	1,50	4,81	3,20	14,1
	0,2-2,0	36,3	54,0	90,3	9,7	100	1,48	5,56	3,74	9,4
	0-0,2	36,6	56,6	93,2	6,8	100	1,55	8,36	5,40	9,2
	Sol NF	34,5	56,9	91,4	8,6	100	1,65	6,60	4,00	12,0
Fo-Brazil* (0-10 cm)	200-2000	20,9	51,8	72,7	27,3	100	2,48	1,89	0,76	28,3
	100-200	22,6	52,7	75,3	24,7	100	2,33	2,14	0,92	18,6
	50-100	26,4	53,0	79,4	20,6	100	2,01	2,57	1,28	18,3
	20-50	24,6	54,4	79,0	21,0	100	2,21	2,58	1,17	18,5
	2-20	25,3	46,8	72,1	27,9	100	1,85	1,68	0,91	14,2
	0-2	27,3	48,9	76,3	23,7	100	1,79	2,06	1,15	12,4
Fo-Brazil* (80-90 cm)	200-2000	41,5	42,0	83,5	16,5	100	1,01	2,54	2,51	22,9
	100-200	48,0	40,0	88,0	12,0	100	0,83	3,34	4,00	22,0
	50-100	41,4	48,3	89,7	10,3	100	1,17	4,67	4,00	18,8
	20-50	37,2	50,7	87,8	12,2	100	1,36	4,17	3,06	18,1
	2-20	37,7	44,7	82,3	17,7	100	1,18	2,53	2,13	15,6
	0-2	36,3	47,0	83,4	16,6	100	1,29	2,83	2,18	14,9

* Adapté de EGOUMENIDES *et al.* (1990)

1 - Les formes de l'azote des échantillons non fractionnés

Les résultats concernant les profils de sol et la comparaison des horizons de surface sont rapportés dans l'annexe III.9.A. Ils peuvent être résumés de la manière suivante :

- Les bilans de l'hydrolyse acide sont satisfaisants puisque, à l'exception d'une seule valeur (63 %), 90 à 110 % de l'azote total sont retrouvés dans les fractions NHCl ;
- la répartition moyenne de NHCl est : Nhd (54 %) > Nhd (30 %) > Nnh (17 %). L'azote hydrolysable total (Nht) représente donc environ 84 % de l'azote total. Les écarts-types sont relativement faibles, d'environ 5 % ;
- des trois rapports possibles entre les trois formes de NHCl (Nhd/Nhd, Nhd/Nnh et Nnh/Nhd) c'est le rapport Nhd/Nhd qui présente les variations les plus significatives entre la surface et la profondeur (Tableau-Annexe III.9.A.1.b. et Figure-Annexe III.9.A.1.a.). Ceci justifie donc plus particulièrement son étude. Toutefois, ses variations avec le mode de gestion des sols apparaissent, en moyenne, plus limitées (Figure-Annexe III.9.A.2.);
- le rapport Nhd/Nhd d'un échantillon donné, dépend, à la fois, de sa teneur en azote total Nt et de son pourcentage d'argile A % (Figure-Annexe III.9.A.3.) :

$$\text{Nhd/Nhd} = 0,22 (\text{Nt}) - 0,0154 (\text{A}\%) + 2,128 \quad (n = 61 ; r = 0,824 ; P < 0,01)$$

avec Nt en mg/ g de sol et A en g/100 g sol

- enfin, le rapport Nhd/Nhd n'est pas corrélé au rapport C/N ($r = 0,06$) et les valeurs correspondant aux sols V ne se distinguent pas particulièrement de celles des sols F.

2 - Les formes de l'azote organique des fractions granulométriques

Les résultats détaillés sont rapportés dans l'annexe III.9.B. Les formes NHCl sont déterminées sur chaque fraction granulométrique. Toutes fractions confondues, les bilans en azote de l'hydrolyse acide sont acceptables, puisqu'ils varient de 86 à 115 % (moyenne = 100, écart type = 9).

a - Composition NHCl des différentes fractions granulométriques .

Pour chaque fraction granulométrique, sa composition NHCl relative est exprimée, au tableau III.11.a., en % de la somme des fractions NHCl dosées. On retrouve des résultats proches de ceux obtenus pour les échantillons non fractionnés, à savoir :

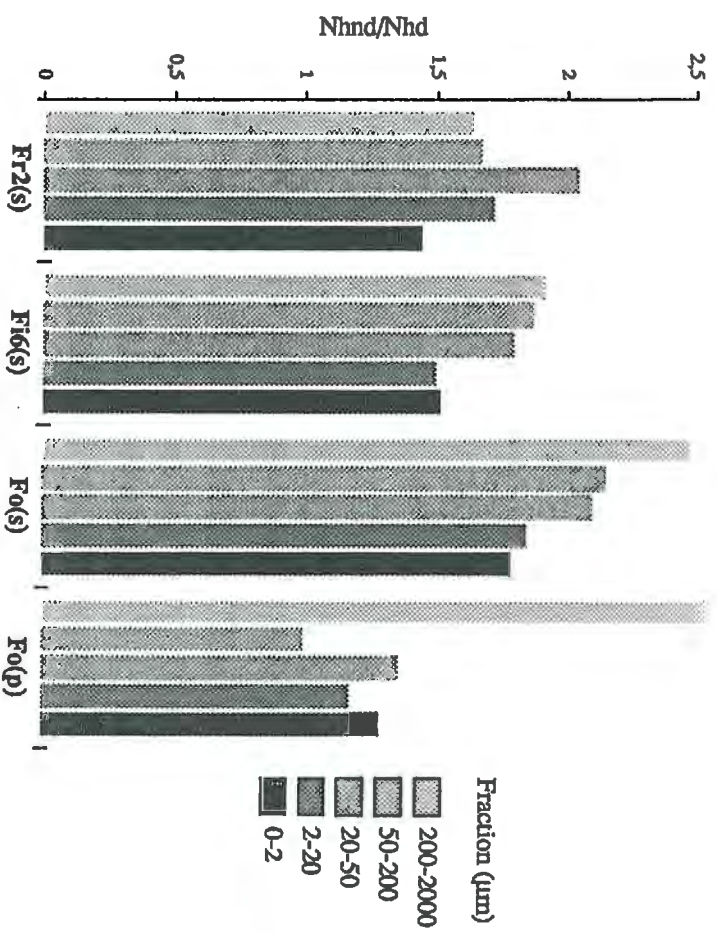


Fig III.10 - Rapports N_{hd}/N_{hd} des différentes fractions granulométriques. Situations Fr2, Fic et Fo-Brésil; s = surface, p = profondeur.

- dominance de la fraction Nhd (40 à 57 %) sur les fractions Nhd (20 à 45 %) et Nnh (7 à 28 %),
- teneurs systématiquement plus fortes en Nhd et plus faibles en Nnh sur toutes les fractions, pour l'horizon de profondeur, par rapport à l'horizon de surface (situation Fo-Brazil),
- en conséquence, pour la situation Fo-Brazil, les rapports Nhd/Nhd sont plus faibles en profondeur qu'en surface (Figure III.10.).

Si, pour chaque forme NHCl , on compare la composition des différentes fractions granulométriques, la seule tendance nette qui apparaisse concerne Nhd des horizons de surface, qui, globalement, est généralement plus élevé pour les fractions $< 2 \mu\text{m}$ que pour les fractions 20-2000 et 2-20 μm . Nhd étant relativement constant, le rapport Nhd/Nhd a donc tendance à diminuer des fractions grossières aux fractions fines (Figure III.10.). Autrement dit, Nhd/Nhd diminue quand le taux d'humification ou les surfaces minérales augmentent.

Le calcul du rapport Nhd/Nhd à partir des données de la littérature semble bien confirmer que celui-ci diminue avec la taille des fractions :

- chez WATSON et PARSONS (1974), il est systématiquement plus élevé pour les fractions 2 - 20 μm (2,5 à 3,3) que pour les fractions $< 2 \mu\text{m}$ (2,1 à 2,8) ;
- chez DECAU (1968), il est plus élevé pour les "MO libres" (2,1) que pour les "MO liées" (1,4) ;
- chez FRANÇOIS (1988), pour un sol identique à Fig6, il passe de 2,8 pour des racines décomposées à environ 1,5 dans les argiles ;
- des travaux de JOCTEUR MONROZIER et ANDREUX (1981) et de JOCTEUR MONROZIER (1984), il ressort que le rapport Nhd/Nhd est généralement plus élevé pour les litères que pour les horizons A_1 ;
- par contre, dans le cas de sols hydromorphes, SCHNITZER et IVARSON (1982) ne retrouvent pas cette tendance¹¹.

Enfin, pour les fractions granulométriques des seuls horizons de surface, on note une corrélation hautement significative entre les rapports Nhd/Nhd et C/N ($n = 17$; $r = 0,65$)

$$\text{Nhd/Nhd} = 0,034 \text{ C/N} + 1,238 \quad (n = 17 ; r = 0,65 ; \text{HS})$$

¹¹ Toutefois, dans cette publication, les comparaisons sont difficiles car le rapport Nhd/Nhd de l'échantillon total n'est pas du même ordre de grandeur (2,7) que ceux des fractions (0,7 à 1,5).

Tableau III.11.b.- Fractionnement par hydrolyse acide des fractions granulométriques de trois sols F.
Résultats en g N/100 g N de la somme des fractions granulométriques.

Sol (prof.)	Fraction (µm)	Nhd	Nhnd	Nht	Nnh
Ft2-SA (0-10 cm)	200-2000	3,7	4,0	3,9	3,9
	50-200	4,1	4,5	4,3	4,3
	20-50	3,3	4,5	4,0	4,0
	2-20	19,0	21,4	20,4	20,4
	0-2	69,9	65,7	67,3	67,3
	Somme	100,0	100,0	100,0	100,0
Ft6-Ca (0-20 cm)	200-2000	1,9	2,6	2,2	2,2
	50-200	3,0	3,6	3,4	3,4
	20-50	5,0	5,8	5,5	5,5
	2-20	23,7	23,2	23,4	23,4
	0,2-2,0	42,9	41,4	42,0	42,0
	0-0,2	23,5	23,7	23,6	23,6
	Somme	100,0	100,0	100,0	100,0
Fo-Brazil* (0-10 cm)	200-2000	5,1	6,6	6,1	6,1
	100-200	4,3	5,1	4,8	4,8
	50-100	8,2	8,5	8,4	8,4
	20-50	12,5	14,3	13,7	13,7
	2-20	28,9	27,6	28,1	28,1
	0-2	40,9	37,9	38,9	38,9
	Somme	100,0	100,0	100,0	100,0
Fo-Brazil* (80-90 cm)	200-2000	0,9	0,8	0,8	0,8
	100-200	2,6	1,8	2,2	2,2
	50-100	10,5	9,8	10,1	10,1
	20-50	18,8	20,6	19,8	19,8
	2-20	36,3	34,7	35,4	35,4
	0-2	30,9	32,3	31,7	31,7
	Somme	100,0	100,0	100,0	100,0

* Adapté de EGOUMENIDES *et al.* (1990)

b.- Participation de chaque fraction granulométrique aux formes organiques de l'azote

Pour chaque fraction granulométrique, on présente, au tableau III.11.b., les participations relatives de chaque forme NHCl à son total dans le sol (forme NHCl-fraction en % de la forme NHCl total).

On constate que, pour chaque forme NHCl l'essentiel de l'azote est associé aux fractions inférieures à 20 μm : de 83 à 90 % pour Fr2-SA et Fig-Ca, de 65 à 70 % pour Fo-B Brésil (0-10). Les plus faibles valeurs dans ce dernier cas sont probablement dues à une dispersion incomplète des fractions fines qui restent microagrégées au sein des fractions supérieures à 2 μm , dans les limons en particulier. Il n'y a pratiquement aucune différence de répartition selon la forme NHCl. Ainsi, l'azote non hydrolysable Nnh, que l'on pourrait s'attendre à retrouver préférentiellement au sein des argiles (FRENEY et MILLER, 1970), présente une répartition identique aux formes Nhd et Nhd. Pour ces sols à argile 1:1, ceci pourrait s'expliquer par un faible effet protecteur des kaolinites sur cette forme d'azote (SORENSEN, 1972), aspect que nous discuterons à diverses reprises dans ce travail.

Cette localisation préférentielle des formes NHCl dans les fractions fines est bien évidemment liée à celle de N total des fractions, puisqu'il y a, pour chaque forme NHCl, une corrélation hautement significative avec l'azote total de la fraction.

3 - Conclusions à l'étude par hydrolyse acide des formes de l'azote organique

Les principaux enseignements obtenus au cours de cette étude sont les suivants :

- comme de nombreux auteurs, on retrouve, en première approximation, indépendamment des situations écologiques et agro-pédologiques, une relative constance des formes NHCl pour ces sols F : respectivement 54, 30 et 16 % pour Nhd, Nhd et Nnh ;
- pour les échantillons totaux le rapport Nhd/Nhd dépend des teneurs en azote total et en argile, donc de la texture, des échantillons. Vouloir utiliser ce rapport, ou un rapport équivalent, comme indicateur du "statut azoté du sol" (EGOMENIDES *et al.*, 1987) nécessite donc de prendre en considération, à la fois, la texture et les teneurs en N total des sols, ces deux facteurs étant d'ailleurs généralement liés ;
- la composition des fractions granulométriques en formes NHCl est proche de celle des échantillons totaux, mais avec des teneurs relatives en Nhd plus élevées dans les fractions fines que dans les fractions supérieures à 20 μm . Il en résulte un rapport Nhd/Nhd plus faible dans les fractions fines que dans les fractions grossières. Pour les horizons de surface, ce rapport est corrélé positivement au rapport C/N des fractions correspondantes.

Le rapport N_{hd}/N_{hd} de l'échantillon total sera donc fonction de la participation relative de chaque fraction granulométrique aux différentes formes NH_4Cl . En particulier, ceci explique :

- que pour les horizons de surface, le rapport N_{hd}/N_{hd} soit fortement dépendant de la texture (corrélation négative), puisque environ 80 % de l'azote sont localisés dans les fractions inférieures à 20 μm à rapport N_{hd}/N_{hd} faible ;
- la diminution du rapport N_{hd}/N_{hd} en profondeur, puisque d'une part les débris végétaux du sol (fraction > 20 ou 50 μm), à rapport N_{hd}/N_{hd} élevés, sont très faiblement représentés en profondeur et que, d'autre part, il existe, pour les situations d'Afrique de l'Ouest étudiées ici, un gradient d'argile avec la profondeur.

IV. - SYNTHÈSE SUR LA CARACTÉRISATION DE LA MATIÈRE ORGANIQUE DES SOLS

Une analyse historique nous a permis de constater comment, à partir des années 1960-1970, se met en place, et se généralise ensuite, une caractérisation différente de la MO des sols - celle par fractionnement granulométrique - même si des précurseurs, en particulier les chercheurs français, avaient bien ouvert la voie dans la première moitié de ce siècle.

A - ASPECTS MÉTHODOLOGIQUES

L'approche granulométrique, pour étudier la nature des MO associées aux différentes fractions minérales du sol, prend tout son intérêt lorsqu'il est possible, sans destruction de la matière organique, d'atteindre un état de dispersion du sol identique à (ou proche de) celui obtenu par l'analyse mécanique lors de la détermination des constituants minéraux : sables, limons et argiles. Il existe toutefois des contraintes méthodologiques, puisqu'il faut appliquer une énergie suffisante pour obtenir une dispersion optimale du sol sans toutefois altérer ou extraire les MO à étudier. Ceci nous a conduit à utiliser divers protocoles selon le type d'échantillon (fortement agrégé ou non, sableux ou non) ou selon les objectifs de l'étude, en particulier, selon les coupures granulométriques retenues (séparation ou non des fractions inférieures à 50 μm). Une méthode relativement douce, nommée "Méthode R/US", tout en étant très efficace, a été largement appliquée ici. Elle met en œuvre : (i) une dispersion préalable du sol par une résine cationique sous forme sodique (R), (ii) une dispersion supplémentaire des éléments fins par application d'ultrasons sur la suspension 0-50 μm . La non-application des ultrasons sur l'échantillon global permet d'éviter une trop forte altération des débris végétaux et le transfert artificiel, au cours du fractionnement, de MO des fractions supérieures à 50 μm vers les fractions inférieures à 20 μm . Dans cette optique, cette méthode se distingue très nettement des méthodes habituellement citées dans la littérature avec application d'ultrasons sur l'échantillon total.

B - CARACTÉRISTIQUES DES FRACTIONS

Une étude morphologique associant observations optiques et électroniques conduit à regrouper les différentes fractions granulométriques en trois fractions principales représentatives de MO de nature différente :

- Les fractions supérieures à 20 μm (ou 50 μm)
- Les fractions 2-20 μm (ou 2-50 μm)
- Les fractions 0-2 μm

Sur un plan analytique, les fractions ont été caractérisées par leurs rapports carbone/azote (C/N), matières cellulosiques/lignine (MCL), fibre/contenu cellulaire (NDF/CC), acide fulvique/acide humique (AF/AH), xylose/mannose (XYL/MAN), azote hydrolysable non distillable/azote hydrolysable distillable (Nhnd/Nhd), ainsi que par leurs teneurs en matières humiques extractibles (MHT) et en carbone acido-soluble (Ch),

Les MO associées aux fractions supérieures à 20 μm sont constituées essentiellement de débris végétaux à divers stades de décomposition. Les MO y sont caractérisées (Tableau III.12) par des rapports C/N, AF/AH et XYL/MAN relativement élevés. Il existe toutefois, au sein de cette fraction granulométrique (20-2000 μm) un gradient plus ou moins régulier des caractéristiques quand on passe des fractions grossières aux fractions les plus fines : diminution des rapports C/N, MCL, AF/AH, augmentation du rapport NDFo/CCo et des teneurs en MHT %. Toutes ces variations sont indicatrices, en accord avec les observations morphologiques, d'un état de décomposition et d'humification croissant des débris végétaux grossiers ou très grossiers (> 200 μm) vers les débris végétaux fins ou très fins (< 200 μm). Par contre, les teneurs en carbone acido-soluble (Ch) et les formes de l'azote, le rapport Nhnd/Nhd en particulier, sont relativement constantes.

Les MO associées aux limons fins (2-20 μm) sont souvent constituées d'un mélange de débris végétaux, fongiques, et de microagrégats organo-minéraux, la proportion relative entre débris figurés et microagrégats étant fonction du type de fractionnement utilisé et de la stabilité structurale des échantillons. Cette fraction est appelée "complexe organo-limoneux". Les rapports C/N, XYL/MAN, Nhnd/Nhd de cette fraction sont intermédiaires entre ceux des fractions supérieures à 20 μm et ceux des fractions 0-2 μm Toutefois, lorsque la dispersion des éléments fins est bonne (méthode R/US), les rapports C/N et XYL/MAN de cette fraction sont systématiquement plus élevés que ceux de la fraction 0-2 μm , confirmant, alors, la dominance de matières organiques à caractère "figuré".

Tableau III.12.- Récapitulatif des principales caractéristiques chimiques des fractions granulométriques.

Fraction (µm)	C/N	MCL	NDFe/CCo	A/F/AH	MHT en % de		Hydrolyse H ₂ SO ₄		Nhnd/Nhd		
					C fraction	MHT total	C soluble (% C total)	XYL/MAN			
Tout					séries 2 et 3(*)		F1-Mi/Te	F16-Ca	Tout	F16-Ca	Tout
> 2000	32	2,4	2,7	2,7	29	2	28	37	4,7	5,9	2
200-2000	15	1,1	2,5	1,4	37	8	32	39	0,8	2,1	1,9
50-200	11	0,8	> 10	1	45	13	33	62	1,8	1,1	1,9
20-50	11							59			
20-2000	13			1,1(**)	43(**)	22(**)	32	40	3	5,9	1
2-20	11			0,9(***)	48(**)	78(**)	39	59	0,8	2,1	1,7
0-2	8,6						62	93	0,5	1,1	1,6
EC (0-2)	7,1						88		0,03	0,5	

(*) Série 1 = sol sableux ; série 2 et 3 : sols sablo-argileux à argileux. Pour série 2 et 3, valeur moyenne la plus élevée.

(**) Ici, les fractions 20-2000 et < 20 µm sont les fractions 50-2000 et 0-50 µm.

Les MO associées aux argiles (0-2 µm) sont aussi constituées d'un mélange de différentes formes de MO : débris encore figurés, souvent peu ou pas reconnaissables, d'origine végétale, fongique ou microbienne et "MO-amorphe" imprégnant toute la matrice argileuse et reconnaissable en microscopie électronique par le marquage de ses constituants polysaccharidiques :

- les débris figurés, quand ils sont présents et reconnaissables (situations non cultivées), se répartissent entre les argiles fines et grossières de la manière suivante : quelques débris végétaux, fongiques et microbiens dans les argiles grossières, presque exclusivement débris microbiens dans les argiles fines ;

- les "MO-amorphes" dominant (volume ou surface) toutefois largement les MO figurées, dans les situations cultivées en particulier. On les retrouve aussi bien dans les argiles fines (0-0,2 µm) que grossières (0,2-2,0 µm). Elles sont, en partie, extractibles à l'eau chaude (fraction EC) et les rapports C/N et XYL/MAN des extraits EC sont proches (Tableau III.12.) de ceux des fractions argileuses correspondantes. Cette "MO-amorphe" peut être originale de deux sources : soit des exsudats et mucigels racinaires peu transformés par l'activité microbienne et directement adsorbés sur les colloïdes minéraux, soit des métabolites microbiens. La comparaison des rapports C/N et XYL/MAN, et de la composition en sucres d'exsudats racinaires de canne à sucre et de la fraction EC conduit à proposer préférentiellement une origine microbienne à la fraction EC.

De manière globale, la fraction 0-2 µm, présente (Tableau III.12.) des rapports C/N, AF/AH, XYL/MAN et Nhd/Nhd plus faibles que ceux des fractions 2-20 µm, et des teneurs en MHT et en carbone acido-soluble plus élevées.

Toutes ces caractéristiques morphologiques et chimiques des différentes fractions granulométriques sont indicatrices de deux voies d'humification :

- une "voie résiduelle" correspondant, sous l'effet des activités fauniques et microbiennes, à une fragmentation des débris végétaux et à une minéralisation ou solubilisation préférentielle du carbone des matières cellulosiques et du contenu cellulaire. Les structures pariétales sont toutefois encore plus ou moins reconnaissables. Les MO associées aux fractions supérieures à 20 µm, voire supérieures à 2 µm, sont le résultat de cette voie d'humification. Leurs rapports C/N et XYL/MAN sont élevés ;

- la "voie de la néogenèse", correspondant au stockage, au sein des argiles, des produits "pseudo-solubles" et "amorphes" résultant de l'activité microbienne. Ces MO ont des rapports C/N et XYL/MAN faibles.

Dans tous les cas, le rapport C/N est un remarquable indicateur du degré de transformation des débris végétaux (voie résiduelle) ou de la nature des substances de néogenèse. Il est significativement lié à d'autres indicateurs tels que les rapports MCL, XYL/MAN et Nhd/Nhd.

Enfin, les quelques comparaisons faites entre milieux tempérés et tropicaux au cours de cette étude montrent que, *pour les sols à minéraux argileux cristallisés, bien drainés et à bonne activité biologique*, les caractéristiques des différentes fractions, étudiées ici, ne diffèrent pas nettement entre ces deux pôles climatiques.

C - PARTICIPATION DES DIFFÉRENTES FRACTIONS A LA MATIÈRE ORGANIQUE TOTALE. EFFET DES FACTEURS ÉCOLOGIQUES ET AGRONOMIQUES

Les participations relatives (en % C total) des fractions au carbone total du sol sont essentiellement dépendantes de la texture. Pour les échantillons sableux à sablo-argileux d'Afrique de l'Ouest, les fractions 20-2000 µm et 0-2 µm représentent respectivement 30 et 36 % du carbone total, alors que pour les échantillons argileux des Antilles et du Brésil, ces mêmes fractions représentent 17 et 58 % du carbone total.

Si les effets de la mise en culture s'expriment sur les teneurs absolues en carbone (mg C/g sol) de toutes les fractions (aspect détaillé dans le chapitre suivant), les variations relatives (en % C total) sont par contre relativement faibles.

D - DE LA RÉALITÉ DES "FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES" AU CONCEPT DE "COMPARTIMENTS ORGANIQUES"

La notion de "fraction" est totalement dépendante d'un protocole arbitraire de fractionnement. Le plus grand désir d'un "fractionneur" est de pouvoir démontrer que soit l'ensemble soit l'une ou l'autre des fractions obtenues sont représentatifs des "compartiments naturels" ou "conceptuels" que l'on invoque souvent pour expliquer un certain nombre de processus globaux observés, comme par exemple la biomasse microbienne, le complexe "argilo-humique" ou encore les compartiments théoriques définis par leur temps de renouvellement (PARTON *et al.*, 1987). A ce stade de l'étude, pouvons-nous d'ores et déjà passer de la réalité arbitraire de "fractions granulométriques" à la notion conceptuelle de "compartiments organiques" du sol ? Dans l'affirmative, à quelle fraction correspond tel compartiment ?

Il est clair qu'il existe un gradient relativement régulier pour l'ensemble des caractéristiques étudiées quand on compare les fractions d'une taille donnée aux fractions de la taille immédiatement supérieure ou inférieure. Ceci trait donc à l'encontre d'une identification

aisée de compartiments à partir de ces fractions. Toutefois, des regroupements, basés sur la taille et la morphologie, nous font apparaître effectivement au moins deux compartiments distincts :

- *un compartiment "organique figuré végétal"* (fractions supérieures à 20 μm) que nous nommerons aussi, par simplification, "*débris végétaux*"
- *un compartiment "organo-minéral colloïdal"* (fractions inférieures à 2 μm) que nous nommerons aussi, par simplification, "*organo-argileux*".

Toutes les caractéristiques étudiées jusqu'ici les distinguent :

- **leur morphologie**, elle-même dépendante de leur **origine**, avec, d'un côté, des débris végétaux non liés aux particules minérales, de l'autre, des MO amorphes d'origine partiellement microbienne, et plus fortement associées à la matrice argileuse ;
- **leurs caractéristiques chimiques**, avec des rapports C/N souvent supérieurs à 15 pour le premier et inférieurs ou égaux à 10 pour le second, des rapports XYL/MAN souvent supérieurs à 5 pour le premier et inférieurs à 1 pour le second, et, bien que moins nettement, des taux d'humification (MHT %), des teneurs en carbone acido-soluble, et des rapports Nhd/Nhd sensiblement différents.

Par contre, sur la base des caractéristiques étudiées, il est difficile de pouvoir associer la *fraction 2-20 μm* à un compartiment bien typé. Ceci tient au fait que cette fraction granulométrique est souvent constituée de micro-agrégats très stables formés de matières organiques de nature et d'origine très variées (débris figurés végétaux et fongiques et MO amorphe), intégrées dans des associations organo-limono-argileuses. C'est cette micro-agrégation stable qui pourrait, en fait, être retenu comme le caractère original de cette fraction

En conclusion, nous disposons d'un outil simple (fractionnement granulométrique) et peu altérant ou destructif (fractionnement dans l'eau) pour séparer au moins deux formes de MO très différentes : un compartiment "*figuré végétal*", représenté par les MO associées aux fractions supérieures à 20 μm , un compartiment "*organo-minéral colloïdal*" représenté essentiellement par les MO associées aux fractions inférieures à 2 μm . La troisième fraction, correspondant aux limons fins (2-20 μm), ne présente pas, en terme de composition organique, des caractéristiques aussi spécifiques que les deux précédentes, car elle est constituée d'un mélange de formes très différentes de MO associées au sein de micro-agrégats très stables.

Afin de préciser cette notion de compartiment pour ces différentes fractions granulométriques, nous allons étudier, dans le chapitre suivant, la dynamique des MO qui y sont associées, et, en particulier, leur dynamique sous culture.

CHAPITRE IV

DYNAMIQUE DES MATIÈRES ORGANIQUES

DYNAMIQUE DES MATIÈRES ORGANIQUES ¹

Dans le chapitre III, nous avons vu l'intérêt d'une approche granulométrique pour séparer des matières organiques très différentes quant à leur origine, leur morphologie et leur composition. Pour pouvoir apprécier le rôle de ces différentes formes de MO dans quelques processus biogéochimiques majeurs (cycles de l'azote, du phosphore, des bases, en particulier), il nous faut préciser maintenant la dynamique de ces MO à travers la dynamique du carbone. Deux échelles de temps sont considérées : la dynamique aux échelles pluriannuelles qui sera abordée dans ce chapitre, la dynamique aux échelles saisonnières qui sera évoquée au chapitre V en même temps que l'étude de la minéralisation de l'azote.

La dynamique pluriannuelle sera présentée à travers deux approches méthodologiques, selon que l'on utilise, ou non, un outil isotopique :

1 - étude de la dynamique pluriannuelle du carbone sans l'aide de traceurs. On étudie, pour une situation donnée, des parcelles fortement différenciées par leur stock de carbone à la suite de modes de gestion très contrastés. Ceci conduit à identifier les fractions susceptibles de jouer un rôle majeur dans les modifications des propriétés édaphiques ou les relations sol-plante aux échelles pluriannuelles quand un milieu est soumis à des changements importants de son mode de gestion. Toutefois, avec cette approche non isotopique, on n'appréhende que des "*dynamiques pluriannuelles apparentes*" des matières organiques. En effet, l'absence de variation du stock de MO d'une fraction donnée signifie simplement que les entrées de MO sont égales aux pertes, que cette MO soit très stable et peu renouvelée, ou, au contraire, très labile et fortement renouvelée. Seule l'utilisation d'un traceur du carbone permet de préciser ces différences :

¹ C'est grâce aux collaborations déjà anciennes avec mes collègues et amis J. BALESDENT (INRA) et C.C. CERRI (CENA) que la partie étude isotopique du carbone existe dans ce travail. C'est grâce au Laboratoire de Géochimie isotopique (Université Paris-6) dirigé par le Pr A. MARIOTTI que de nombreux résultats concernant le carbone-13 ont été publiés récemment et commencent à permettre les comparaisons entre différents milieux.

2 - étude de la dynamique pluriannuelle du carbone à l'aide du traceur en abondance naturelle ^{13}C . On tentera de préciser les "*dynamiques réelles*" du carbone des différentes fractions, grâce à l'utilisation de l'isotope ^{13}C en abondance naturelle à partir de situations adaptées à cette approche.

I. - LES VARIATIONS PLURIANNUELLES DES CONTENUS EN CARBONE DES DIFFÉRENTES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES SELON LE MODE DE GESTION DES TERRES : UNE APPROCHE DE LA DYNAMIQUE APPARENTE DES MO

On distinguera les situations suivantes :

- celles où l'on assiste à une diminution des stocks organiques : c'est le cas des cultures plus ou moins continues après défrichement d'une végétation naturelle ou d'une jachère ancienne;
- celles où l'on tente de "régénérer" des sols "dégradés" en favorisant le stockage de MO soit par :
 - des successions culture-jachère,
 - des successions culture-prairie de longue durée ,
 - des apports d'amendements organiques (composts, fumiers, etc.)

Les stocks organiques des horizons de surface étant fortement dépendants de la texture du sol (cf. Figure II.1), nous avons distingué, au sein de chaque grand type de situation agro-pédologique évoquée ci-dessus, des sols nettement différenciés par leur teneur en argile.

Tous les échantillons sont fractionnés par la méthode R/US. On a regroupé par calcul les différentes fractions en trois fractions principales : 20-2000, 2-20 et 0-2 μm . Les résultats détaillés ont déjà été présentés en annexe III.3. On appellera ici "contenu en carbone" les teneurs en carbone des fractions exprimées en mg C/ g sol. Les valeurs détaillées des contenus en carbone des trois fractions principales pour les situations étudiées dans ce chapitre sont rapportées dans les tableaux-annexes IV.1.A. et IV.1.B., et les résultats sont schématisés sur les figures IV.1. à IV.6.

A - SUCCESSION "DÉFRICHEMENT-MISE EN CULTURE"

1 - Etude de cas

Selon la teneur en argile des horizons 0-10 cm, on distingue les situations suivantes :

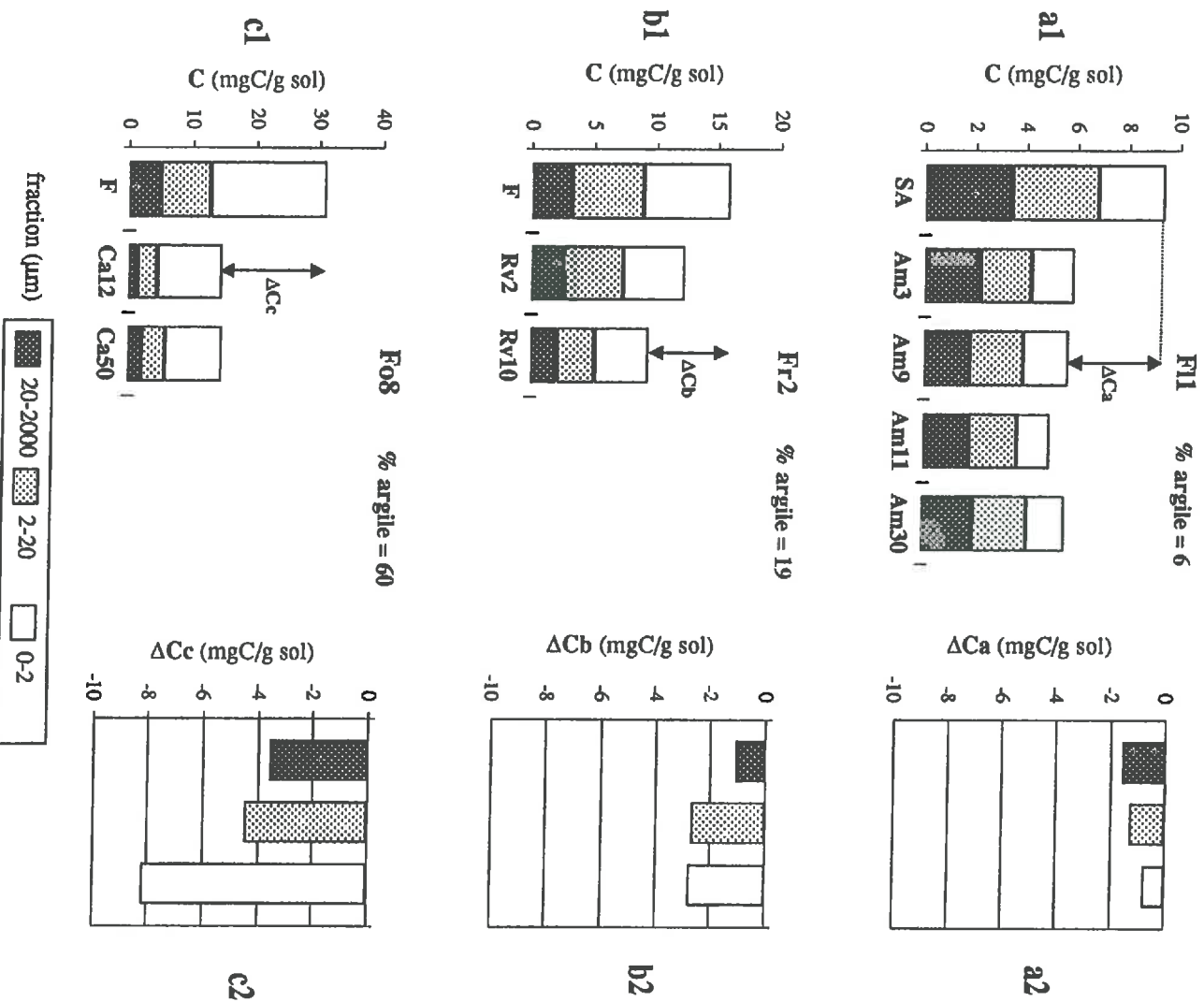


Fig IV.1 - Contenus en carbone (C) des différentes fractions de sols pour diverses situations de séquences "défrichement - culture", et diminutions (ΔC) après environ 10 années de culture. Résultats en mgC/g sol.

- F11 (A% = 6) Sénégal : parcelle savane arborée (SA) défrichée puis mise en culture (rotation arachide-mil) depuis 3, 9, 11 et 30 ans (Am3, Am9, Am11, Am30) ;
- F12(A% = 19) Côte d'Ivoire : parcelle forêt (F) défrichée puis mise en culture (rotations vivrières) depuis 2 et 10 ans (Rv2, Rv10) ;
- F08 (A% = 60) Brésil : parcelle forêt (F), défrichée puis mise en culture de canne à sucre depuis 12 et 50 ans (Ca12, Ca50).

Les contenus en carbone des fractions sont schématisés sur la figure IV.1. Sur celle-ci, on distingue, à gauche (Figure IV.1.a1., b1., c1.) les contenus en C de chaque fraction et de leur somme et, à droite, (Figure IV.1.a2., b2., c2.), les diminutions ΔC (en mg C/g sol) qui apparaissent pour chaque fraction, entre la situation initiale (savane SA ou forêt F) et une situation cultivée depuis 10 ans environ : Am9, Rv10, Ca12.

Les diminutions des contenus en C total (ΔC a, b, c) avec la mise en culture (Figure IV.1.a1., b1., c1.) sont d'autant plus importantes que le sol est plus argileux. On retrouve, bien évidemment, les variations globales déjà commentées au chapitre II. On notera aussi que l'équilibre est atteint en 3 ans dans les sols sableux (Figure IV.1.a1.) alors qu'il ne l'est qu'entre 2 et 10 ans dans le sol sablo-argileux (Figure IV.1.b1.).

Concernant les variations des différentes fractions (Figure. IV.1.a2., b2., c2.), on note que :

- pour les sols sableux (Figure. IV.1.a2.), la diminution des stocks de carbone est due principalement à celle des débris végétaux (20-2000 μm), et secondairement à la fraction 2-20 μm . Les variations pour la fraction 0-2 μm sont faibles ;
- pour le sol sablo-argileux (Figure. IV.1.b2.), la diminution est due essentiellement aux fractions 2-20 μm et 0-2 μm ;
- pour le sol argileux (Figure. IV.1.c2.), la diminution est due prioritairement à la fraction 0-2 μm , puis secondairement à la fraction 2-20 μm et aux débris végétaux du sol (20-2000 μm).

En d'autres termes, les diminutions des stocks organiques, après défrichement et mise en culture, sont essentiellement dues aux fractions supérieures à 2 μm (20-2000 μm et 2-20 μm) dans les sols sableux, mais dépendent beaucoup plus de la fraction 0-2 μm dans les sols sablo-argileux à argileux.

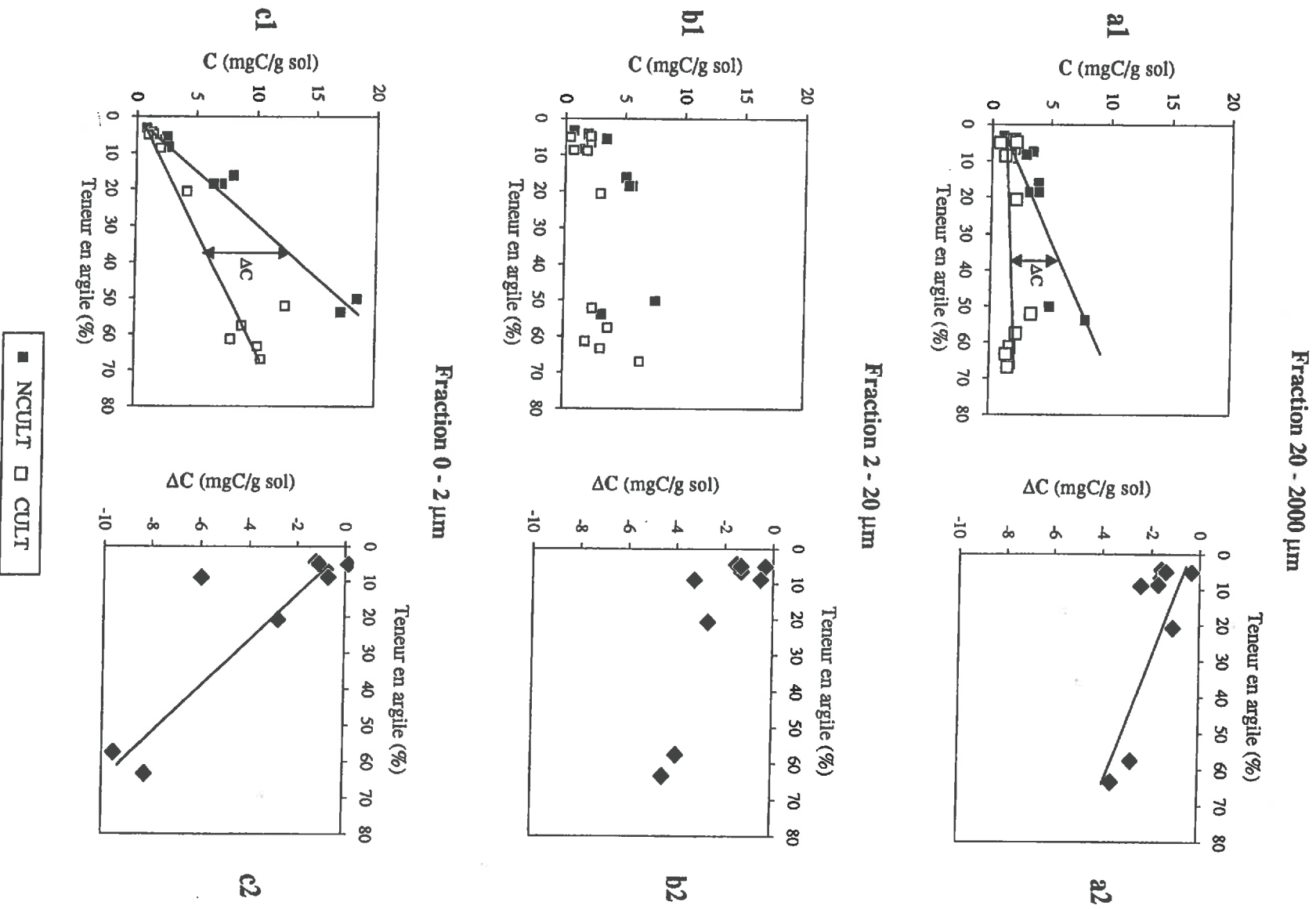


Fig IV.2 - Contenus en carbone C (a1, b1,c1) des fractions granulométriques sous forêt, savane ou jachère ancienne (NCULT) et sous culture de longue durée (CULT) et diminution ΔC (a2, b2, c2) après défichement en culture.

2 - Toutes situations confondues

Toutes situations "défrichement - culture" confondues, nous avons représenté pour chaque fraction : (i) sur les figures IV.2.a1., b1. et c1., les contenus en carbone (mgC/g sol) en fonction de la teneur en argile du sol, (ii) sur les figures IV.2.a2., b2. et c2., les diminutions ΔC observées avec la mise en culture. Les résultats de tests statistiques sont dans le tableau-annexe IV.2.

• *Fraction 20-2000 μm .* Le contenu en C des sols non cultivés (série NCULT) montre une tendance à une augmentation avec la teneur en argile du sol, tandis que pour les sols cultivés (série CULT) les valeurs sont indépendantes de la texture du sol et égales à environ 2 mg C/g sol. Il en résulte une corrélation hautement significative² (risque 1 %) entre ΔC et A% ($r = 0,81$). ΔC moyen varie de 0,5 à 6,5 mg C/g sol. Diverses hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer les valeurs élevées des contenus en carbone des fractions "débris végétaux" dans le cas des sols argileux non cultivés :

1°) la productivité végétale et donc les restitutions organiques au sol sont plus élevées dans les sols argileux que dans les sols sableux ou sablo-argileux, d'autant que, pour les situations étudiées, la pluviométrie est plus élevée pour les premières situations que pour les secondes. Qui plus est, pour une pluviométrie identique (cas de la toposéquence Fr2-FI2 de Côte d'Ivoire), ce sont plutôt des forêts claires ou des savanes arborées qui se développent sur les sols sablo-argileux à argilo-sableux (situation Fr2) et des savanes herbacées sur des sols sableux (situation FI2). L'effet texture se combine donc à un éventuel effet pluviométrie pour favoriser des restitutions organiques élevées au sol ;

2°) la stabilité structurale des sols est d'autant plus élevée que ceux-ci sont argileux et riches en MO. Dans ces conditions, il peut exister un effet protecteur des macroagrégats vis-à-vis de la décomposition des débris végétaux. Un tel effet a été signalé par MARTIN (1992) et LAVELLE et MARTIN (1992) dans le cas d'agrégats fauniques (vers de terre) dans des sols ferrugineux de Côte d'Ivoire.

Dans les conditions de cette étude, il est difficile, pour les situations non cultivées, de privilégier l'une ou l'autre de ces hypothèses. Par contre, la constance des contenus en carbone des fractions 20-2000 μm dans les sols cultivés, indépendamment de leur texture et de leur teneur en MO, montre bien que la teneur en argile n'a que peu d'effet sur le stockage de cette fraction quand les sols présentent des stabilités structurales moyennes à faibles.

² Compte tenu de l'absence d'échantillons à teneurs en argile comprises entre 20 et 50 %, les distributions étudiées ne sont pas normales. Nous avons tout de même appliqué les tests de régression pour faciliter la discussion des résultats.

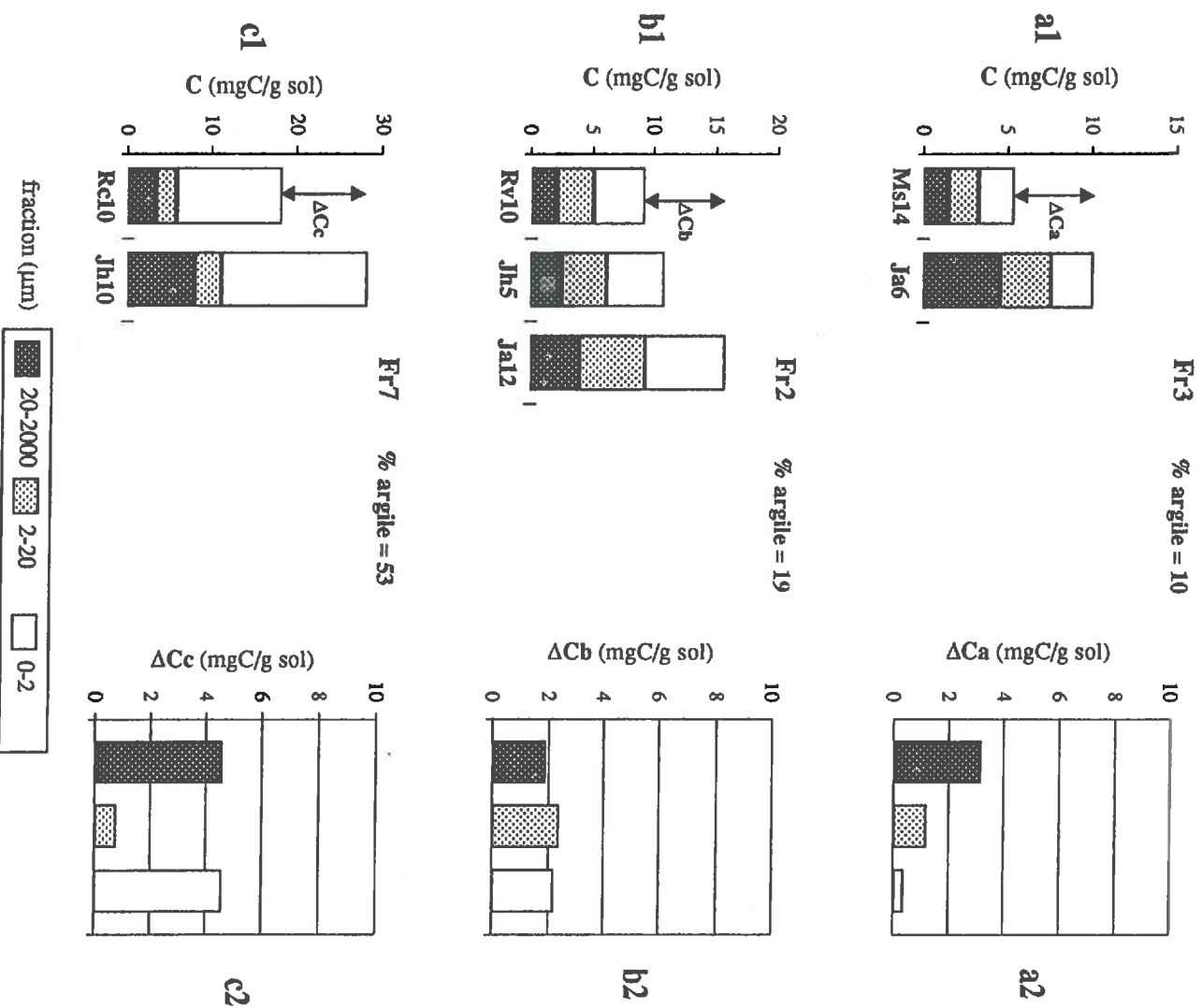


Fig IV-3 - Contenus en carbone (C) des différentes fractions de sols pour diverses situations de séquences "culture-jachère", et variations (ΔC) après environ 10 années de jachère. Résultats en mgC/g sol.

• Fraction 2-20 μm . Les contenus en C des échantillons NCULT et CULT ne sont que faiblement liés à A% et la liaison entre ΔC et A% est seulement significative (risque < 5 %). ΔC moyen varie de 0 à 5 mg C/g sol.

• Fraction 0-2 μm . Les contenus en C des échantillons NCULT et CULT sont fortement corrélés à A% avec des coefficients de corrélation r respectivement égaux à 0,98 et 0,90 (risque < 1 %). Il en est de même pour ΔC avec r égal à 0,85. ΔC moyen varie de 0 à 13 mg C/g sol. En 10 années de culture après défrichement, ce sont environ 30 (sol sableux F11) à 45 % (sol argileux Fo8) du contenu initial en carbone de la fraction 0 - 2 μm qui ont été apparemment minéralisés, et qui ne sont donc que faiblement protégés par les minéraux argileux du sol.

B - SUCCESSION "CULTURE CONTINUE-MISE EN JACHÈRE"

On considère les situations suivantes (horizons 0-10 cm) :

- Fr3 (A% = 10) Togo : parcelle en maïs continu depuis 14 ans (Ms14) comparée à une parcelle sous jachère de 6 ans (Ja6) après culture continue ;
- Fr2 (A% = 19) Côte d'Ivoire : parcelle en culture vivrière depuis 10 ans (Rv10) comparée à des parcelles sous jachère de 5 et 12 ans (Jh5 et Ja12) après culture continue ;
- Fr7 (A% = 53) Sainte-Lucie : parcelle en culture vivrière et maraichère depuis 10 ans (Rc10) comparée à une parcelle sous jachère herbacée pâturée de 10 ans (Jh10).

Les augmentations des teneurs en carbone total (ΔC a, b, c) avec la mise en jachère sont d'autant plus importantes que le sol est plus argileux (Figure IV.3.a1., b1., c1.).

Concernant les différentes fractions (Figure IV.3.a2., b2., c2.), on constate que :

- pour les sols sableux (Figure IV.3.a2.), l'augmentation est due essentiellement aux débris végétaux du sol (fraction 20-2000 μm) et secondairement, à la fraction 2-20 μm , mais très peu à la fraction 0-2 μm ;
- pour le sol sablo-argileux (Figure IV.3.b2.), l'augmentation concerne l'ensemble des fractions ;
- pour le sol argileux, l'augmentation est due prioritairement à la fraction 0-2 μm et secondairement aux débris végétaux (20-2000 μm), la fraction 2-20 μm enregistrant peu de variations.

En d'autres termes, les augmentations des stocks organiques après jachères de durées supérieures à 5 ans sont essentiellement dues aux débris végétaux du sol (fraction 20-2000 μm) dans les sols sableux, mais dépendent beaucoup plus de la fraction 0-2 μm dans les sols sablo-

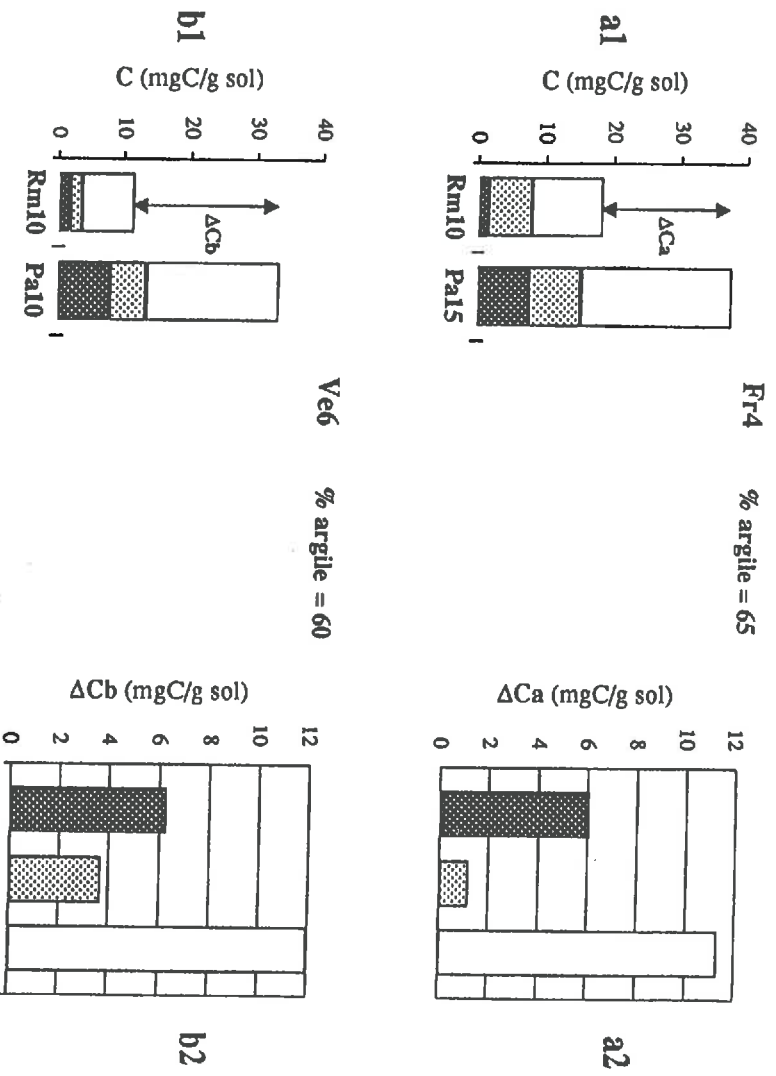


Fig IV.4 - Contenus en carbone (C) des différentes fractions de sols pour diverses situations de séquences "culture-prairie", et variations (ΔC) après environ 10 années de prairie. Résultats en mgC/g sol.

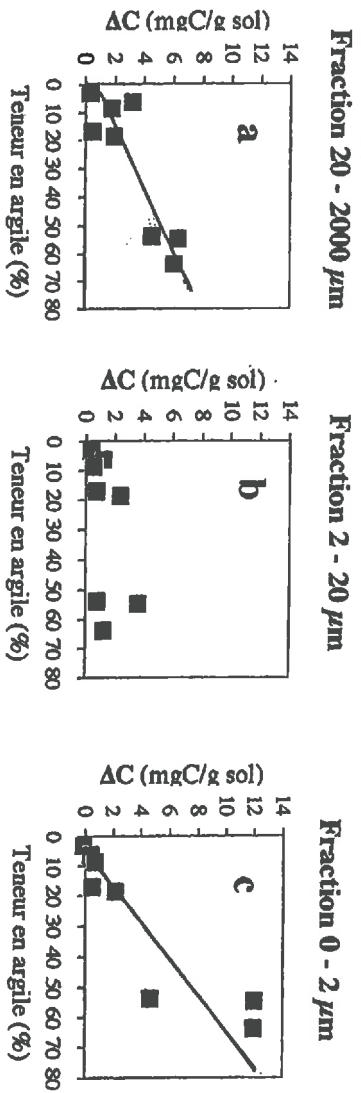


Fig IV.5 - Augmentation (AC) des contenus en carbone des différentes fractions granulométriques par mise en jachère ou prairie après des cultures de longue durée.

argileux et surtout argileux. Dans la dynamique des fractions on retrouve là, mais avec des variations positives, le comportement déjà observé pour la succession "défrichement culture".

C - SUCCESSION "CULTURE CONTINUE-MISE EN PRAIRIE"

On considère ici deux situations (horizons 0-10 cm) sur sol argileux, un sol ferrallitique d'une part (Fr4) et un vertisol (Ve6) d'autre part :

- Fr4 (A% = 65) Guadeloupe : parcelle en culture maraîchère depuis 10 ans (Rm10) comparée à une parcelle sous prairie à *Digitaria decumbens* depuis 15 ans (Pa15) ;
- Ve6 (A% = 60) Martinique : parcelle en culture maraîchère depuis 10 ans (Rm10) comparée à une parcelle sous prairie à *Digitaria decumbens* depuis 10 ans (Pa10).

Les résultats sont schématisés sur les figures IV.4.a et b. On constate, comme pour la séquence culture-jachère sur sol argileux, mais de manière plus accentuée, que les augmentations des teneurs en C total (ΔC a et b) avec les mises en prairie sont dues prioritairement aux fractions 0-2 μm et secondairement, aux débris végétaux du sol (20-2000 μm).

Malgré leur minéralogie très différente, on note peu de différence de comportement de ces deux sols argileux vis-à-vis des variations des contenus en C des différentes fractions granulométriques.

Toutes situations confondues, on retrouve aussi (Figure IV.5. et Annexe IV.2.) des relations hautement significatives entre ΔC des fractions 20-2000 et 0-2 μm et la teneur en argile du sol.

D - EFFET DES AMENDEMENTS ORGANIQUES

L'étude a porté uniquement sur les sols sableux de la situation Ft1 (horizons 0-20 cm) :

- Ft1 (A% = 4) Sénégal : parcelles cultivées en mil depuis 4 ans et recevant (Ml-co) ou non (Ml-te) des enfouissements de compost (10 t MS/ha/an). A titre de comparaison, on présente, pour le même sol, les teneurs en carbone sous jachère herbacée pâturée de 20 ans (Jh20).

L'augmentation des teneurs en C total (ΔC) observée après 4 années d'apports annuels de compost (Figure IV.6.a1.) est due presque exclusivement aux débris végétaux (20-2000 μm)

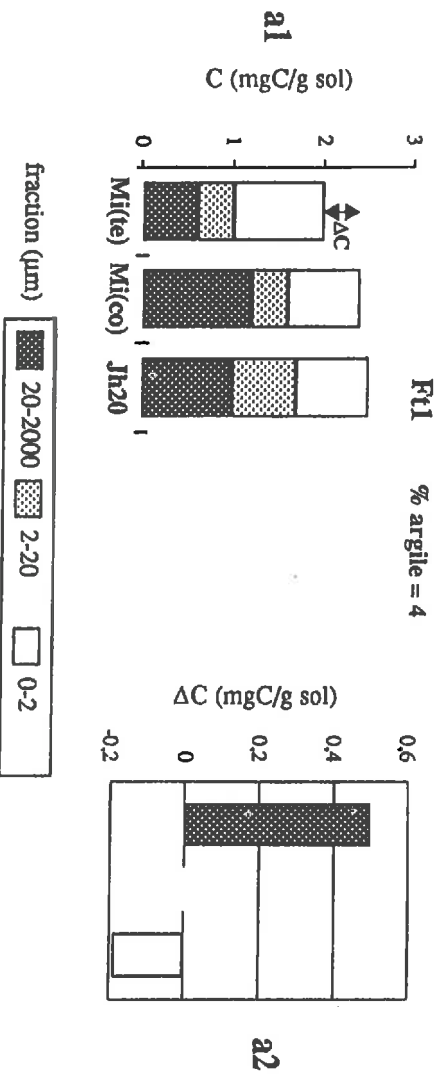


Fig IV.6 - Comparaison des effets d'une jachère (Jh 20) et d'apports de compost pendant 4 ans (Mi-co) sur les contenus en carbone (C et ΔC) d'un sol ferrugineux sableux cultivé en mil (Mi-te). Résultats en mgC/g sol.

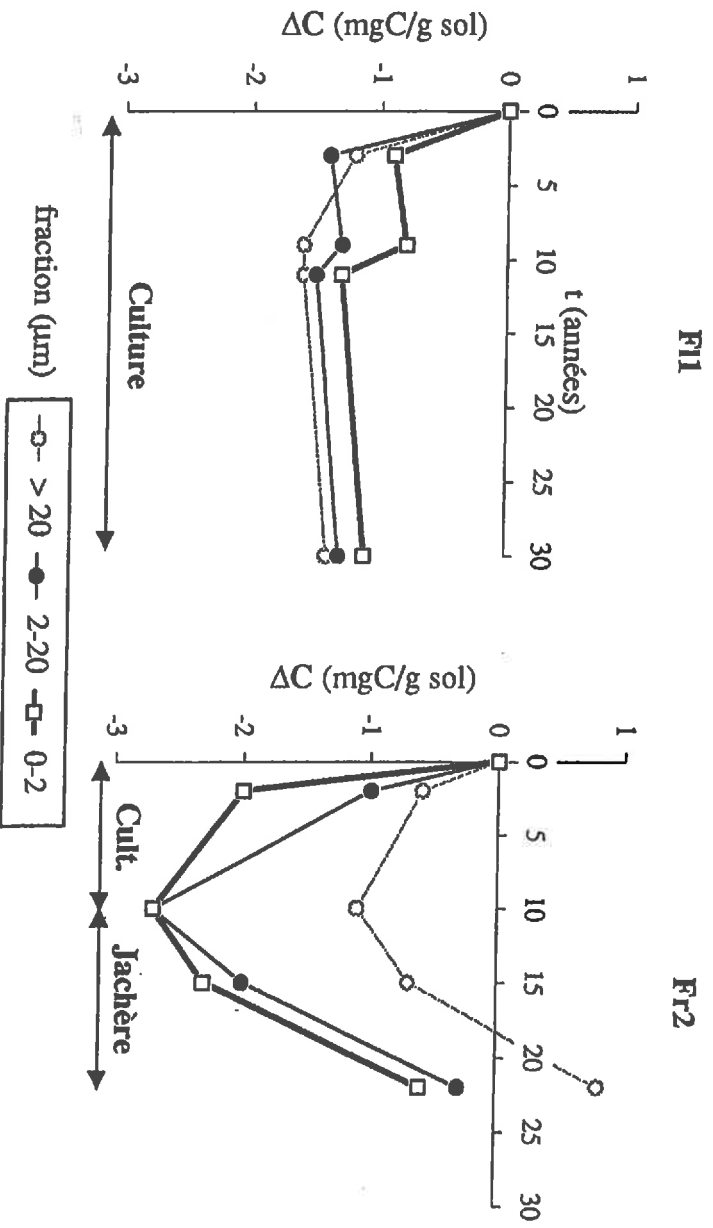


Fig IV.7 - Variation de ΔC (mgC/g sol) pour les fractions granulométriques des situations Fr1 et Fr2 au cours de successions "défrichement - culture" (Fr1) et "défrichement - culture - jachère" (Fr2).

(Figure.IV.6.a2.)³. Le stock organique de la parcelle-compost est à peu près identique à celui sous une jachère pâturée de 20 ans (Tableau-Annexe IV.1.B.).

Le sol de la parcelle témoin (Mi-te) a été utilisé pour une étude de décomposition pendant 4 mois d'un compost de paille de maïs marqué au carbone-14 (FELLER *et al.*, 1983a). En fin d'expérimentation, on a constaté que 80 % environ du carbone du compost avaient été minéralisés et que les 20 % restants étaient localisés dans les fractions supérieures à 50 µm. Le renouvellement du carbone des fractions inférieures à 50 µm par le carbone du compost est donc extrêmement faible au cours d'une saison de culture. S'il y a renouvellement du carbone de ces fractions, il est à attribuer essentiellement à la rhizodéposition.

La décomposition d'un compost⁴ de bagasse de canne à sucre (10 t MS/ha/an) a été étudiée par BROSSARD *et al.* (1985) pour les sols argileux des situations Fr4 et Ve6. Ces auteurs ont montré que les seules variations intra- et inter-annuelles mesurables des contenus en C des différentes fractions concernaient uniquement les fractions supérieures à 50 µm.

De ces quelques données sur l'effet des amendements végétaux (pailles, composts) sur le stock organique, nous retiendrons que les augmentations en carbone ne sont observables, pour les doses mises en jeu, que pour les sols à texture grossière, et qu'elles sont dues pour l'essentiel aux fractions supérieures à 20 ou 50 µm ("débris végétaux").

E - VITESSES DE DISPARITION ET DE RECONSTITUTION DU CONTENU EN CARBONE DES DIFFÉRENTES FRACTIONS

Pour les situations F11 et Fr2 nous disposons de parcelles correspondant à des durées variables de culture continue après défrichage et de jachère après culture. Bien que le nombre de parcelles soit insuffisant pour déterminer des constantes de disparition ou de reconstitution du carbone dans chacune des fractions étudiées, les tendances suivantes peuvent être signalées :

- disparition. Pour le sol sableux F11 (Figure IV.7.a.), la disparition est très rapide (3 ans) pour toutes les fractions. Le taux de disparition est d'autant plus faible que les fractions sont plus fines : après 10 années de culture, il est respectivement égal à 47, 38 et 31 % pour les fractions 20-2000, 2-20 et 0-2 µm. Pour le sol Fr2, plus argileux, la vitesse de disparition reste élevée pour la fraction 20-2000 µm, mais elle est plus lente pour les fractions fines 2-20 et 0-2 µm.

³ Des résultats à peu près identiques, mais avec des variations plus faibles, ont été obtenus avec des enfouissements de paille de maïs (FELLER *et al.*, 1987).

⁴ Etude avec un compost non marqué au ¹⁴C

• **reconstitution.** Les pertes en carbone occasionnées par 10 années de culture sont reconstituées par une jachère spontanée en 8 années environ pour la fraction 20-2000 μm , mais en 15 années seulement pour les fractions fines 2-20 et 0-2 μm .

Tous ces résultats vont bien dans le sens général d'une dynamique plus rapide des fractions "débris végétaux" par rapport au complexe organo-limoneux et à la fraction organo-argileuse, en particulier pour les dynamiques de reconstitution des stocks de carbone.

II. - UTILISATION DE L'ISOTOPE EN ABONDANCE NATURELLE ^{13}C POUR L'ÉTUDE DU RENOUVELLEMENT PLURIANNUEL DU CARBONE DES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES.

La dynamique réelle des MO ne peut être étudiée qu'à l'aide de méthodes isotopiques, soit par marquages artificiels (^{13}C , ^{14}C , ^{15}N), soit par marquages "naturels" (^{13}C et datations ^{14}C). En ce qui concerne la dynamique du carbone, les expérimentations mettant en oeuvre des enfouissements de matériel végétal enrichi en ^{14}C , impliquent nécessairement des conditions d'expérimentation plus ou moins éloignées des conditions de terrain réelles d'évolution des MO *in situ*. Par ailleurs, dans ce type de recherche, on privilégie l'étude de la dynamique d'un seul compartiment d'entrée du carbone dans le sol, "carbone-paille" par exemple⁵. Dans les approches mettant en oeuvre l'isotope stable ^{13}C en abondance naturelle, on a accès, comme nous le verrons, à la dynamique du carbone du sol total, ou de ses fractions, dans les conditions réelles de la parcelle et avec intégration des effets des différents facteurs écologiques ou agronomiques. C'est donc cette approche qui sera développée ici. Nous l'avons nous-même appliquée à la situation Fo8 (CERRI *et al.*, 1985 ; FELLER *et al.*, 1991d), mais nous ferons largement appel aux quelques rares travaux de la littérature concernant des situations tropicales pour préciser la dynamique du carbone associé aux différentes fractions granulométriques.

Nous rappelons ci-dessous le principe de cette approche.

⁵ On peut aussi ajouter que ces expérimentations sont souvent difficiles à mettre en place en absence de laboratoires équipés spécifiquement pour la manipulation d'éléments radioactifs.

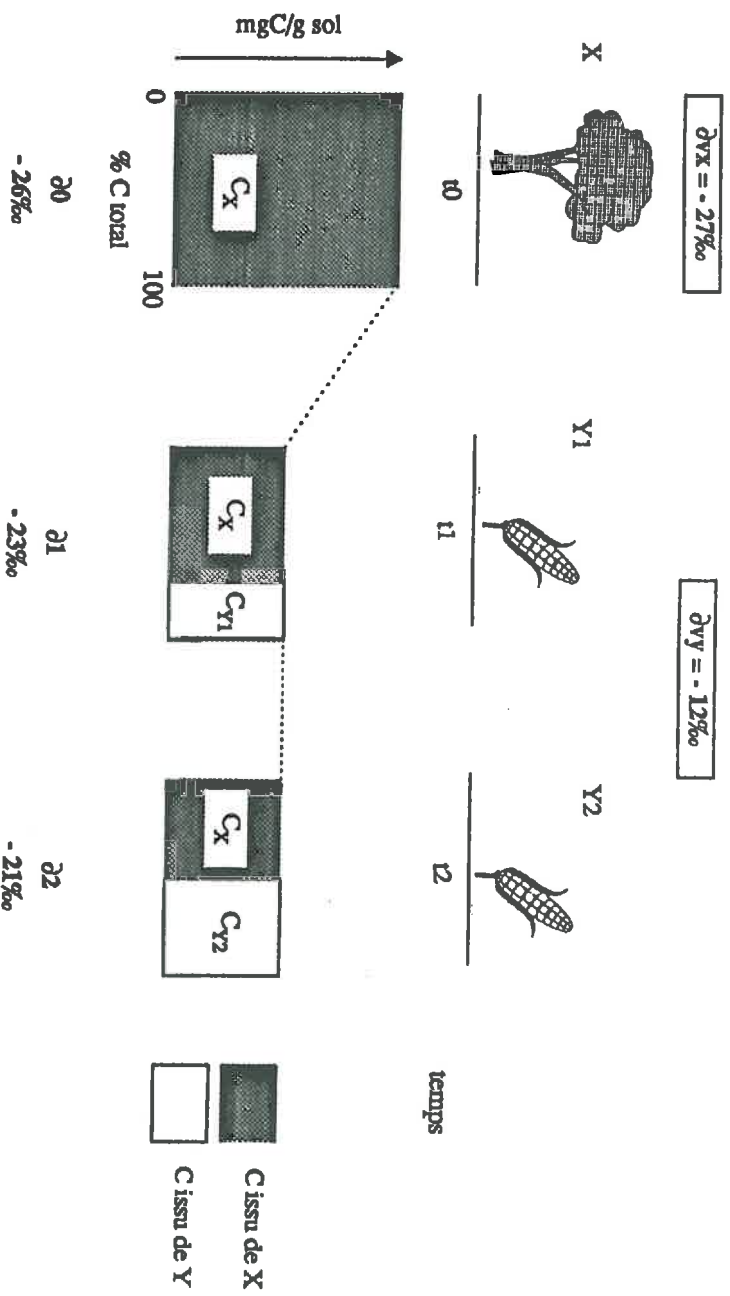


Fig IV.8 - Exemple de variation de $\delta^{13}\text{C}$ dans une chronoséquence X(C3)- Y (C4).

A - PRINCIPE DE L'ÉTUDE DU RENOUVELLEMENT DU CARBONE DU SOL PAR MESURE ISOTOPIQUE ^{13}C

1 - Principe et limites

A l'occasion d'études sur la dynamique des MO après défrichage et culture de canne à sucre (situation Fo8), CERRI *et al.* (1985) ont montré l'intérêt des mesures de composition isotopique ^{13}C de la MO du sol dès lors que l'on analyse l'effet du remplacement d'une végétation à cycle photosynthétique C3 par une végétation à cycle photosynthétique C4 (ou l'inverse).

Le principe de la démarche est fondé sur les observations suivantes (CERRI *et al.*, 1985 ; BALESDENT *et al.*, 1987 ; BALESDENT, 1991) :

- les plantes à cycles photosynthétiques C3 (Cycle de Calvin) ou C4 (Cycle de Hatch et Slack) présentent des rapports isotopiques $^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$ très différents (SMITH et EPSTEIN, 1971). Ainsi, ce rapport, exprimé en unités δ , varie de - 24 à - 34 ‰ pour les plantes C3 (valeurs fréquentes de - 27 ‰) et de - 9 à - 16 ‰ pour les plantes C4 (valeurs fréquentes de - 12 ‰). Le CO_2 atmosphérique ayant un $\delta^{13}\text{C}$ de - 7 ‰. La plupart des arbres ainsi que les autres espèces d'origine tempérée sont de type C3. La plupart des graminées d'origine tropicale sont de type C4 ;
- la décomposition et l'humification des MO ne s'accompagnent globalement que d'un fractionnement isotopique relativement faible (0 à + 2 ‰ environ) ;
- au moment d'un changement de végétation X-Y (situation initiale à végétation X suivie d'une végétation Y) de type C3-C4 ou C4-C3, la composition en ^{13}C du carbone entrant dans le sol va donc varier brutalement. Au cours du temps, on observera, pour les sols des parcelles Y, soit une augmentation de $\delta^{13}\text{C}$ (- 27 ‰ vers - 12 ‰ pour des successions C3-C4), soit une diminution de $\delta^{13}\text{C}$ (- 12 ‰ vers - 27 ‰ pour des successions C4-C3) ;
- la connaissance des teneurs en C total et $\delta^{13}\text{C}$ des sols sous les végétations X et Y, et de $\delta^{13}\text{C}$ des matières végétales restituées au sol par la végétation Y suffisent pour calculer, à un temps donné, les quantités respectives, au sein d'un échantillon de sol, du C restant de la végétation initiale X et de celui accumulé sous la nouvelle végétation Y (Figure IV.8.). S'il existe, pour Y, des parcelles d'âge différent, on peut ainsi accéder aux cinétiques de décomposition des MO issues de X, et des cinétiques d'accumulation des MO issues de Y.

Le très grand intérêt de cette démarche relativement récente peut se résumer de la manière suivante :

- *l'étude est menée dans les conditions normales de la parcelle* : ni préparation, ni gestion particulière de la parcelle, si la situation est adaptée à l'étude ;

- *les résultats obtenus intègrent l'effet de l'ensemble des facteurs écologiques et agronomiques* qui déterminent la dynamique de la MO du sol dans la situation donnée ;
- on accède, pour chaque échantillon, à partir de la détermination de la teneur en C total et en ^{13}C des sols et des végétaux, à *la participation des deux sources de carbone (ancien X et récent Y) au C total de l'échantillon*, ainsi qu'à la dynamique de C-ancien et de C-récent, dès lors que l'on dispose de parcelles Y d'âge différent ;
- *on peut déterminer l'épaisseur de sol affectée par une accumulation de C-récent ;*
- appliquée aux fractions organiques des sols, *cette approche permet de comparer les dynamiques des différentes fractions*, et juger, *a posteriori*, de l'intérêt, ou non, en terme de dynamique des MO des sols, du fractionnement utilisé.

Par contre, les situations qui se prêtent efficacement à cette analyse sont limitées puisqu'il faut des successions simples X-Y de type C3-C4 ou C4-C3. On peut donner comme exemples, les séquences X-Y suivantes : forêt (C3) - cultures graminéennes (C4 = maïs, canne à sucre, etc.), savane herbacée ou prairie naturelle dominées par des graminées (C4) - cultures en C3 (blé, riz, soja, etc.). Par contre, des alternances rapides de végétations C3/C4 sur les parcelles Y limiteront fortement l'intérêt de cette démarche. C'est le cas de nombreux systèmes de culture basés sur des rotations. De même, des changements climatiques ou des actions anthropiques anciennes ont pu induire des changements de végétation susceptibles de modifier de manière non uniforme le marquage ^{13}C de la MO du sol. Dans ce cas, on observe généralement de fortes variations de $\delta^{13}\text{C}$ entre la surface et la profondeur. DESJARDINS (1991) a pu montrer, pour le Brésil, que ces profils "anormaux" ne sont pas rares, et c'est probablement le cas pour la situation F08 (VITTORELLO *et al.*, 1989) étudiée ici. Ces phénomènes peuvent introduire un biais dans les interprétations. Les "risques de biais" et la précision des résultats qui en résulte ont été discutés par BALESDENT (1991). Toutefois, ces biais seront d'autant plus faibles que l'on s'intéressera aux horizons les plus superficiels du sol (0-10 cm par exemple).

2 - Mesures et expression des résultats

Les teneurs en ^{13}C des sols et des fractions sont déterminées, après combustion en tubes scellés et purification du CO_2 formé, par analyse au spectromètre de masse (modèles variables selon les études).

Les résultats sont exprimés en unités δ (‰) en référence à un standard international :

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = (\text{R échantillon/R référence} - 1) \times 1000$$

$$(\text{R} = \text{rapport isotopique } ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}).$$

On appellera dans ce travail :

- ∂_0 , la valeur ∂ du sol et des fractions des situations initiales X,
- d_{rY} , la valeur moyenne ∂ des matières végétales (feuilles, racines, etc.) provenant de la végétation Y,
- ∂ , la valeur ∂ des sols et des fractions des situations Y,
- $\Delta\partial$, la différence $\partial - \partial_0$, qui exprime la variation avec le changement de végétation du ∂ initial du sol et de ses fractions,
- $y\%$ et $x\%$, les participations relatives du carbone-récent $y\%$ (provenant de la végétation Y) et du carbone-ancien $x\%$ (provenant de la végétation X) au carbone total du sol ou de la fraction considérée. Ces deux grandeurs sont calculées selon les formules :

$$y\% = 100 \Delta\partial / (d_{rY} - \partial_0) \quad \text{et} \quad x\% = 100 - y\%$$

- $m\%$, la participation relative du C de chaque fraction (Cf) à la somme du carbone total (Ct) de toutes les fractions :

$$m\% = Cf \times 100 / Ct \quad \text{avec} \quad Cf \text{ et } Ct \text{ en mg C/g sol}$$

- $Y\%$, la participation relative du carbone-récent de chaque fraction (Yf) au carbone-récent total de la somme des fractions (Yt) :

$$Y\% = Yf \times 100 / Yt \quad \text{avec} \quad Yf = Y\% \times m\% / 100 \quad \text{et} \quad Yt = \text{somme des } Yf$$

On exprimera de même $X\%$ à partir de Xf , $m\%$ et Xt .

- C_x -perdu et C_y -stocké, les quantités de carbone-ancien perdu et de carbone-récent stocké dans le sol ou ses fractions après le changement de végétation Y. Ces quantités seront exprimées soit en mgC/g sol, soit en tC/ha, soit en % du C_x initial (pour C_x -perdu).

Conformément aux recommandations de BALESDENT (1991), pour chaque fraction des sols Y, le témoin est la fraction correspondante du sol X.

Tous les résultats sont rapportés aux échantillons (sols ou fractions) secs à l'étuve à 105°C.

Tableau IV.1.-Présentation des situations "13C" étudiées dans la littérature. X = situation initiale ; Y = situation avec nouvelle végétation.

Situation n°	Pays (ville)	Séquence de végétation X puis Y	Durée Y (années)	Sol**	Prof. (cm)	Horizon étudié				Référence
						mg C/g sol	A (%)	Y		
<u>tempérée</u>	A	France (Doazit)	23	B1	0-30	24	14,5	nd	11	Balesdent <i>et al.</i> , 1987
	B	France (Auzeville)	11	B	0-30	9,5	8,5	27	27	Balesdent <i>et al.</i> , 1987 Balesdent, 1991
	C	U.S.A. (Sanborn)	27 50 98	Lh	0-10 0-10 0-10	44 44 44	12,2 9,1 12,7	17 17 17	15 16 15	Balesdent <i>et al.</i> , 1988
<u>tropicale</u>	D	Côte d'Ivoire (Lamto)	16**	Ft	0-10	7,9	7,1	2	5	Martin <i>et al.</i> , 1990
	E (Fo8)	Bésil (Piracicaba)	12 50	Fo	0-10 0-10	32 32	16,5 15,7	50 50	63 58	Cerri <i>et al.</i> , 1985 et Feller <i>et al.</i> , 1991 d
	F	Bésil (Capitão Poço)	9	Fo	0-10	13,7	11,8	19	13	Desjardins <i>et al.</i> , 1994
	C	Ongo (Pointe-Noire)	6, 11, 21	Fo	0-10 0-10	6,5	6 à 11	3	3	Trouvé <i>et al.</i> , 1991 Trouvé, 1992
	<u>subtropicale</u>									
H* (Fo9)	Bésil (Ponta Grossa)	Prairie-Blé/Soja	9	Fo	0-10	40,9	35,9	65	75	Feller et Cerri, non publié
I*	Australie (Wihian Whian)	Forêt-Prairie	35 83	Fo ?	0-7,5 0-7,5	60 60	56 78	55 55	55 55	Skjema <i>et al.</i> , 1990

* Situations subtropicales. Pour mémoire, sans fractionnement granulométrique.

** B(0) = sol brun (faiblement lessivé); Lh = sol lessivé hydromorphe ; Ft = sol ferrugineux tropical lessivé ; Fo = sol ferrallitique (à caractère oxydé).

B - SITUATIONS ÉTUDIÉES

1 - Présentation générale

Les situations permettant d'étudier la dynamique des MO associées aux fractions granulométriques de sols avec l'approche ^{13}C sont actuellement (1993) peu nombreuses. Nous avons pris quelques exemples de situations tempérées et toutes les situations tropicales connues de nous-même en 1993 (Tableau IV.1.). Elles sont identifiées par les lettres A à G.

Il y a trois situations tempérées (A, B, C) et quatre situations tropicales (D, E, F, G).

Les situations A, B, E, F correspondent à des successions de végétation (X-Y) de type C3-C4 et les situations C, D, G à des successions de type C4-C3.

Les situations A, C et E correspondent à des successions de type "défrichement-culture" avec fortes diminutions des teneurs en carbone entre la situation X et la (ou les) situation(s) Y.

A l'opposé les situations B, D, F et certaines situations de G correspondent à des cas où les teneurs en carbone des situations X et Y sont proches. Pour ces dernières situations, où un état d'équilibre de la MO est atteint, les grandeurs $\Delta\delta$ et $y\%$ seront, en première approximation, de bons indicateurs du taux de renouvellement du carbone du sol et de ses fractions.

Outre les aspects bioclimatiques, les situations et échantillons étudiés diffèrent par de nombreux paramètres tels que la durée de la végétation Y (de 6 à 98 ans), le type de sol et sa texture (teneur en argile A % variant de 3 à 63 %) et l'épaisseur de couche de sol considérée dans l'étude. Pour ce dernier point, nous avons recalculé pour les situations F et G, à partir des données brutes publiées, les valeurs correspondant à des horizons 0-10 cm pour permettre de meilleures comparaisons entre situations (Tableaux-Annexes IV.3.A., IV.4.D. et IV.4.F.). Pour les situations A et B, seules les valeurs correspondant à l'horizon 0-30 cm étaient disponibles.

2 - Présentation de chaque situation

Les commentaires ci-dessous se réfèrent aux tableaux IV.1. et IV.2.

a. - Situations tempérées.

La situation A, sur sol brun lessivé limono-sableux des Landes (Doazit), correspond à une culture continue de maïs pendant 23 ans après défrichement d'une forêt de pin (BALESDENT *et al.*, 1987). Le carbone-récent ($y\%$) accumulé en 23 ans sur 30 cm du sol sous maïs est égal à 21 % du C total.

Tableau IV.2. -Caractéristiques C et ^{13}C des échantillons étudiés. X = situation initiale, Y = situation avec nouvelle végétation. Horizons 0-10 cm sauf A23 et B11 (0-30 cm).

Situation* et âge	A% (N)	Cx	Cy	ACC(Cx-Cy)		δ_{vy}	80	δ	$\Delta\delta(8-80)$	δ_{vy-80}	y%
				mg C/g sol	%						
<u>tempérée</u> A23 B13 C27 C50 C98	11	24,0	14,5	9,5	-12,3	-26,7	-23,7	3,0	14,4	20,8	
	27	9,5	8,5	1,0	-12,3	-26,2	-23,0	-3,2	13,9	23,0	
	15 16 15	44,0 44,0 44,0	12,2 9,1 12,7	31,8 34,9 31,3	-27,0 -27,0 -27,0	-18,6 -18,6 -18,6	-21,0 -21,7 -22,8	-2,4 -3,1 -4,2	-8,4 -8,4 -8,4	28,6 36,9 50,0	
<u>tropicale</u> D16-25 E12 E50 F10 G6e*** G11p G21p	5	7,9	7,1	0,8	-27,5	-12,8	-22,6	-9,8	-14,7	66,7	
	63	32,0	16,5	15,5	-13,0	-25,6	-22,7	2,9	12,6	23,0	
	58	32,0	15,7	16,3	-13,0	-25,6	-20,3	5,3	12,6	42,1	
	13**	15,6	15,0	1,7	-12,1	-28,4	-20,5	8,1	16,3	49,4	
	6,6 3,6 5,3	6,0 6,0 6,0	5,8 5,7 5,6	0,2 0,3 0,4	-30,0 -29,7 -29,7	-13,4 -13,4 -13,4	-15,6 -17,0 -22,1	-2,7 -3,7 -18,7	-16,7 -16,4 -16,4	13,4 22,5 53,2	
<u>subtropicale</u> H9**** I35***** I83*****	75	40,9	35,9	5,0	-26,0	-14,1	-17,7	-3,6	-11,9	3,3	
	55	60,0	56,0	4,0	-12,6	-26,4	-19,6	6,8	13,8	49,3	
	55	60,0	78,0	-18,0	-11,7	-26,4	-14,8	11,6	14,7	78,9	

* dosages 13C :

Laboratoire Biogéochimie Isotopique (Univ. Paris-6, Pr Mariotti) pour situations A, B, C, D, G ;

Laboratoire du CENA (Piracicaba, Pr Cerri) pour situations E et F ;

Laboratoire Central d'Analyses du CNRS (Lyon, M. Casabianca) pour quelques analyses de la situation E.

** ici 0-5 μ m.

*** e = Eucalyptus, p = Pin.

**** Situations subtropicales. Pour mémoire, sans fractionnement granulométrique.

La situation B, sur sol brun limono-argileux en Garonne (Auzeville), correspond à une monoculture de maïs pendant 13 ans après une succession de longue durée de cultures de type C3 (BALESDENT *et al.*, 1987 ; BALESDENT, 1991). Le carbone-récent (y%) accumulé en 13 ans sur 30 cm du sol sous maïs est égal à 23 % du C total.

La situation C, sur sol lessivé hydromorphe limoneux des USA (Missouri, "Sanborn Field"), correspond à des monocultures de blé pendant 27, 50, 98 ans après le retournement d'une prairie (BALESDENT *et al.*, 1988). Le carbone-récent (y%) accumulé sur 10 cm du sol sous blé varie de 29 à 50 % du C total entre 27 et 98 ans. Sur la même station, des études ¹³C pour des successions "prairie-fléole" sont rapportées aussi par BALESDENT *et al.*, (1988), conduisant à des résultats proches de ceux cités ici.

b - Situations tropicales.

La situation D, sur sol ferrugineux tropical lessivé sablo-argileux de Côte d'Ivoire (Lanto) correspond à la transformation, en 25 ans, d'une savane herbacée (végétation C4) en une savane arborée (végétation C3) lorsque les parcelles sont mises en défens et non brûlées (MARTIN *et al.*, 1990). D'après les auteurs, l'installation de la végétation C3 n'a eu lieu de manière significative qu'au bout de 9 ans, aussi la durée à prendre en considération pour la dynamique du carbone ne serait que de 16 ans. Le carbone-récent (y%) accumulé sur 10 cm du sol sous savane arborée en 16 ans est égal à 67 % du C total.

La situation E, sur sol ferrallitique très désaturé argileux de la région de São Paulo au Brésil (Piracicaba) correspond à la situation F08 de ce travail. Il s'agit de cultures continues de canne à sucre pendant 12 et 50 ans après défrichement d'une forêt (CERRI *et al.*, 1985 ; FELLER *et al.*, 1991d). Le carbone-récent (y%) accumulé sur 10 cm du sol sous canne à sucre varie de 23 à 42 % du C total entre 12 et 50 ans.

La situation F, sur sol ferrallitique très désaturé argilo-sableux de la région de Belém au Brésil (Capitao Poco) correspond à un pâturage de 10 ans installé après défrichement de la forêt (DESJARDINS, 1991 ; DESJARDINS *et al.*, 1994). Les données présentées ici sont recalculées (Tableau-Annexe IV.4.D.) à partir des valeurs d'horizons 0-3 (ou 0-4) cm et 7-10 (ou 6-10) cm en tenant compte des densités apparentes des différents horizons. Le carbone-récent (y%) accumulé en 10 ans sur 10 cm du sol sous pâturage est égal à 49 % du C total du sol.

La situation G, sur sol ferrallitique fortement désaturé sableux de la région de Pointe Noire au Congo correspond à des plantations de pins (p) et d'eucalyptus (e) après défrichement d'une savane dominée par une végétation C4 (TROUVE *et al.*, 1991 ; TROUVE, 1992). Les auteurs ont

étudié par fractionnement granulométrique des échantillons provenant de parcelles d'âge variant de 6 à 21 ans. Le choix ici des parcelles de 6 ans sous eucalyptus et de 11 et 21 ans sous pins correspond aux situations reflétant le mieux la tendance générale d'évolution du carbone (C et ^{13}C) de cette étude. Les données présentées ont été recalculées (Tableau-Annexe IV.3.) à partir des valeurs d'horizons 0-5 et 5-15 cm en tenant compte des densités apparentes des différents horizons. Le carbone-récent ($y\%$) accumulé sur 10 cm du sol sous plantation varie de 13 à 53 % du C total entre 6 et 21 ans.

c - Situations subtropicales.

Les situations subtropicales H (F09) et I, sur sols ferrallitiques argileux, ne sont présentées ici que pour l'étude des relations entre $y\%$ du sol total et divers facteurs du milieu, les échantillons n'ayant pas donné lieu à des mesures ^{13}C sur les fractions granulométriques.

C - RÉSULTATS

L'objectif ici n'est pas d'étudier chaque situation ^{13}C en détail puisque cette analyse a été faite par les différents auteurs, mais plutôt de rechercher, à travers l'ensemble des données actuellement disponibles, si des lois générales se dégagent en ce qui concerne la dynamique du carbone, en particulier dans les sols tropicaux.

1 - Etude des échantillons totaux

Nous avons reporté au tableau IV.2. quelques caractéristiques des situations et échantillons étudiés. Nous rechercherons tout d'abord, toutes situations tempérées, subtropicales et tropicales confondues, si l'on peut expliquer par les seuls facteurs de l'environnement, les grandeurs isotopiques exprimant la dynamique réelle du carbone. Autrement dit, est-il possible de simuler la dynamique de C-récent et de C-ancien par des données non isotopiques ? Nous commenterons ensuite les données des situations tropicales. A titre d'illustration, l'accent sera mis sur les proportions de C-récent ($y\%$).

Bien évidemment, pour les situations où l'on dispose de parcelles Y d'âges différents (C, E, G, I), on note une augmentation, avec l'âge de la parcelle, de la proportion $y\%$ de C-récent. Il est toutefois clair, toutes situations confondues, qu'il n'y a pas de relation très étroite entre $y\%$ et la seule durée de la végétation Y, le coefficient de corrélation obtenu étant tout juste significatif à 5 % ($r = 0,557$ pour $n = 15$). Ainsi, des valeurs de $y\%$ de l'ordre de 20 sont trouvées pour des situations Y d'âge variant entre environ 10 ans (G11, B13, E12) et 23 ans (A23). De même, des valeurs de l'ordre de 50 sont trouvées pour des parcelles Y de 10 ans (F10), 16 ans (D16), 21 ans (G21p), 35 ans (I35), 50 ans (E50) et 98 ans (C98).

Tableau IV.3. -Carbone-ancien perdu (Cx- perdu), carbone-récent stocké (Cy- stocké) et temps moyen de résidence (TMR en années) de Cx.

Situation	Cx mgC/g sol	Cy mgC/g sol	Cx-perdu		TMR (ans)	Cy-stocké	
			mgC/g sol	%Cx		mgC/g sol	%Cy (y%)
D16-25	7,9	7,1	5,5	70,1	13	4,7	66,7
E12	32,0	16,5	19,3	60,3	13	3,8	23,0
E50	32,0	15,7	22,9	71,6	39	6,6	42,1
F10	15,6	15,0	8,0	51,5	13	7,4	49,4
G6	6,0	5,8	1,0	16,8	34	0,8	13,4
G11	6,0	5,7	1,7	27,5	35	1,3	22,5
G21	6,0	5,6	3,4	57,0	25	3,0	53,2

Les paramètres qui, a priori, peuvent déterminer les teneurs en C-récent sont les mêmes que ceux déterminant le stock de C total (climat, texture, minéralogie), auxquels on doit ajouter : l'âge de la parcelle, les teneurs initiales et finales en carbone, la nature de la végétation Y. Pour la population considérée, nous avons testé diverses régressions simples et multiples entre y % et les divers paramètres cités. La meilleure corrélation ($r = 0,775$; HS) est obtenue pour la régression multiple faisant intervenir la différence de teneur en carbone (mgC/g sol) entre les situations X et Y ($\Delta C = C_x - C_y$), l'âge de la parcelle Y (t en années), la teneur en argile (A %) et la température moyenne annuelle (T°) :

$$y \% = a(\Delta C) + b(t) + c(A\%) + d(T^\circ) + e$$

avec $a = 0,06$; $b = 0,535$; $c = -0,492$; $d = 1,295$; $e = -0,316$; $n = 15$; $r = 0,775$; HS)

Le coefficient de corrélation multiple r n'est que faiblement diminué si le facteur texture (A%) n'est pas pris en compte ($r = 0,772$; HS). La température joue un rôle plus important, sa non-prise en compte conduisant à une valeur de r plus faible ($r = 0,724$). La corrélation reste aussi hautement significative si l'on ne considère que les échantillons 0-10 cm (suppression des situations A et B). Toutefois, les équations obtenues ne sont pas satisfaisantes car y % ne prend jamais des valeurs nulles au temps 0 et donc pour $\Delta C = 0$. La valeur de y % est environ égale à 30, ce qui rend donc difficilement utilisable à des fins de modélisation ce type d'équation. La raison en est probablement que la population considérée est insuffisante et présente surtout trop peu de parcelles d'âge inférieur à 10 ans. Lorsque l'on introduit dans la population étudiée, pour chaque situation, une parcelle supplémentaire Y correspondant à t, ΔC et y % égaux à 0, on améliore notablement le degré de signification et on réduit de 30 à 12 environ la valeur calculée de y % au temps 0. La même démarche a été appliquée, sans plus de succès, à l'étude des quantités de carbone-ancien perdu (C_x -perdu) après le changement de végétation ou de carbone-récent accumulé (Cy-stocké). *Ceci montre bien la difficulté, avec les seules données disponibles actuellement, de simuler des dynamiques réelles de la MO des sols à partir de données non isotopiques. Or, cet objectif est essentiel dans le contexte actuel de modélisation des flux de carbone aux échelles régionales et continentales. Il est toutefois clair que l'accumulation de résultats sur des situations variées compatibles avec l'approche ^{13}C devrait permettre de lever cette difficulté. Si tel était le cas, nous verrons ci-dessous que nous aurions accès, aussi, aux dynamiques réelles des fractions granulométriques.*

Au tableau IV.3., sont présentées pour l'horizon 0-10 cm des situations tropicales, les quantités et proportions de carbone-ancien perdu (C_x -perdu) et de carbone-récent accumulé (Cy-stocké).

Les quantités de Cx- perdues sont d'autant plus fortes que la teneur initiale en carbone (Cx), la différence de carbone entre les parcelles X et Y ($\Delta C = Cx-Cy$) et la teneur en argile sont élevées, ces trois grandeurs étant par ailleurs fortement liées (cf. § II.C.1. ci-dessus). Signalons aussi que pour la totalité des situations étudiées (tempérées, subtropicales et tropicales) on trouve effectivement un coefficient de corrélation simple très élevé ($r = 0,930$) entre Cx-perdu et Cx initial. En se basant sur une hypothèse de décomposition exponentielle de Cx on peut calculer des "temps moyens de résidence (TMR)" de Cx. Les résultats de ces calculs, présentés au tableau IV.3., montrent toutefois que cette hypothèse n'est pas valide puisque TMR n'est pas indépendant de l'âge de la parcelle Y, observation déjà faite pour la situation B13 par BALESDENT *et al.* (1987). Malgré tout, il ressort que le carbone issu de forêt ou de savane des situations D, E et F a une dynamique beaucoup plus rapide (TMR d'environ 12 ans) les 20 premières années, que celui des sols sous savane du Congo (TMR = 25 à 35 ans). A titre de comparaison, pour la situation tempérée B13, BALESDENT *et al.* (1987) donne un TMR de 36 ans. Là encore l'interprétation de ces différences est délicate et peut faire intervenir toute une série d'autres facteurs non évoqués jusqu'ici tels que : l'intensité et la profondeur du travail du sol ayant eu lieu sur la parcelle Y (BALESDENT *et al.*, 1988 et 1990), le niveau de l'activité biologique - faunique en particulier - de la parcelle Y, le pH du sol, la qualité des MO de la parcelle X, etc.

Les variations de Cy-stocké sont d'interprétation encore moins aisée. On retiendra simplement que Cy-stocké apparaît fortement dépendant du mode de gestion de la parcelle. Ainsi:

- pour les échantillons sableux D16 et G21 : Cy-stocké sous la savane arborée de D16 est deux fois plus élevé que sous plantation de pin (G21) d'âge légèrement supérieur ;
- Cy-stocké est deux fois plus élevé après dix ans de pâturage (F10) qu'après 12 ans de canne à sucre (E12), bien que le sol sous canne à sucre soit nettement plus argileux.

En résumé, il est actuellement difficile d'interpréter de manière simple et générale, à partir de données non isotopiques, la dynamique des MO obtenue par l'approche ^{13}C . Il ressort toutefois pour les situations tropicales étudiées, que les quantités de carbone initial perdues après le changement de végétation sont fortement dépendantes des teneurs initiales en C du sol, et que les quantités stockées sont fortement dépendantes du mode de gestion de la parcelle Y.

2 - Etude des fractions granulométriques

Les méthodes de fractionnement appliquées par les différents auteurs sur les situations A à G diffèrent souvent par le choix des fractions granulométriques (Annexe IV.4.). Toutefois les coupures à 200, 50 et 2 (ou 5) μm sont généralement conservées et elles seront ici

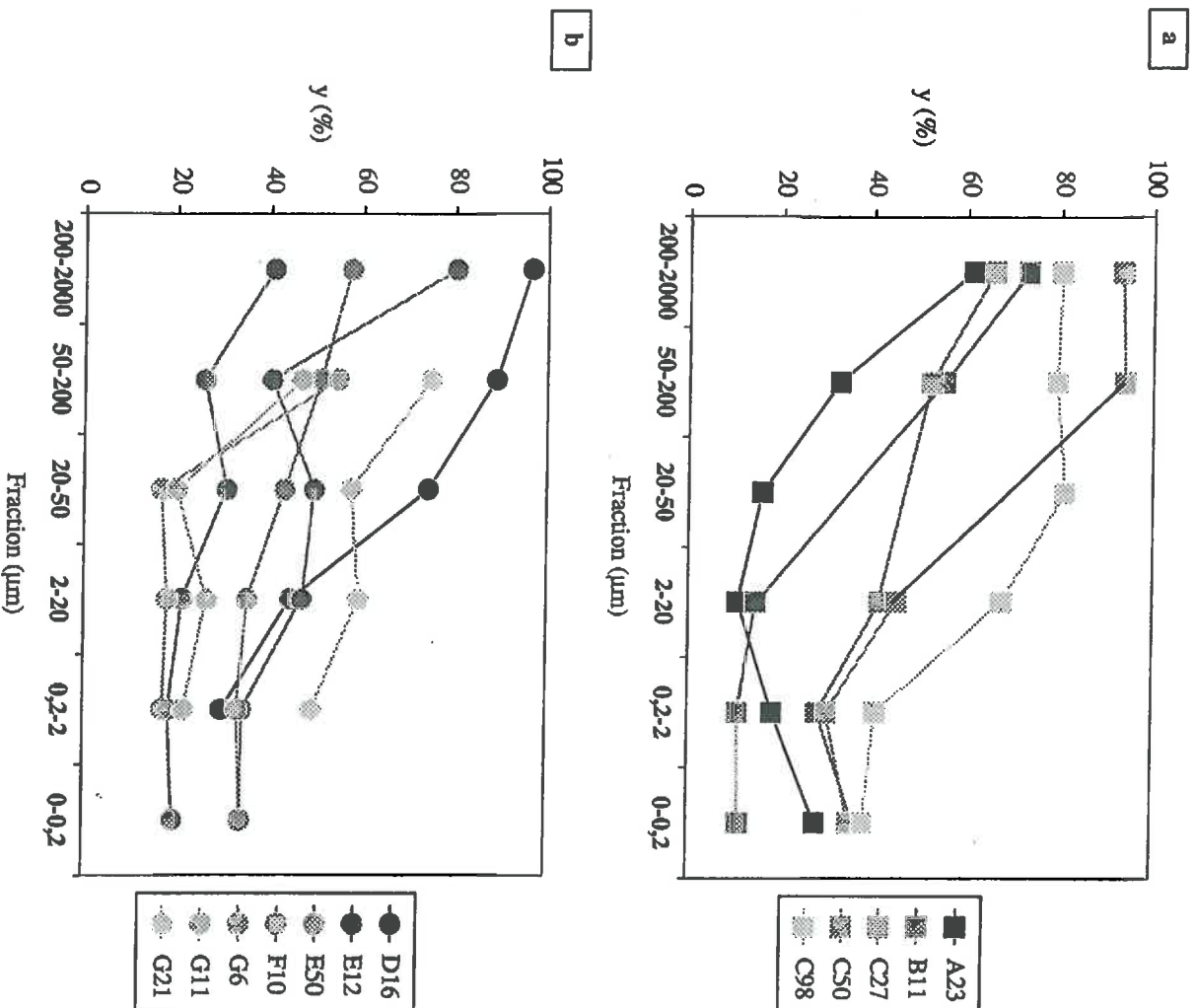


Fig IV.9 - Participation du carbone récent au carbone total des différentes fractions granulométriques pour des situations tempérées (a) et tropicales (b).

plus particulièrement commentées. Les valeurs détaillées concernant les différentes fractions sont données dans les tableaux de l'annexe IV.4.

a. Renouvellement du carbone des différentes fractions granulométriques

On utilisera le paramètre y % pour approcher le renouvellement du carbone des différentes fractions granulométriques. Les résultats sont présentés respectivement sur les figures IV.9.a. et b. pour les situations tempérées et tropicales.

A l'exception des situations E12 et E50, on observe, dans tous les cas, une diminution générale de y %, donc du taux de renouvellement du carbone, des fractions grossières > 200 μm aux fractions fines < 20 μm . Les valeurs anormalement faibles observées pour les fractions 50 - 200 μm de E12 et E50, mais aussi pour la fraction > 200 μm de E12 s'expliquent par la présence de débris charbonneux dans ces fractions à la suite du brûlis de la forêt (VITTORELLI *et al.*, 1989). Cette forme de MO est considérée comme biologiquement très stable (SKJEMSTAD *et al.*, 1990).

En milieu tempéré, le carbone de la fraction 2-20 μm peut parfois apparaître comme le plus stable (A23), et le C des argiles grossières plus stable que celui des argiles fines (A23, C27, C50). Ce n'est généralement pas le cas en milieu tropical où le taux de renouvellement, reflété par y %, varie dans l'ordre : 2-20 μm > 0,2-2 μm \approx 0-0,2 μm .

La comparaison de l'évolution de y % des différentes fractions selon l'âge de la parcelle Y distingue aussi les situations tempérées et tropicales (Figure IV.9.). Pour la situation C, il n'y a aucune différence pour les fractions inférieures à 20 μm entre 27 et 50 ans. Pour l'ensemble de la fraction 0-2 μm , on peut considérer que les différences entre 27 et 98 ans sont relativement faibles. Ceci apparaît nettement différent des situations tropicales où des augmentations très fortes de y % des fractions < 2 μm sont observées quand on passe de E12 à E50 ou de G11 à G21.

Afin de comparer plus facilement les situations, nous avons regroupé l'ensemble des fractions en trois grandes fractions : 50-2000 μm , 2-50 μm et 0-2 μm (Figure IV.10.). Pour la fraction "débris végétaux" (50-2000 μm), il est difficile, à ce niveau d'étude, de distinguer situations tropicales et tempérées. Par contre, pour les fractions 2-50 μm et 0-2 μm et à l'exception du sol ferrallitique argileux E50⁶, les taux de renouvellement de y % sont, à âge égal, systématiquement plus élevés dans les situations tropicales que dans les situations tempérées. En se basant sur les droites moyennes de la figure IV.10., on peut estimer que le renouvellement du carbone des fractions 2-50 μm et 0-2 μm est environ deux fois plus élevé en milieu tropical qu'en

⁶ En absence d'autres exemples de sols argileux, il est difficile d'expliquer le comportement particulier du sol E50, d'autant que cette situation ne répond pas à tous les critères requis pour l'approche ^{13}C (cf. paragraphe II.A.1.)

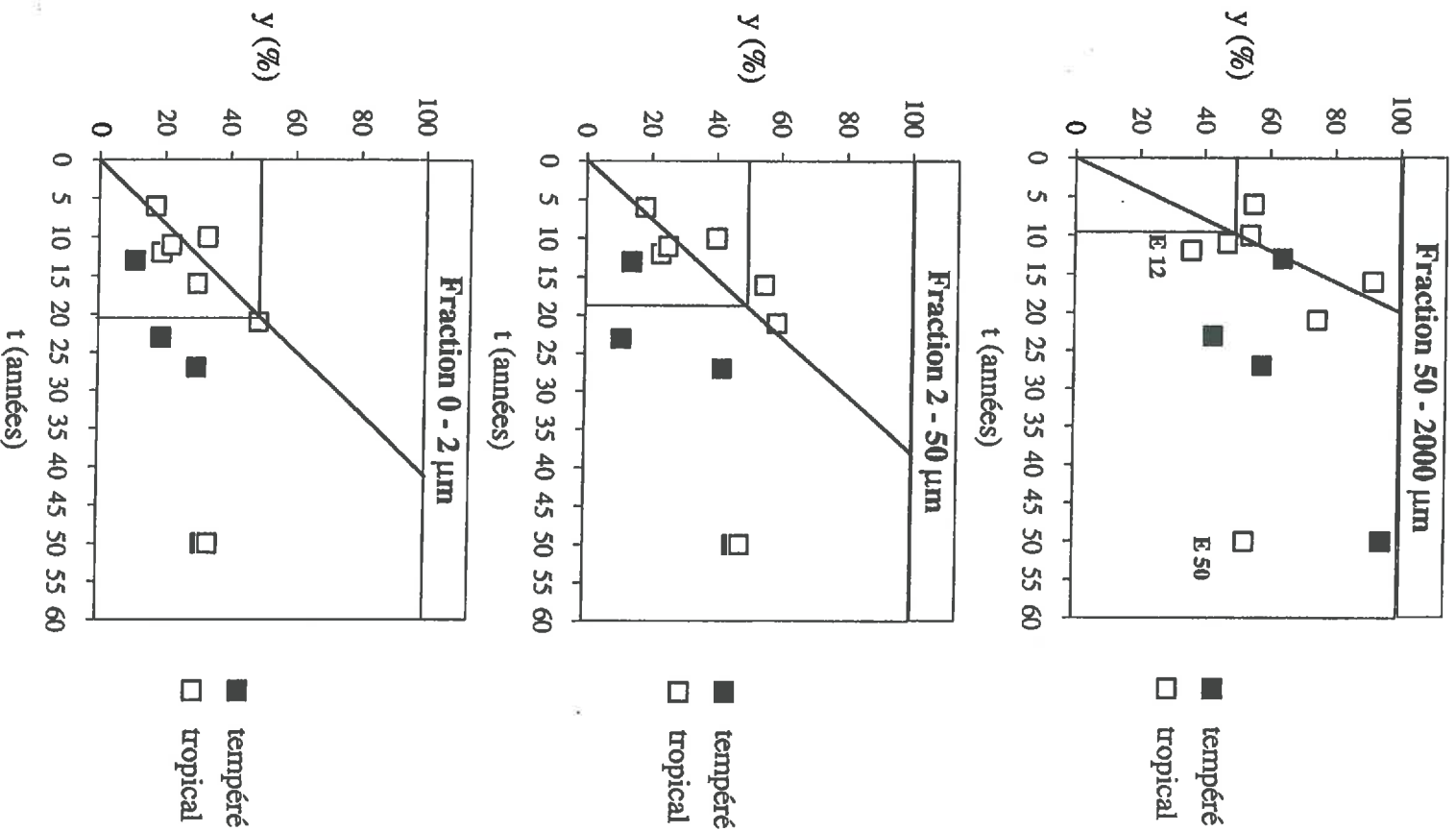


Fig IV.10 - Variations du pourcentage de carbone récent de différentes fractions granulométriques en fonction de l'âge de la nouvelle végétation Y.

milieu tempéré. Cette différence générale apparente entre milieux tempérés et tropicaux peut être due à plusieurs facteurs, parmi lesquels :

- une minéralisation plus intense, due à une activité microbienne plus forte, en milieu tropical. Cet effet est bien connu pour la décomposition des matières végétales apportées au sol (JENKINSON et AYANABA, 1977) ;
- une protection physique moins forte des MO dans les sols tropicaux à argile 1:1 que dans les sols tempérés à argile 2:1. Ce point sera discuté ultérieurement, mais nous avons effectivement montré par ailleurs (FELLER *et al.*, 1992 et cette étude) que, pour les sols tropicaux à argile 1:1 étudiés ici, il y avait peu d'effet de l'agrégation, pour des macro- et microagrégats de tailles supérieures à 2 µm, sur l'accessibilité aux surfaces organo-argileuses, ce qui n'est pas le cas de sols à argiles 2:1 ;
- enfin à l'exception de la situation E, tous les sols tropicaux étudiés ont une texture plus grossière que ceux des situations tempérées analysées.

En résumé, sur la base de la figure IV.10., nous retiendrons que, pour les situations tropicales, et particulièrement pour les sols à texture grossière, le renouvellement de 50 % du carbone nécessite environ 8 années pour la fraction "débris végétaux" (> 50 µm) et 20 années pour le complexe organo-limoneux et la fraction organo-argileuse. En s'appuyant sur une hypothèse exponentielle de décomposition, le temps moyen de résidence (TMR) serait d'environ 12 ans pour la fraction "débris végétaux" et de 30 ans pour les fractions < 20 µm. Par rapport au modèle conceptuel "CENTURY" (PARTON et al., 1987 et 1989) de dynamique du carbone, et très utilisé actuellement (Figure IV.11.), la fraction "débris végétaux" serait considérée comme un "compartiment actif à lent". A l'échelle de la décennie, cette fraction va probablement jouer un rôle majeur dans les modifications des propriétés des sols et les relations sol - plante qui en découlent.

b.- Distributions comparées du carbone-récent et du carbone-ancien dans les différentes fractions granulométriques

Nous avons reporté sur la figure IV.12.A, pour les fractions 50-2000, 2-50 et 0-2 µm, la distribution du carbone-récent (Y %) en fonction de celle du carbone total (m %). Les données détaillées sont en annexe IV.4.F.

Toutes situations confondues il existe des relations fortes entre Y % et m %. Mais elles diffèrent selon les fractions : Y % respectivement supérieur, égal ou inférieur à m % dans les fractions 50-2000, 2-50 et 0-2 µm. Ceci est bien en accord avec une dynamique plus rapide des débris végétaux par rapport aux MO des fractions 0-2 µm. Les écarts sont, bien sûr, accentués si l'on met en relation le carbone-récent (Y %) et le carbone-ancien (X %) (Figure IV.12.B.).

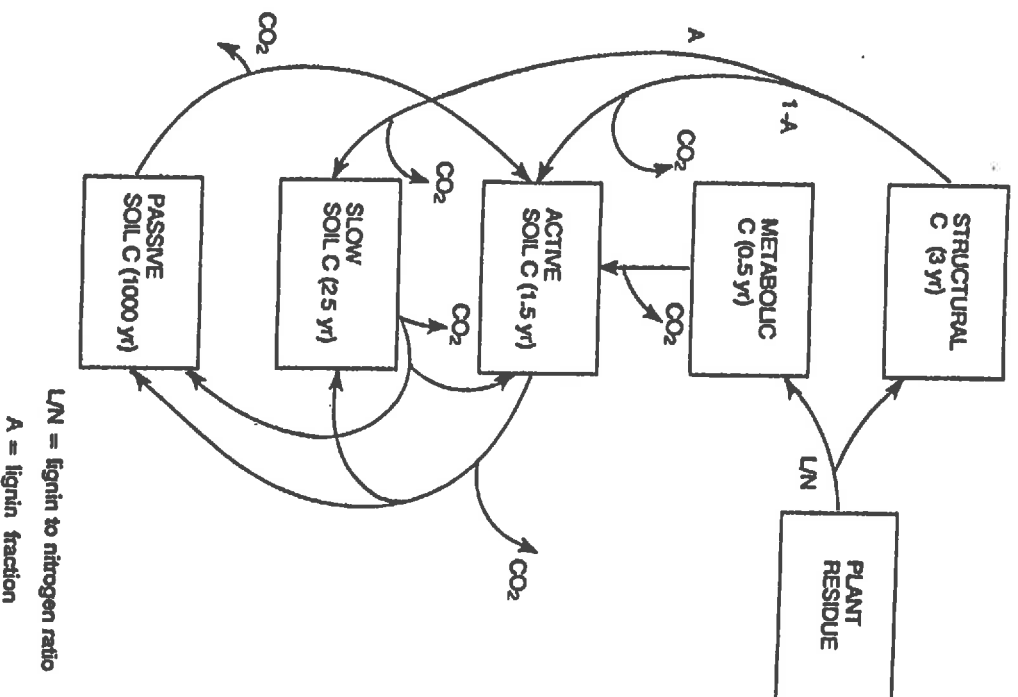


Fig IV.11 - Diagramme des flux de carbone dans le sol selon le modèle conceptuel "CENTURY" (d'après PARTON *et al.*, 1987)

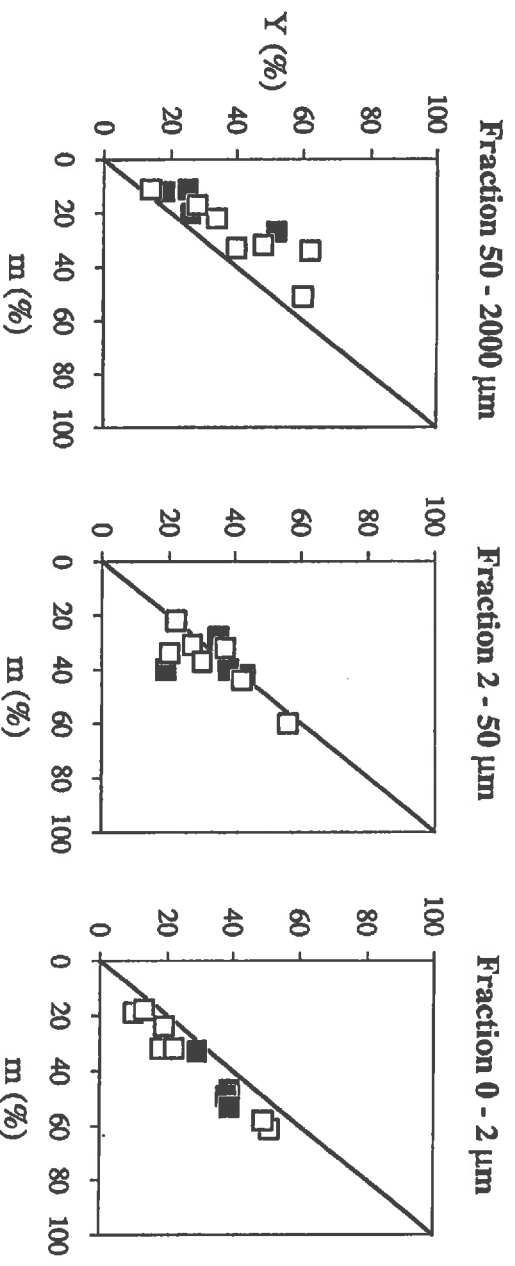


Fig IV.12.A - Distribution de carbone récent (Y %) en fonction du carbone total (m %) pour différentes fractions granulométriques.

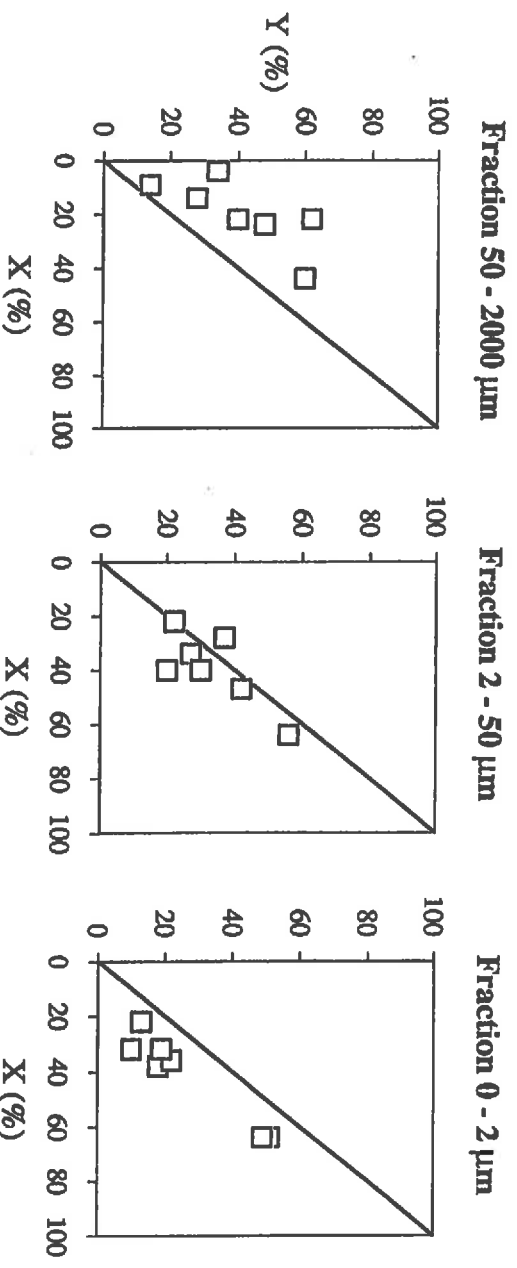


Fig IV.12.B - Distribution de carbone récent (Y %) en fonction du carbone ancien (X %) pour différentes fractions granulométriques.

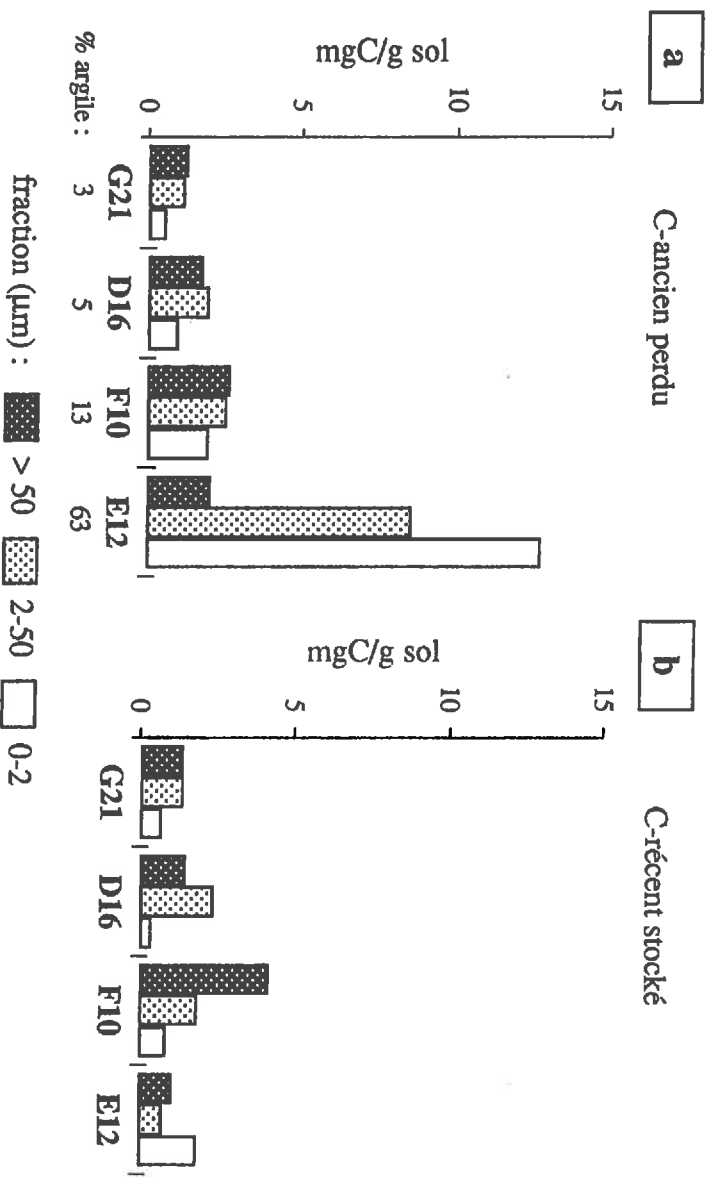


Fig IV.13 - Quantités de carbone (mg/g sol) ancien perdu (a) et récent stocké (b) dans quatre situations tropicales correspondant à des situations de végétation Y d'âge compris entre 10 et 20 ans.

L'existence de relations fortes pour les différentes fractions entre Y % et m % permet de calculer les distributions du carbone-récent à partir de données non isotopiques. Pour atteindre les quantités de C-ancien et C-récent dans les différentes fractions, la seule donnée isotopique nécessaire est alors la proportion de C-récent (y %) du sol total. Lorsque ce paramètre sera modélisable (cf. § C.1), tous les paramètres de la dynamique réelle, sol et fractions, pourront donc être atteints à partir de données non isotopiques.

c.- Quantités de carbone-ancien perdu et de carbone-récent stockées dans les différentes fractions granulométriques

Les résultats sont schématisés sur la figure IV.13. où les situations sont présentées par ordre croissant de teneur en argile. On a choisi des situations d'âge compris entre 10 et 20 ans. Les données détaillées sont en annexe IV.4.F.

C-ancien perdu . Il y a peu de différences entre les situations pour la fraction > 50 µm. Par contre, pour les fractions 2-50 et 0-2 µm, les pertes absolues sont d'autant plus importantes que le sol est plus argileux, donc plus riche en carbone dans ces fractions. On retrouve bien là le sens de variation déjà noté pour les études de dynamique apparente.

C-récent stocké . La quantité de C-récent stocké dans la fraction > 50 µm varie de 1 à 2 mgC/g sol pour les situations G, D et E mais est égale à 4,2 mgC/g sol pour la situation de pâturage F10. L'effet du pâturage est par contre peu différent de celui des plantations (G21) ou d'une savane arborée (D16) sur le stockage de carbone dans les fractions 2-50 et 0-2 µm. Une situation de pâturage sur sol argileux serait, à cet égard, très intéressante à étudier. A l'opposé, dans le sol ferrallitique argileux sous canne à sucre (E12), le plus fort stockage de carbone est obtenu pour la fraction 0-2 µm alors que le niveau des restitutions organiques dans ce sol (4,7 tC/ha/an, d'après CERRI, 1986) est probablement inférieur à celui sous pâturage si l'on en juge par le stockage des débris végétaux dans le sol de la situation F10. Enfin, la comparaison de C-ancien perdu avec C-récent stocké dans les fractions des différents sols confirme bien l'importance respective pour la dynamique du carbone des fractions supérieures à 2 µm dans les sols à texture grossière (G21, D16, F10) et des fractions < 20 µm dans les sols à texture fine (E12). Le cas de la situation E12 (F08) met aussi en évidence la difficulté qu'il y aura, pour les sols argileux, à reconstituer le stock organique d'un sol dégradé, puisque le stockage du carbone dans les fractions 0-2 µm sous l'effet d'une culture de canne à sucre, considérée comme une culture à fort niveau de restitution, reste limité par rapport aux pertes de carbone-ancien observées pendant la même période.

D - CONCLUSIONS À L'ÉTUDE DE LA DYNAMIQUE RÉELLE DU CARBONE AUX ÉCHELLES PLURIANNUELLES

En conclusion de ce paragraphe, nous retiendrons que, à l'échelle de la décennie :

- le "taux de renouvellement" ou la proportion de C-récent (Y %) des horizons de surface des sols tempérés ou tropicaux est fonction de nombreux facteurs du milieu, eux-mêmes interdépendants : teneurs en carbone des situations initiales et finales, âge des parcelles, texture, climat, etc... Le peu de résultats dont on dispose ne permet pas, actuellement, de simuler le taux de renouvellement y % à partir de seules données non isotopiques, alors que ceci représente un enjeu scientifique majeur dans la spatialisation des flux de carbone aux échelles globales ;

- le "taux de renouvellement" du carbone des fractions granulométriques, approché par y %, diminue globalement des fractions grossières vers les fractions fines. Les très fortes variations observées pour la fraction "débris végétaux" ne permettent pas de distinguer situations tropicales et tempérées. Par contre, il apparaît un "taux de renouvellement" globalement plus élevé en milieu tropical pour les fractions < 20 µm. Diverses hypothèses ont été évoquées telles que l'intensité de l'activité microbienne, la protection physique des MO, le travail du sol, l'intensité des processus de sorption, etc., mais leur hiérarchisation apparaît encore difficile. Le "taux de renouvellement" des fractions 0-2 µm est généralement supérieur ou égal à 30 % au-delà de 10 ans pour les sols tropicaux à texture grossière. Les faibles variations "apparentes" décrites au paragraphe I de ce chapitre pour les sols sableux ne signifient donc pas une forte stabilité biologique de cette fraction;

- la distribution du carbone-récent de chaque fraction granulométrique (Y %) est fortement liée à celle du carbone total ou du carbone-ancien mais avec des distinctions entre les fractions : le carbone-récent est respectivement supérieur, égal et inférieur au carbone-ancien dans les fractions 50-2000 µm, 2-50 µm et 0-2 µm. Dès lors que la proportion de carbone-récent (y %) pourra être simulée à l'aide de données non isotopiques (cf. supra), il en sera alors de même pour la dynamique réelle des fractions ;

- les variations absolues (mgC/g.sol) du carbone-ancien perdu et du carbone-récent stocké après le changement de végétation confirment bien les observations faites précédemment à propos des dynamiques "apparentes" des fractions, à savoir l'importance jouée par les débris végétaux dans la dynamique de la MO dans les sols sableux et par la fraction 0-2 µm dans les sols à texture fine : l'essentiel du carbone-ancien perdu et du carbone-récent stocké est associé aux fractions supérieures à 2 µm dans les sols sableux à sablo-argileux et aux fractions inférieures à 20 µm dans les sol argileux.

III. - SYNTHÈSE SUR LA DYNAMIQUE PLURIANNUELLE DE LA MO ASSOCIÉE AUX FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES DES SOLS TROPICAUX ÉTUDIÉS

En conclusion de ce chapitre, nous pouvons retenir les enseignements généraux suivants :

- le taux de renouvellement du carbone des fractions granulométriques, abordé à partir du marquage naturel par l'isotope ^{13}C , diminue des fractions $> 50 \mu\text{m}$ (fraction "débris végétaux") aux fractions 2-20 et 0-2 μm . Les temps moyens de résidence du carbone pour les deux fractions globales $> \text{et} < 50 \mu\text{m}$ ont été estimés, pour les sols à texture grossière, à environ 12 et 30 ans. Ceci confère un rôle majeur à la fraction "débris végétaux" dans la dynamique à court et moyen terme des MO dans ces sols tropicaux et dans les conséquences qui vont en résulter sur certaines propriétés des sols et des relations sol - plante. Toutefois, malgré ces différences, si l'on prend en compte la distribution relative du carbone entre les différentes fractions, les quantités absolues (mgC/g sol) de carbone minéralisé et de carbone stocké sous un système de culture donné, vont être, à l'échelle de la décennie, fortement dépendantes de la texture du sol : variations absolues dues pour l'essentiel aux fractions "débris végétaux" et au complexe organo-limoneux pour les sols sableux à sablo-argileux, et aux fractions $< 20 \mu\text{m}$ pour les sols argileux. Pour chaque fraction granulométrique, les distributions relatives du carbone-récent et du carbone total apparaissent fortement liées. Ce résultat est important dans une optique ultérieure de modélisation des dynamiques respectives du carbone-ancien et du carbone-récent. Nous avons toutefois constaté que cet objectif de modélisation ne pouvait être atteint actuellement par manque de données permettant de simuler la dynamique du carbone-récent total du sol ;

- la dynamique "apparente" du carbone des différentes fractions granulométriques, déterminée sans outil isotopique pour diverses situations de cette étude, reflète bien le sens de variation décrit ci-dessus pour leur dynamique "réelle" : rôle prépondérant de la fraction "débris végétaux" dans les sols à texture grossière et de la fraction organo-argileuse dans les sols à texture fine ;

- en terme de gestion des sols, ces résultats mettent en évidence que si la restauration du stock organique d'un sol sableux - qui est liée à la dynamique de la fraction "débris végétaux" - est possible à moyen terme (10 ans), celle du stock organique d'un sol argilo-sableux à argileux sera beaucoup plus longue, puisqu'elle nécessite le stockage de quantités importantes de MO dans des fractions $< 20 \mu\text{m}$ à taux de renouvellement relativement faible. Seuls des systèmes culturaux à très forts niveaux de restitution organique, racinaire en particulier, tels

que des prairies, des plantations arborées ou des systèmes agroforestiers peuvent y conduire à moyen terme ;

- enfin, sur la base de la dynamique pluriannuelle du carbone des différentes fractions granulométriques, on serait amené, pour les sols tropicaux étudiés ici, à regrouper les *fractions* granulométriques en deux *compartiments* : un compartiment "organique figuré végétal à dynamique décennale" (> 20 ou $50 \mu\text{m}$), un compartiment "organo - minéral complexe à dynamique pluridécennale" (< 20 ou $50 \mu\text{m}$).

Afin de préciser ces notions de compartiment déjà abordées dans le chapitre précédent pour ces différentes fractions granulométriques, nous allons étudier, dans la troisième partie, quelques aspects des fonctions biogéochimiques assurées par ces fractions.

TROISIÈME PARTIE

**LES FONCTIONS BIOGÉOCHIMIQUES DES
MATIÈRES ORGANIQUES**

INTRODUCTION

Dans la première partie de ce travail (Chapitre I.), nous avons mis en évidence l'existence de nombreuses corrélations entre les teneurs en matière organique des horizons de surface et diverses caractéristiques chimiques, physico-chimiques et biologiques des sols à argile 1:1. Nous avons aussi analysé (Chapitre II.) l'incidence de différents facteurs du milieu, en particulier le mode de gestion des sols, sur le niveau des stocks organiques de ces sols. Dans la deuxième partie, une réflexion d'ordre historique sur les différentes approches d'étude des compartiments organiques du sol nous a conduit à privilégier, *a priori*, une approche de type granulométrique. La nature (Chapitre III.) et la dynamique pluriannuelle (Chapitre IV.) des matières organiques associées aux fractions granulométriques du sol ont alors été étudiées en détail et pour de nombreuses situations. Ceci nous a conduit à identifier des fractions organiques et organo-minérales très différenciées par leur morphologie, leur origine, leur constitution et leur dynamique.

L'objectif de cette troisième partie est d'analyser quelques fonctions biogéochimiques de ces fractions afin de préciser, d'une part, les relations globales mises en évidence au début de ce travail, d'autre part, la spécificité fonctionnelle des fractions retenues.

On peut tenter de résumer la participation directe ou indirecte de la matière organique du sol à la disponibilité des nutriments pour la plante et les organismes du sol (faune et microorganismes), et donc aux cycles biogéochimiques, à travers quatre grands types de fonction.

1 - Les fonctions "biologiques" : minéralisation et organisation microbiennes. Ceci concerne plus particulièrement l'azote, le phosphore et le soufre. Ces éléments présents ou apportés au sol, vont subir des successions de minéralisation (passage d'une forme organique à une forme minérale soluble) et d'immobilisation microbienne (passage d'une forme minérale à une forme organique) qui, avec bien d'autres paramètres du milieu, vont conditionner non seulement les flux de ces éléments dans le système sol-plante considéré (exportation par les plantes, pertes par voie gazeuse ou par lixiviation, stockage dans le sol) mais aussi leur transfert entre différents compartiments du sol (cycle interne). L'approche granulométrique peut-elle

renseigner sur les sites de minéralisation et d'immobilisation et sur l'importance des transferts de C et N entre différents compartiments organiques du sol ? Quelles en sont les conséquences en terme de gestion des sols ?

2 - Les fonctions d'échange et de sorption (s.l.). Celles-ci sont liées aux propriétés de surface des constituants organiques et organo-minéraux du sol. Elles regroupent les propriétés d'échange cationique ou anionique, et les propriétés d'adsorption ou désorption de type physique (physisorption) ou chimique (chimisorption). Les réserves en bases échangeables (Ca, Mg, K, Na), le pouvoir fixateur du sol vis-à-vis des ions phosphate, les phénomènes d'adsorption et de désorption de molécules organiques telles que les pesticides sont le reflet de ces propriétés. Ces propriétés conditionnent, à très court terme, la disponibilité d'un certain nombre de nutriments minéraux, les équilibres cationiques, l'efficacité des engrais et des molécules xénobiotiques. Comment interviennent les différentes formes de MO dans ces processus ? Les amplitudes de variation observées selon le mode de gestion des sols ont-elles un effet majeur sur ces propriétés ?

3 - Les fonctions de stockage minéral (à moyen terme). Des éléments minéraux tels que le phosphore ou les cations majeurs (K, Ca, Mg) sont associés sous forme non échangeable aux matières organiques vivantes ou mortes du sol. Ces éléments sont libérés au cours de la minéralisation de la MO, et leur dynamique sera donc dépendante, entre autres, de celle de la MO du sol. Pour les sols ferrugineux et ferrallitiques naturellement pauvres en minéraux primaires, et bien souvent peu fertilisés, ces éléments minéraux associés à la MO du sol constituent probablement un compartiment de réserve intéressant à l'échelle de la décennie. Or l'on dispose de peu de données quantifiées sur ce compartiment minéral, l'essentiel des réserves minérales non échangeables étant généralement considéré comme associé aux minéraux primaires. Dès lors, il apparaît intéressant pour ces sols, à côté des formes échangeables ou labiles de ces éléments, d'essayer de localiser et de quantifier ces réserves au sein des fractions organiques et organo-minérales étudiées ici.

4 - Les fonctions d'agrégation des constituants du sol. La matière organique du sol joue un rôle primordial dans l'organisation, à toutes les échelles, des constituants des sols et dans la stabilité de ces organisations. Or du mode d'organisation du sol vont dépendre de nombreuses propriétés physiques (macro- et microporosité, compacité, engorgement, etc.) qui, elles mêmes, conditionnent les fonctionnements biologiques (développement racinaire, activités fauniques et microbiennes) et hydrodynamiques des sols. Il est donc essentiel de rechercher les formes de MO engagées dans la stabilisation de la structure des sols. C'est l'objet d'autres programmes de recherche à l'ORSTOM (A. Albrecht). Ce point n'est rappelé ici que pour mémoire car ce sujet est très peu abordé dans ce travail.

L'illustration de la participation des MO associées aux différentes fractions granulométriques aux fonctions biogéochimiques des sols a donc porté essentiellement sur les trois premiers types de fonction :

- les **fonctions biologiques** seront abordées au **chapitre V** en s'intéressant plus particulièrement au cycle interne de l'azote dans le sol, même si quelques comparaisons seront faites avec la minéralisation du carbone et du phosphore ;
 - les **fonctions d'échange et de sorption** seront présentées à l'aide de quelques exemples au **chapitre VI** en distinguant :
 - * les capacités d'échange des fractions granulométriques et leur sélectivité vis-à-vis des cations K et Ca,
 - * les propriétés d'adsorption vis-à-vis de l'anion phosphate,
 - * les propriétés d'adsorption vis-à-vis d'une molécule organique faiblement dissociée et hydrophobe, l'atrazine ;
 - les **fonctions de stockage minéral** seront illustrées au **chapitre VII** essentiellement avec l'exemple des cations **K, Ca et Mg**, le cas du phosphore n'étant évoqué qu'au niveau de la synthèse des résultats
- Enfin, une **synthèse** de cette troisième partie sera faite au **chapitre VIII**.

CHAPITRE V

**LES FONCTIONS BIOLOGIQUES DES
MATIÈRES ORGANIQUES**

LES FONCTIONS BIOLOGIQUES DES MATIÈRES ORGANIQUES¹

I. - INTRODUCTION

Dans ce chapitre, la locution "fonctions biologiques" recouvre ce qui a trait, à la fois, au pouvoir minéralisateur du sol et de ses fractions, au processus d'immobilisation microbienne et aux transferts internes au sol qui résultent de ces deux phénomènes. Cette fonction recouvre donc le cycle interne au sol d'un élément donné. Elle est plus particulièrement illustrée ici pour le cycle interne de l'azote.

L'azote est un des éléments majeurs de la nutrition des plantes. Il est présent presque exclusivement sous forme organique dans les sols, et sa dynamique est donc liée à celle de la matière organique :

- à l'échelle pluriannuelle (décennie), la dynamique de l'azote suit approximativement celle du carbone, puisque les rapports C/N d'un sol donné varient assez peu. Pour les situations agro-pédologiques étudiées ici, on constate effectivement que les variations observées, selon le mode de gestion des sols, des teneurs en N (ΔN) des sols ou des fractions sont fortement corrélées à celles des teneurs en C (ΔC) (Annexe V.1.A.). Par contre,
 - à l'échelle saisonnière, la dynamique de l'azote est beaucoup plus complexe et diffère de celle du carbone, puisqu'interviennent des paramètres tels que :
 - les différents modes et niveaux d'entrée d'azote dans le sol : azote minéral (engrais), atmosphérique, organique,
 - les différents processus de stockage (sous formes racinaire, microbienne ou physico-chimique) ou de "mobilisation" (minéralisation, échange) de l'azote organique ;

¹ De nombreux résultats présentés dans ce chapitre sont le fruit d'étroites collaborations avec mes collègues : J.L. CHOTTE et J. LOURY (ORSTOM), G. GURAUD et C. MAROL (CEA), B. NICOLARDOT et D. CHENEBY (INRA). En tant que thésards ou stagiaires N. BOUSQUET, C. FRANCOIS et M.J. VALONY ont beaucoup contribué aussi à ce chapitre.

- les différents modes et niveaux de sortie d'azote du sol : exportations par les récoltes, pertes par voie gazeuse ou par lixiviation.

C'est donc à l'échelle saisonnière, à partir de résultats d'expérimentations en vase de végétation ou d'expériences d'incubation, que nous aborderons l'étude de la participation des différentes formes de MO du sol au cycle interne de l'azote : minéralisation-organisation.

Pour la commodité de l'exposé, nous distinguerons :

- l'aptitude à la minéralisation de l'azote et du carbone associés aux différentes fractions organiques et organo-minérales du sol ;
- le rôle des différentes fractions granulométriques dans le stockage sous forme organique d'azote de différentes origines : azote provenant de l'urée, azote provenant d'amendements organiques ou de résidus de récolte, azote provenant du sol.

Dans ce travail, nous ferons largement appel au marquage et au traçage à l'aide de l'azote-15.

II. - MINÉRALISATION DU CARBONE ET DE L'AZOTE DES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES DES SOLS

A - MATÉRIEL ET MÉTHODES

Deux échantillons de sols marqués ^{15}N par de l'urée ^{15}N , nommés par simplicité Ft1 et Fig, ont été fractionnés en grande quantité par la méthode R/LUS pour permettre de faire des tests de minéralisation sur les différentes fractions granulométriques. Les échantillons étudiés proviennent d'expérimentations dont le détail est rapporté en annexe V.2.A. :

- l'échantillon Ft1 provient de l'expérimentation 1 et du traitement Um*co : apport d'urée marquée Um en présence de compost non marqué (co) sur une culture de mil en serre. Il est prélevé 2 mois après l'apport d'urée ;
- l'échantillon Fig provient de l'expérimentation 3 correspondant à un apport d'urée marquée sur une culture de canne à sucre en serre. Il est prélevé en fin de culture 8,5 mois après l'apport d'urée.

Les tests de minéralisation sont des incubations aérobies, à 28°C , pendant 28 jours, période pendant laquelle on mesure périodiquement N-minéral formé (N-NO_3^- , N-NO_2^- et N-NH_4^+) et CO_2 dégagé à 2 - 7 - 14 - 21 et 28 jours. Toutes les incubations sont menées dans des flacons de

125 ml, l'échantillon (généralement 25 g) étant maintenu à 80 % de sa capacité au champ. N-minéral est extrait par KCl 1M. Le sol total est incubé seul, mais les fractions sont mélangées (rapport 1:1), pour l'incubation, à des sables grossiers de laboratoire. Les dosages de N-minéral (N_m) et C-CO₂ (C_m) sont effectués selon NICOLARDOT (1988). Enfin, en vue d'étudier la minéralisation des matières organiques solubles à l'eau chaude (EC) et associées à la fraction 0-20 µm (fraction EC 0-20), des test de minéralisation de C et N ont été aussi menés dans les mêmes conditions expérimentales sur ces fractions avant, et après, extraction à l'eau chaude.

On opère sur 3 à 4 répétitions. Les coefficients de variation sont compris, toutes fractions confondues :

- pour C-CO₂, entre 1,6 % (0-0,2 µm) et 15 % (2-20 µm)
- pour ¹⁴N et ¹⁵N minéral totaux (NO₃ + NH₄) entre 0,5 % (0-0,2 µm) et 14 % (50-200 µm).

Pour des raisons d'objectifs initiaux différents, les conditions expérimentales ne sont pas totalement identiques pour les fractions des échantillons Fig 6 et Ft1. Pour Fig 6, les fractions sont incubées en mélange avec un sable de laboratoire réinoculé par une suspension-dilution du sol initial. Pour Ft1, les fractions sont incubées en mélange avec un échantillon total non marqué d'un sol identique. Les résultats présentés pour Ft1 sont ceux calculés pour les fractions pures, et non pour le mélange. L'éventuel effet de ces différences expérimentales sur les résultats obtenus sera discuté plus loin.

En ce qui concerne l'azote minéral nous n'avons pas rapporté ici les données détaillées relatives à N-NO₃⁻ et N-NH₄⁺. Nous ne considérerons que leur somme (N_m). Signalons simplement que pour toutes ces expériences de minéralisation de fractions, N-NH₄ domine largement sur N-NO₃.

B - BILANS C, N et ¹⁵N APRÈS FRACTIONNEMENT GRANULOMÉTRIQUE ET MINÉRALISATION DES FRACTIONS. CONSÉQUENCES EN TERME D'EFFET DE L'AGGRÉGATION SUR LA MINÉRALISATION DE LA MO

Les comparaisons des teneurs du sol initial non fractionné (sol NF) avec celles obtenues par calcul pour la somme des fractions (Somme Fract.) après fractionnement puis minéralisation séparée des fractions, peuvent être faites à partir des résultats du tableau V.1.

Les bilans de fractionnement (C, N et ¹⁵N initiaux) sont proches de 100 %, la somme des fractions variant de 90 à 109 % du sol non fractionné (sol NF). Par contre, *les bilans de minéralisation* (C_m , N_m et ¹⁵ N_m) sont toujours inférieurs à 100, variant de 41 à 84 % pour N_m et

Tableau V.1. - Bilans C, N et ¹⁵N obtenus après fractionnement granulométrique et minéralisation des fractions

Sol	Echantillon	C initial		N initial		¹⁵ N initial	
		mg/g	% Sol NF	mg/g	% Sol NF	µg/g	% Sol NF
Fi6	Sol NF Somme Fract.	19,2	100	1,64	100	15,2	100
		20,9	109	1,73	105	13,9	91
Ft1	Sol NF Somme Fract.	2,15	100	0,17	100	0,92	100
		1,94	90	0,18	108	0,83	90

Sol	Echantillon	C minéralisé		N minéralisé		¹⁵ N minéralisé	
		µg/g	% Sol NF	µg/g	% Sol NF	µg/g	% Sol NF
Fi6	Sol NF Somme Fract.	434	100	72,5	100	2,30	100
		340	78	61,1	84	1,30	57
Ft1	Sol NF Somme Fract.	123	100	15,2	100	0,14	100
		96	78	6,3	41	0,06	43

¹⁵Nm, et égaux à 78 % pour Cm. Au-delà des variabilités expérimentales et analytiques, à quelles causes peut-on attribuer ce déficit ?

- Carbone minéralisé Cm. Le déficit observé peut être dû soit à des "pertes" (fractions non dosées), soit à un comportement différent des fractions isolées par rapport aux fractions *in situ*. Les "pertes" existent et sont dues à la fraction soluble W (eaux de fractionnement) qui n'a pas été dosée ici. Elles peuvent expliquer à elles seules l'essentiel des différences entre la somme des fractions et le sol non fractionné (Sol NF). En effet, cette fraction ne représente que 0 à 5 % de C et N totaux, mais son potentiel de minéralisation peut être très élevé, en particulier pour l'azote (CHICHESTER, 1970).

- Azote minéralisé Nm et ¹⁵Nm. La non-prise en compte de la fraction soluble W peut expliquer aussi, en partie, le déficit observé. Il est aussi toutefois possible, que les processus de réorganisation de Nm et ¹⁵Nm soient plus importants pour les tests sur fractions "isolées" que pour les mêmes fractions considérées *in situ*. Ceci conduirait alors à des bilans Nm et ¹⁵Nm plus faibles dans le premier cas que dans le second. Les contrôles faits dans ce sens (§ V.C.1.) ne valident pas cette deuxième hypothèse.

- Effet protecteur de l'agrégation vis-à-vis de la minéralisation du carbone et de l'azote. Si l'on attribue l'essentiel des déficits de Cm et de Nm à la fraction soluble W non étudiée, il en résulterait que la dispersion et la désagrégation du sol obtenues au cours du fractionnement n'ont eu que peu d'effet sur la minéralisation de C ou N total. Autrement dit, il y aurait, pour les deux sols étudiés, peu d'effet protecteur de l'agrégation contre la minéralisation du carbone et de l'azote. En effet, dans le cas contraire, et en l'absence de pertes, les bilans en Cm devraient être supérieurs à 100. Si ce résultat est peu étonnant pour l'échantillon sableux peu agrégé Ft1, il peut être plus surprenant pour l'échantillon argileux F16 dont la stabilité structurale est relativement élevée (indice Is de HÉNIN égal à 0,6). Ce problème des interactions "agrégation-minéralisation" est actuellement très discuté et controversé. Ainsi, pour des sols tropicaux à argile 1:1, peu ou pas d'effet de l'agrégation sur la minéralisation sont notés par ROBINSON (1967) et BERNHARD-REVERSAT (1981), alors que BEARE *et al.* (1994a et b) décrivent un important effet protecteur de l'agrégation contre la minéralisation du carbone et de l'azote pour un sol ferrallitique subtropical. Sur une échelle de temps plus longue (400 jours d'incubation au lieu de 28 jours ici) un effet protecteur de l'agrégation faunique (vers de terre) sur la minéralisation du carbone est signalé par MARTIN (1992) et LAVELLE et MARTIN (1992) pour des sols ferrugineux de Lamto en Côte d'Ivoire. En milieu tempéré, on peut déduire des résultats de CATROUX et SCHNITZER (1987) l'absence d'effet de l'agrégation sur la minéralisation du carbone ou de l'azote tandis que EDWARDS et BREMNER (1967b), POWLSON (1980), ELLIOT (1986), GUPTA et GERMIDA (1988), GREGORICH *et al.* (1989), BORCHERS et PERRY (1992) et HASSINK (1992) rapportent des effets plus ou moins importants.

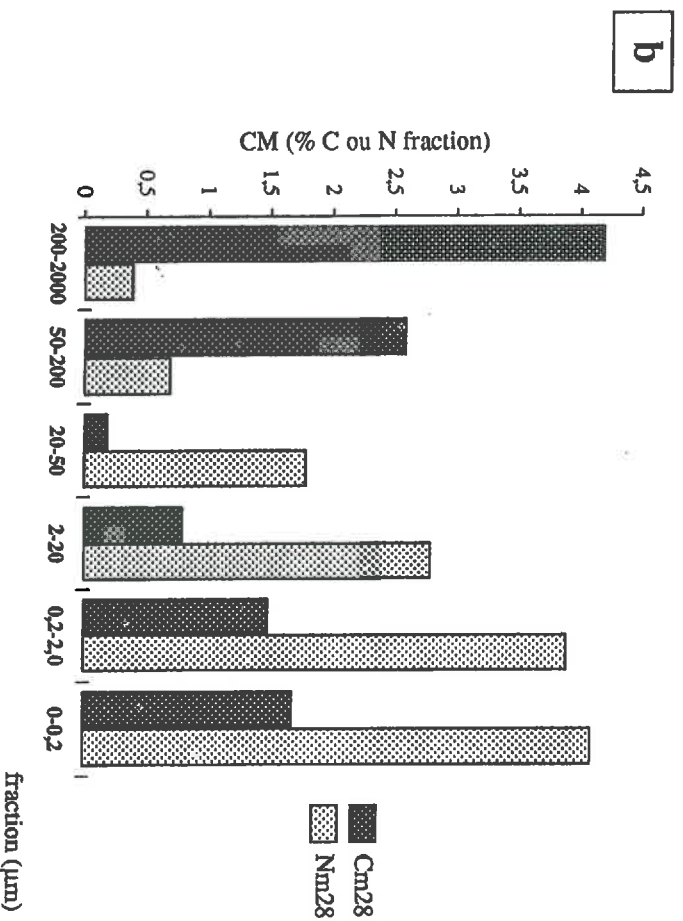
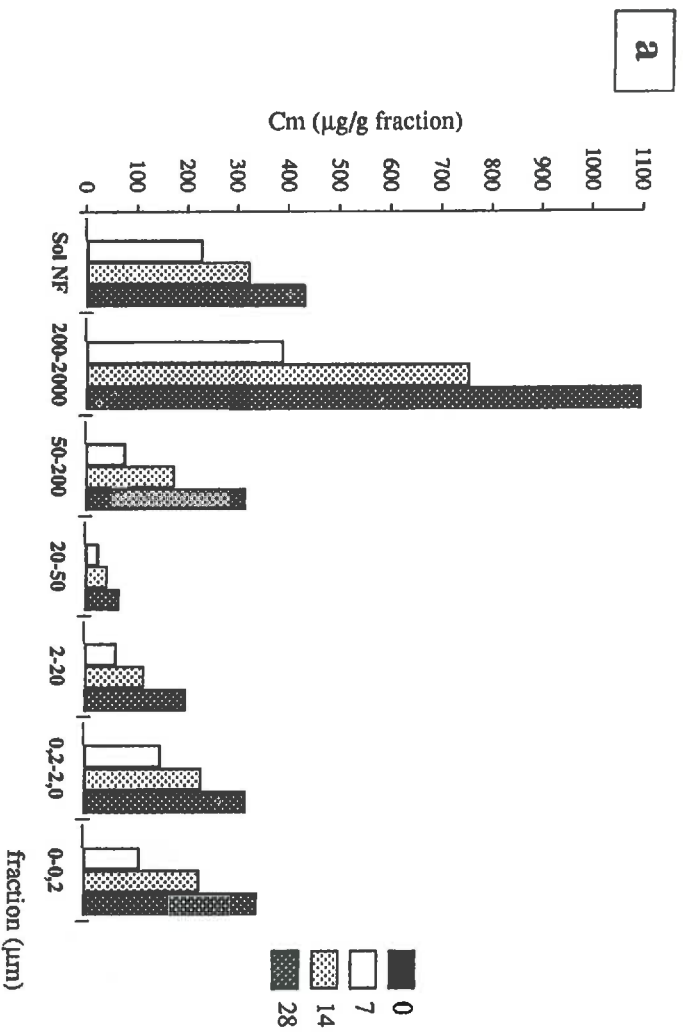


Fig V.1 - Minéralisations du carbone et de l'azote des fractions granulométriques pour l'échantillon argileux Fi 6.

(a) Cinétique de minéralisation (0, 7, 14, 28 jours) du carbone (Cm) en µg/g fraction,

(b) Comparaison des coefficients de minéralisation (CM) du carbone (Cm-Cm28) et de l'azote (CM-Nm28).

Cette absence d'effet de l'aggrégation pour les situations étudiées ici est bien en accord avec d'autres données indépendantes obtenues sur une collection de sols à argile 1:1 (dont l'échantillon Fig6). Ces données concernent les surfaces spécifiques (SS) mesurées à partir des isothermes d'adsorption de l'azote (SS-N₂) (FELLER *et al.*, 1992). Nous avons en effet montré, à partir d'une démarche identique à celle utilisée ici - comparaison de la somme des fractions dispersées au sol non fractionné - que la dispersion maximale imposée à l'échantillon par le fractionnement granulométrique utilisé ne conduisait pas à révéler des surfaces qui auraient pu être dissimulées, dans l'échantillon naturel, au sein d'agrégats ou de microagrégats de taille supérieure à 2 µm. L'analyse des résultats de la littérature montre que cet effet est relativement spécifique aux sols riches en argile 1:1, car les résultats diffèrent fortement pour les sols contenant des argiles 2:1. Cette différence est interprétée par la dominance d'une microporosité généralement ouverte dans le premier cas et d'une microporosité beaucoup plus fermée dans le second (TESSIER, 1990).

C - MINÉRALISATION DU CARBONE ET DE L'AZOTE ORGANIQUE TOTAUX DES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES

Les résultats détaillés sont en annexe V.3. Pour l'échantillon Fig6, toutes les fractions 200-2000, 50-200, 20-50, 2-20, 0,2-2,0 et 0-0,2 µm ont été étudiées, mais un regroupement initial en 20-2000, 2-20 et 0-2 µm a été fait pour l'échantillon Ft1. Afin de comparer les deux échantillons, on a calculé, pour Fig6, les valeurs des fractions 20-2000 et 0-2 µm à partir des résultats des fractions analysées.

1 - Echantillon argileux Fig6

Sur la figure V.1.a. on a reporté les quantités de carbone minéralisé, exprimées par gramme de fraction, à 7 (C_{m7}), 14 (C_{m14}) et 28 jours (C_{m28}). C_m diminue fortement des fractions 200-2000 µm à 20-50 µm, puis augmente dans les fractions inférieures à 20 µm. Les fractions 0,2-2 et 0-0,2 µm ont des teneurs semblables en C_m. Cette expression des résultats est fortement dépendante de la masse minérale de chaque fraction. Aussi, préfère-t-on apprécier l'aptitude à la minéralisation de la MO (DOMMERGUES, 1960) par le coefficient de minéralisation (CM) du carbone (CM-C_m) ou de l'azote (CM-N_m) :

$$CM-C_m = \frac{C_m(\mu\text{g/g fract.})}{C(\mu\text{g/g fract.})} \times 100 ; \quad CM-N_m = \frac{N_m(\mu\text{g/g fract.})}{N(\mu\text{g/g fract.})} \times 100$$

Le coefficient de minéralisation du carbone (CM-C_{m28}), calculé à 28 jours (Figure V.1.b.) est élevé (2,5 à 4,2 %) pour les fractions grossières > 50 µm ; il diminue fortement (0,2 %) pour la fraction 20-50 µm puis augmente à nouveau des fractions 2-20 µm (0,8 %) aux fractions 0-2 µm (1,7 %). Il n'y a pas de différence entre les fractions 0,2-2 et < 0,2 µm.

Tableau V.2. - Rapports C/N et Cm28/Nm28 des fractions granulométriques des échantillons Fi6 et Ft1. Cm28 et Nm28 = C et N minéralisés en 28 jours.

Sol	Fraction (µm)	C/N	Cm28/Nm28
Fi6	200-2 000	33,8	341,0
	50-200	26,3	98,5
	20-50	18,5	2,5
	2-20	16,1	4,8
	0,2-2,0	9,6	3,8
	0-0,2	9,8	3,9
	20-2 000	25,3	57,7
	2-20	16,1	4,8
	0-2	9,7	3,8
Ft1	20-2 000	12,2	21,2
	2-20	12,1	3,2
	0-2	8,9	3,9

Le coefficient de minéralisation de l'azote à 28 jours (CM-Nm28) montre des variations très différentes de celles du carbone (Figure V.1.b.) : les valeurs sont très faibles (0,1 à 0,7 %) pour les fractions > 50 µm, elles augmentent ensuite des fractions 20-50 µm (1,8 %) aux fractions 2-20 (2,8 %) et 0-< 2 µm (4 %). Il n'y a pas de différence entre les fractions 0,2-2 et 0-0,2 µm. Les faibles valeurs de CM-Nm des fractions > 50 µm comparées à celles de CM-Cm traduisent un fort processus d'immobilisation de l'azote sous forme microbienne dans ces fractions à rapports C/N élevés (26 à 33). En effet, les rapports Cm28/Nm28 (Tableau V.2.) diminuent fortement des fractions > 50 µm aux fractions < 20 µm. Pour les deux sols Fi6 et Fe1, Cm28/Nm28 passe de valeurs supérieures à 20 pour 20-2000 µm, à inférieures à 5 pour les fractions inférieures à 20 µm.

Pour les fractions granulométriques, des tendances de variation similaires avaient déjà été rapportées par CHICHESTER (1969) pour un sol tempéré limono-sableux. Les travaux ultérieurs concernant différents milieux ou matériaux (sols, amendements organiques) ont confirmé ces comportements, aussi bien pour la minéralisation du carbone (BERNHARD-REVERSAT, 1987 ; CHRISTENSEN, 1987 ; GREGORICH *et al.*, 1989), que pour celle de l'azote (SUZUKI et KUMADA, 1976 ; CAMERON et POSNER, 1979 ; BERNHARD-REVERSAT, 1981 et 1988 ; SOLLINS *et al.*, 1984 ; CATROUX et SCHNITZER, 1987)?.

2 - Comparaison des échantillons argileux Fi6 et sableux Fe1

Les coefficients de minéralisation du carbone (CM-Cm) et de l'azote (CM-Nm) de la fraction 20-2000 µm de Fe1 sont nettement plus élevés (Figure V.2.a.) que ceux de l'échantillon Fi6. Pour CM-Nm, la différence observée peut être attribuée à une dominance des processus d'immobilisation sur les processus de minéralisation pour les fractions à rapport C/N élevé de l'échantillon Fi6. Par contre, les coefficients de minéralisation diffèrent peu entre les deux échantillons pour les fractions 0-2 et 2-20 µm, et la fraction 2-20 µm présente aussi les plus faibles coefficients de minéralisation (Figure V.2.a.).

Les quantités absolues totales (µg/g sol) de carbone et d'azote minéralisés sont nettement plus faibles pour l'échantillon Fe1 que pour l'échantillon Fi6 (Figure V.2.b.), les différences étant dues, pour l'essentiel, aux fractions 0-20 µm. Les coefficients de minéralisation des fractions fines étant similaires pour les deux échantillons ce sont les contenus en carbone et en azote totaux de ces fractions qui expliquent les différences observées.

² Des résultats moins nets sont rapportés pour les sols hydromorphes (Lowe et Hindé, 1983).

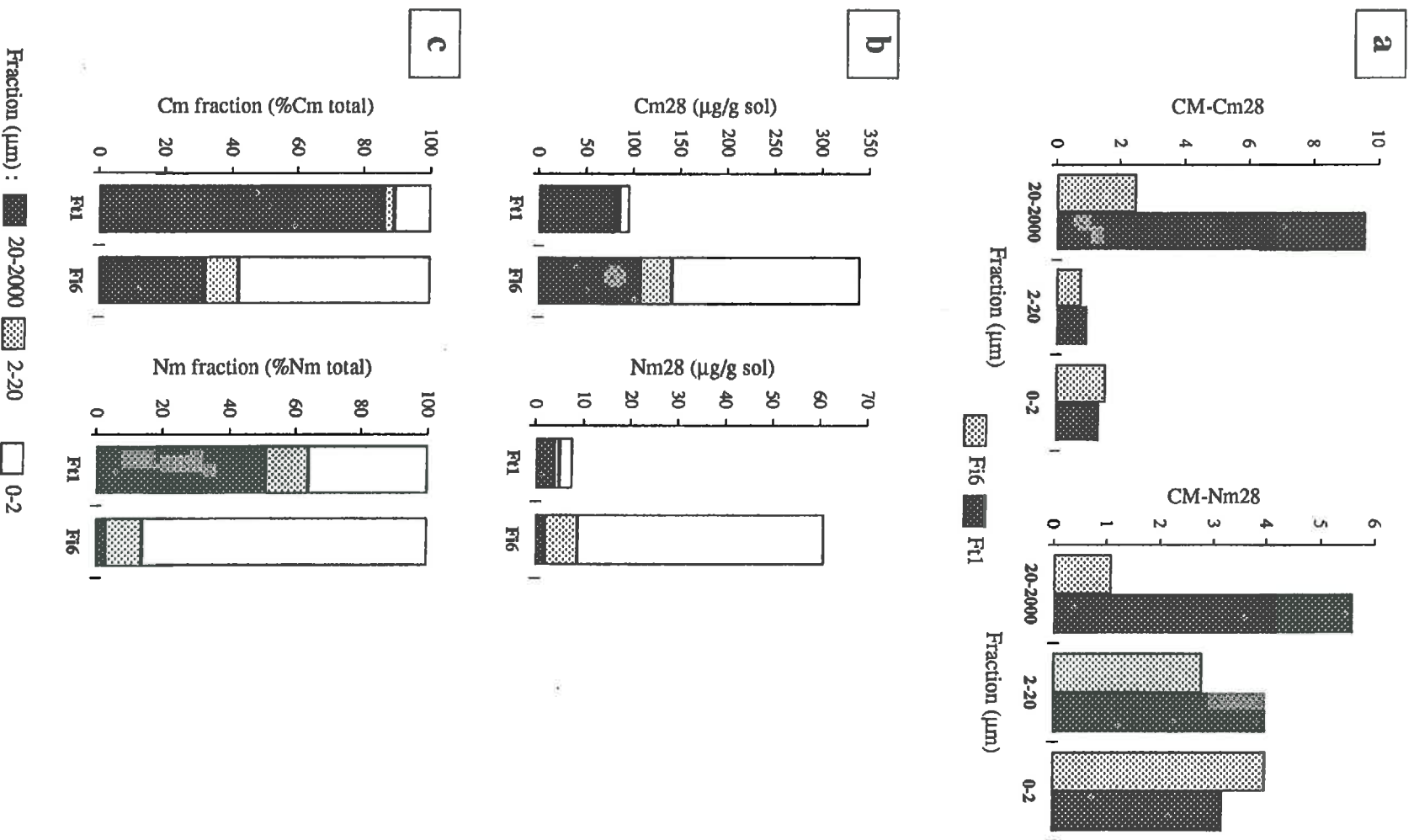


Fig V.2 - Comparaison de la minéralisation des échantillons Fi6 (sableux) et Fi1 (argileux).

(a) Coefficients de minéralisation du carbone (CM-Cm28) et de l'azote (CM-Nm28) à 28 jours,

(b) Quantités absolues ($\mu\text{g/g sol}$) de carbone (Cm 28) et d'azote minéralisés (Nm 28) en 28 jours,

(c) Quantités relatives (% total) de carbone (Cm fraction) et d'azote (Nm fraction) minéralisés par fraction.

En valeurs relatives (% Cm et Nm total) (Figure V.2.c.), la fraction 20-2000 participe, pour Ft1, à 85 % du carbone et à 51 % de l'azote minéralisés, alors que pour l'échantillon Fig6, les valeurs correspondantes ne sont respectivement que de 32 et 3 %. En terme d'activités minéralisatrices de C et N, ceci met en évidence l'importance des débris végétaux (> 20 µm) pour les sols très sableux, et des fractions < 20 µm, et particulièrement des fractions organo-argileuses, pour les sols argileux.

3 - Généralisation

Une simulation simple, présentée en annexe VIII.1. et discutée au chapitre VIII, permet d'estimer, pour chaque fraction organique, sa contribution aux diminutions du carbone et de l'azote facilement minéralisables du sol à la suite d'un défrichement et d'une mise en culture continue. Cette simulation prend en compte les coefficients de minéralisation de chaque fraction, la teneur en argile du sol (A % variant de 5 à 50), les distributions du carbone et de l'azote totaux dans les différentes fractions granulométriques et leurs variations après défrichement et mise en culture. On constate, effectivement que la fraction "débris végétaux" est la fraction active dans les sols très sableux (A % = 5), alors que ce sont les MO associées aux fractions argileuses dans les sols argileux.

Compte-tenu de ces résultats, nous avons étudié les corrélations simples entre le carbone et l'azote totaux du sol minéralisés à 28 jours et les distributions du carbone et de l'azote dans les fractions granulométriques déchantillons de surface. L'étude est restreinte aux situations d'Afrique de l'Ouest (n = 8 à 12). Les résultats rapportés dans l'annexe V.1.B. confirment que les seules corrélations hautement significatives sont, pour le carbone total minéralisé, celles obtenues avec le carbone des fractions > 20 µm (r = 0,86) et pour l'azote total minéralisé celles obtenues avec l'azote (ou le carbone) des fractions < 2 µm (r = 0,89)³.

D - MINÉRALISATION DE L'AZOTE RÉCEMMENT IMMOBILISÉ DANS LES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES

La minéralisation de fractions marquées préalablement à l'azote-15 au cours de cultures ou incubations antérieures permet de comparer les coefficients de minéralisation de l'azote organique total (¹⁴N + ¹⁵N) de la fraction à celui de l'azote récemment immobilisé (¹⁵N). Nous nommerons "azote-récent" cette dernière forme d'azote organique. Compte-tenu des quantités d'azote-15 mises en jeu, on peut confondre l'azote organique total avec le seul azote-14, et donc opposer l'azote-récent (¹⁵N) à l'azote-ancien (¹⁴N).

³ Signations que pour l'activité phosphatásique (Pase), les résultats vont dans le même sens que ceux de l'azote minéralisable, le coefficient de corrélation le plus élevé (r=0,60, n=15, significatif au risque 5 %) est obtenu entre Pase total et le contenu en carbone des fractions 0-2 µm (cf. Annexe VIII.1.).

Tableau V.3. - Coefficients de minéralisation (CM) et distributions (% total minéralisé) de ^{14}N et ^{15}N des fractions granulométriques des échantillons Fi6 et Ft1. Résultats exprimés en %.

Sol	Fraction (μm)	CM		Distribution Nm28	
		^{14}N Nm28	^{15}N Nm28	% ^{14}N m total	% ^{15}N m total
Fi6	200-2 000	0,4	0,1	0,4	0,2
	50-200	0,7	0,4	0,4	0,2
	20-50	1,8	1,3	2,3	0,5
	2-20	2,8	5,5	11,3	6,4
	0,2-2,0	3,9	14,3	58,1	62,6
	0-0,2	4,1	15,0	27,5	30,1
Fi6	20-2 000	1,1	0,3	3,1	0,9
	2-20	2,8	5,5	11,3	6,4
	0-2	4,0	14,5	85,6	92,7
	Somme	3,5	9,4	100,0	100,0
Ft1	20-2 000	5,6	7,5	50,7	54,4
	2-20	4,0	4,4	13,0	6,3
	0-2	3,2	7,0	36,4	39,3
	Somme	4,2	7,0	100,0	100,0

Nous rapportons ici les résultats ¹⁵N des test de minéralisation (¹⁵Nm28) appliqués aux fractions isolées des mêmes échantillons Fig 6 et Fig 1. Les aspects méthodologiques du dosage de l'azote-15 sont décrits dans l'annexe V.2.B. et les résultats détaillés dans les annexes V.4.A. et V.4.B.

1 - Echantillon argileux Fig 6

Les résultats sont résumés dans le tableau V.3. Les coefficients de minéralisation de ¹⁵N à 28 jours (CM-¹⁵Nm28) sont très faibles pour les fractions supérieures à 20 µm (0,1 à 1,3 %), puis augmentent fortement dans les fractions fines (< 20 µm). Pour ces dernières, le coefficient de minéralisation de ¹⁵N est nettement supérieur à celui de ¹⁴N. L'azote récemment immobilisé dans les fractions fines du sol est donc plus facilement minéralisable que l'azote total. Il n'y a pas de différence entre les fractions 0,2-2 et 0-0,2 µm. La fraction globale 0-2 µm participe pour plus de 85 % à ¹⁵N minéralisé total.

Les coefficients de minéralisation de ¹⁵N obtenus à 28 jours pour les fractions > 50 µm sont très faibles (inférieurs à 1 %). Toutefois, des valeurs beaucoup plus élevées (20 %) ont été obtenues, mais sur des périodes plus longues (90 jours), pour des enfouissements de feuilles et racines marquées ¹⁵N (expérimentation n° 4, Annexe V.2.A.). Les différences entre minéralisation sur fraction "isolée" à 28 jours et débris végétaux *in situ* à 90 jours sont-elles dues aux temps d'incubation différents ou à des immobilisations de ¹⁴N et ¹⁵N artificiellement augmentées lors des incubations sur fractions "isolées" ? Afin de vérifier ce point, nous avons incubé des mélanges d'un échantillon de sol Fig 6 non marqué et de fractions 20-2000 µm et 0-20 µm marquées ¹⁵N extraites d'un échantillon Fig 6 marqué et nommé Fig 6⁴. Des résultats présentés au tableau V.4. et détaillés dans les annexes V.4.C., il ressort que :

- pour la fraction 20-2000 µm incubée en présence de sol, on retrouve, à 28 jours, des coefficients de minéralisation de ¹⁴N ou ¹⁵N aussi faibles que ceux obtenus pour les incubations sur fractions "isolées". Le fait d'étudier des fractions isolées n'introduit donc pas d'artefact particulier dans cette expérimentation. Les faibles coefficients de minéralisation observés sont dus à une forte immobilisation les 28 premiers jours pour ces fractions à rapport C/N élevé. Par contre, au-delà de 28 jours, la minéralisation de ¹⁵N est notable (CM-¹⁵Nm56 = 11,6 et ¹⁵Nm % = 23,1), même si celle de ¹⁴N reste faible. Pour ce sol argileux, à 84 jours, la fraction 20-2000 µm participe pour 27 % à la totalité de ¹⁵N minéralisé, avec un coefficient de minéralisation de 14 %;

⁴ Echantillon provenant (malheureusement) d'un marquage ¹⁵N différent de l'échantillon Fig 6 précédé par suite de l'épuisement des stocks d'échantillons en fin de thèse.

Tableau V.4 - Cinétiques (0 à 84 jours) de minéralisation de ^{14}N et ^{15}N des fractions 20-2 000 et 0-20 μm incorporées à un échantillon de sol total (Fig6b, 0-2 mm). Coefficients de minéralisation (CM) et distributions relatives (%Nm total) en %.

	Fraction (μm)	^{14}Nm			^{15}Nm		
		28j	56j	84j	28j	56j	84j
CM-Nm (%)	20-2 000	- 0,3	0,1	0,9	- 1,8	11,6	14,3
	0-20	5,5	9,1	9,5	13,5	24,3	23,9
	Total	4,4	7,4	7,8	9	19,4	20,2
% Nm total	20-2 000	- 1,4	0,3	2,2	- 7,7	23,1	27,3
	0-20	101,4	99,7	97,8	107,7	76,9	72,7
	Total	100	100	100	100	100	100

*Les valeurs négatives (résultant d'une différence t28 - t0) sont dues aux très faibles teneurs à 28 jours, proches de celles du temps 0.

• pour la fraction 0-20 µm, les coefficients de minéralisation de ^{14}N et ^{15}N (5,5 et 13,5 %) sont élevés dès 28 jours, et du même ordre de grandeur que ceux trouvés pour la fraction globale "isolée" 0-20 µm de l'échantillon Fi6 précédent (3,8 et 13,1 %). De fortes augmentations des coefficients de minéralisation de ^{14}N et ^{15}N ont lieu entre 28 et 56 jours. A 84 jours, la fraction 0-20 µm participe pour 73 % à la totalité de ^{15}N minéralisé, avec un coefficient de minéralisation de 24 %.

En résumé, pour ce sol argileux (Fi6) sous canne à sucre, la forte immobilisation de ^{15}N provenant des débris végétaux à C/N élevé a surtout lieu le premier mois d'incubation. Le fait de travailler sur fractions "isolées" ou "réincorporées" à un sol total ne paraît pas devoir modifier sensiblement les tendances observées.

2 - Comparaison des échantillons argileux Fi6 et sableux Ft1

Les résultats sont résumés dans le tableau V.3. Le coefficient de minéralisation ^{15}N de la fraction 20-2000 µm, plus élevé pour le sol sableux Ft1 que pour le sol argileux Fi6, peut s'expliquer par les différences de rapport C/N des fractions respectives. Nous n'avons pas d'explication aux valeurs plus faibles (7 %) des fractions 0-2 µm de l'échantillon Ft1 par rapport à celles de Fi6 (14,5 %). Mais la grande différence entre les deux sols concerne la participation relative des fractions supérieures à 20 µm et inférieures à 2 µm à la minéralisation de ^{15}N : dominance des fractions supérieures à 20 µm pour Ft1 et inférieures à 2 µm pour Fi6. Enfin, comme pour Fi6, l'azote récent (^{15}N) est plus facilement minéralisable que l'azote total (^{14}N).

E - PARTICIPATION DES FRACTIONS "SOLUBLES A L'EAU CHAUDE" (EC) A LA MINÉRALISATION DE L'AZOTE

Nous venons de voir que :

- (i) l'azote récemment immobilisé (^{15}N) présentait un coefficient de minéralisation plus élevé que celui de l'azote ancien,
- (ii) une part importante (> 90 % pour Fi6, 46 % pour Ft1) de ^{15}N minéralisé provenait des fractions 0-20 µm,
- (iii) la proportion de ^{15}N minéralisé par rapport à ^{15}N total de ces fractions (CM- $^{15}\text{Nm}28$) n'était pas négligeable, variant de 7 à 15 % pour les fractions < 2 µm.

Ceci nous conduit à nous interroger sur la forme d'azote facilement minéralisable associée aux fractions fines du sol, et, en particulier, aux fractions organo-argileuses. L'absence de différences dans les coefficients de minéralisation entre les fractions organo-argileuses fines à grossières nous a incité à étudier une autre fraction organique, la fraction EC extraite à l'eau

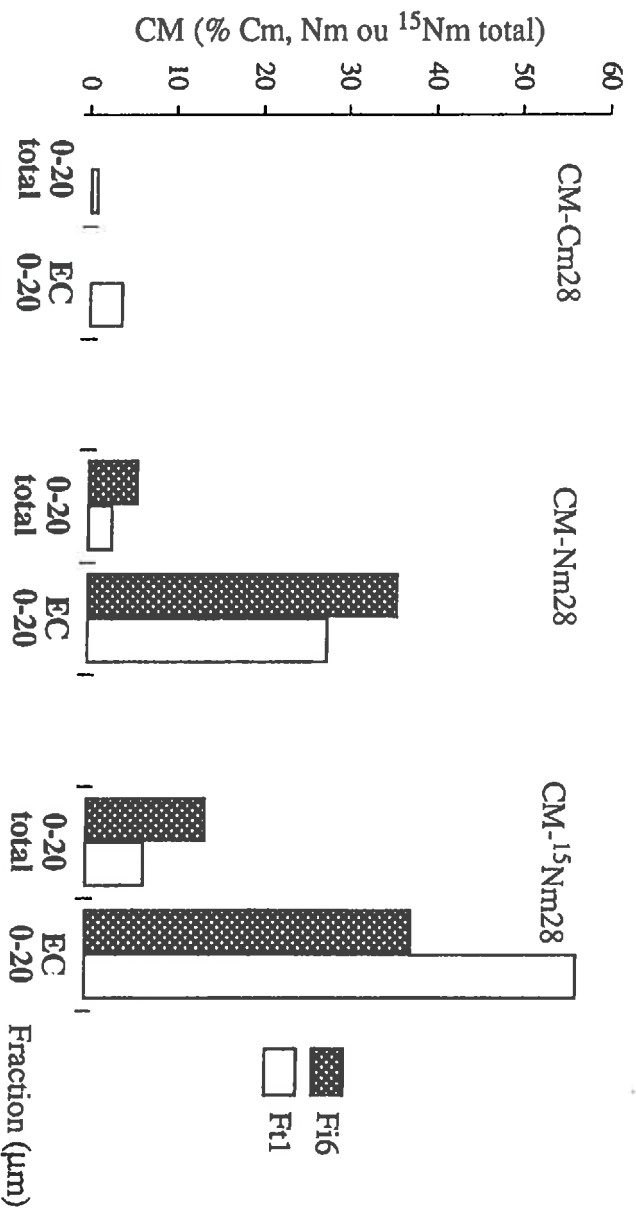


Fig V.3 - Comparaison des coefficients de minéralisation du carbone (CM-Cm28), de l'azote (CM-Nm28) et de l'azote-15 (CM-15Nm28) pour les fractions 0 - 20 µm total et l'extrait "eau chaude" EC 0 - 20.

chaude. Les données du chapitre III indiquent (§ III.A.2. et III.E.1.b) que cette fraction organique amorphe est fortement enrichie en métabolites microbiens. Nous verrons par ailleurs (cf. § 3.D.2.b) qu'elle présente un excès isotopique toujours supérieur à celui de la fraction granulométrique dont elle est issue, ce qui est un indice de stockage préférentiel de métabolites microbiens récents.

Pour appréhender le caractère minéralisable du carbone et de l'azote de la fraction EC, nous avons opéré selon un mode sousstractif en comparant les résultats d'incubation des fractions 0-20 µm totales marquées à l'azote-15 à ceux des mêmes fractions après extraction à l'eau chaude ("culot"). Le fractionnement granulométrique initial a été fait selon la méthode R, en l'absence d'ultrasons, afin de limiter au maximum les artefacts liés au transfert de MO d'une fraction à une autre (cf. Chapitre III, § II.A.). Les incubations des fractions 0-20 µm et du "culot" restant après extraction ont ensuite été menées en mélange avec des sols totaux (0-2 mm) équivalents, non marqués. Les résultats présentés ici sont ceux calculés pour la fraction initiale correspondante et non pas ceux des mélanges. Il y a 4 répétitions par fraction pour chaque point des cinétiques. Pour Fig6, les prélèvements sont effectués à 0, 28, 56 et 84 jours, et pour Ft1, à 0 et 28 jours seulement. L'échantillon marqué ^{15}N de la situation Fig6 est l'échantillon Fig6b.

Les résultats détaillés sont dans les annexes V.4.C et V.4.D. Les coefficients de minéralisation du carbone n'ont pas été estimés pour l'échantillon Fig6b.

Les valeurs des coefficients de minéralisation du carbone (CM-Cm) et de l'azote (CM-Nm) de la fraction EC 0-20 sont représentées sur la figure V.3. Pour le sol Ft1, la valeur de CM-Cm est égale à 4,4 %, soit une valeur trois fois supérieure à celle (1,3 %) de la fraction 0-20 µm dont elle est issue. Pour les deux sols Ft1 et Fig6, les coefficients de minéralisation de l'azote (CM-Nm) sont très élevés, égaux respectivement à 28,0 et 35,5 %, soit des valeurs de 10 à 6,5 fois supérieures à celles des fractions 0-20 µm correspondantes (CM-Nm égaux respectivement à 2,8 et 5,5 %).

Les participations de chaque fraction au carbone (Cm28) et à l'azote ($^{14}\text{Nm}28$ et $^{15}\text{Nm}28$) totaux minéralisés sont présentées dans le tableau V.5. La participation de EC 0-20 au carbone total minéralisé apparaît relativement faible, égale à 5,1% pour le sol Ft1⁵. Par contre, on observe une participation importante de cette fraction à l'azote total-ancien et -récent minéralisés. Ainsi, à 28 jours, pour Ft1 et Fig6, 23 et 62 % de ^{14}Nm et 40 et 37 % de ^{15}Nm sont respectivement minéralisés. Pour le sol Ft1, la quasi-totalité de l'azote 15 minéralisé de la fraction 0-20 µm provient de la fraction soluble à l'eau chaude. Cette fraction constitue donc une réserve importante, à court terme, de l'azote facilement minéralisable du sol : environ 20 % de l'azote

⁵ Pour le sol Fig6, en utilisant une valeur de CM-Cm identique à celle du sol sableux, la participation de EC 0-20 au carbone total minéralisé serait de 2,7 %.

Tableau V.5. - Participation de la fraction 0-20 µm à l'azote (^{14}N et ^{15}N) et au carbone minéralisés totaux, avant ($^{\text{t}}\text{total}^{\text{t}}$), et après ($^{\text{c}}\text{culot}^{\text{c}}$), extraction de la fraction à l'eau chaude^{*}. (Fraction 20-2000 µm ,pour mémoire).

Sol	Fraction (µm)	^{14}Nm (% total)			^{15}Nm (% total)			Cm (% total) 28j
		28j	56j	84j	28j	56j	84j	
F16b	Total (0-2 000) 20-2 000 0-20 $^{\text{t}}\text{total}^{\text{t}}$ 0-20 $^{\text{c}}\text{culot}^{\text{c}}$ EC 0-20 ^{**}	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	rd
		- 1,4	0,3	2,2	- 7,7	23,1	27,3	rd
		101,4	99,7	97,8	107,7	76,9	72,7	rd
		39,4	59,6	69,9	70,4	38,5	47,8	rd
Ft1	Total (0-2 000) 20-2 000 0-20 $^{\text{t}}\text{total}^{\text{t}}$ 0-20 $^{\text{c}}\text{culot}^{\text{c}}$ EC 0-20 ^{**}	62,0	40,1	27,9	37,3	38,4	24,9	rd
		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
		57,5	42,6	43,4	55,6	43,4	3,2	85,5
		20,0	22,6	40,2	3,2	40,2	5,1	14,5
								9,5
								5,1

nd=non dosé

^{*}Les valeurs négatives, résultant d'une différence t28 - t0, sont dues aux très faibles teneurs à 28 jours, proches de celles du temps 0.

^{**}EC 0-20 = 0-20 $^{\text{t}}\text{total}^{\text{t}}$ - 0-20 $^{\text{c}}\text{culot}^{\text{c}}$.

Tableau V.6 - Résumé des principales caractéristiques des expérimentations 1 à 5 avec ^{15}N .

Type d'expérimentation (et durée en mois)	Expérimentation r°/situation				
	1 R11	2 Fi6 et rFi6	3 Fi6	4 Fi6	5 Ve6
Culture Incubation	Mil (4) ron	Canne (3) oui (3)	Canne (8,5) ron	Canne (3) oui (3)	Mais (2) oui (2)
Type d'apport ^{15}N (m) [*]					
Urée (U_m)	+	+	+	+	+
Paille maïs (pa_m)					
Feuille canne (F_m)				+	
Racine canne (R_m)				+	
Feuille <i>Digitaria</i> (D_m)					+
Symbole traitement [*]					
	U_m $U_m \cdot pa$ $U_m \cdot co$ $pa_m \cdot U$	U_m $U_m \cdot pa$ $U_m \cdot co$	U_m	U_m $F_m \cdot U$ $R_m \cdot U$ S_m $S_m \cdot U$	U_m $U_m \cdot D$ D_m $D_m \cdot U$ S_m

* Abréviations : m = marqué ^{15}N , U = urée, pa = paille, co = compost, F = feuille, R = racine, D = partie aérienne de *Digitaria*, S_m = sol préalablement marqué ^{15}N .

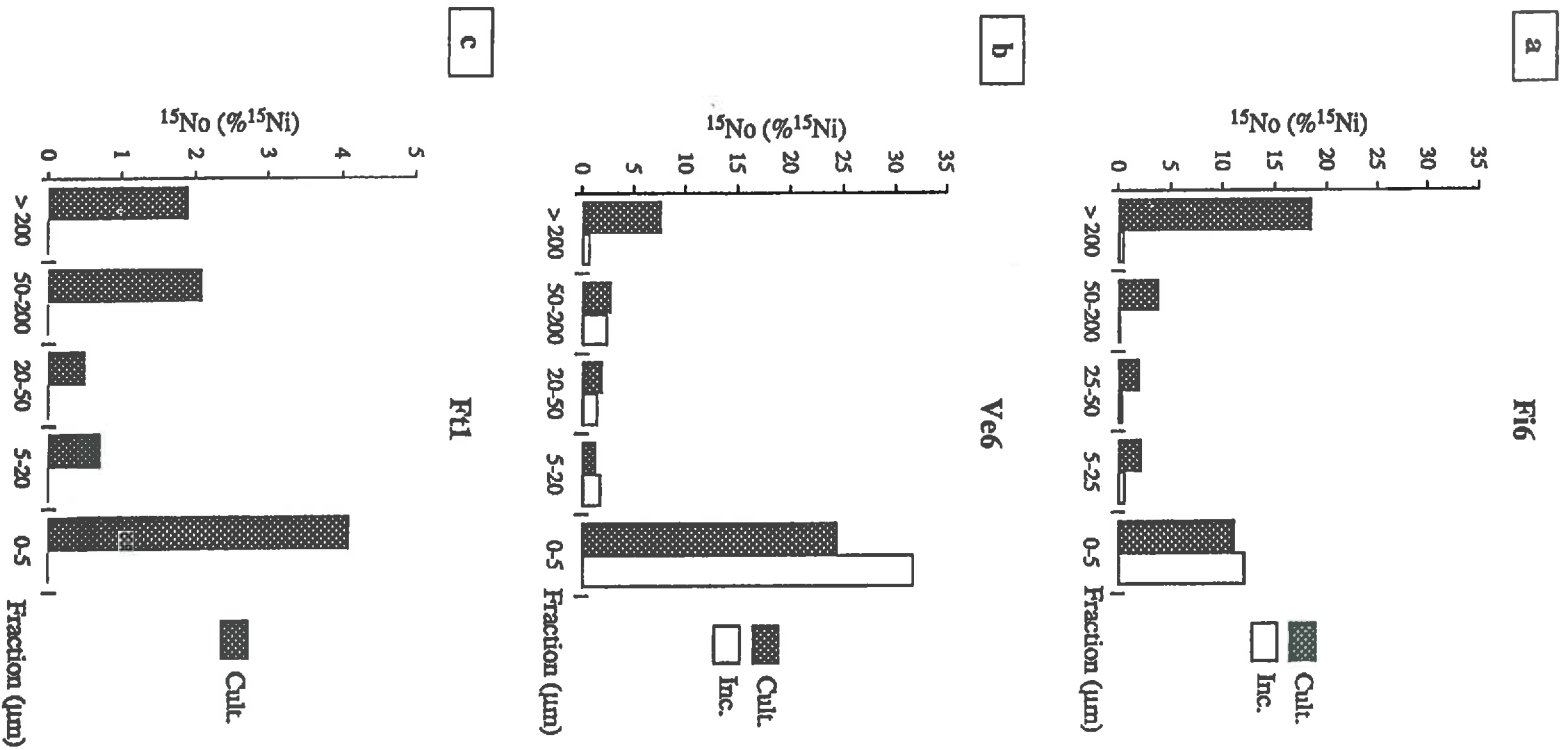


Fig V.4 - Localisation dans les fractions granulométriques de ¹⁵N organique (¹⁵No) provenant de l'urée pour des expérimentations "culture" (Cult.) ou "incubation" (Inc.), pour les situations Fi6 (a), Ve6 (b), Ft1 (c). Résultats en % de ¹⁵N initial apporté (¹⁵Ni).

A - LOCALISATION DANS LES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES DE ^{15}N ORGANIQUE PROVENANT DE L'URÉE

La localisation dans le sol de ^{15}N organique provenant de ^{15}N -urée est étudiée par fractionnement granulométrique d'échantillons de sols après incubation (Inc) ou culture (Cult) pour les expérimentations 1 à 5. Les résultats détaillés des fractions sont en annexe V.5.A. Les valeurs exprimées en % de ^{15}N apporté ($^{15}\text{N}_i$) sont en annexe V.5.D. Elles sont schématisées sur la figure V.4.

1 - Expérimentations "Incubation"

Après incubation, l'essentiel du ^{15}N retrouvé sous forme organique dans le sol est localisé dans les fractions inférieures à 5 μm , aussi bien pour le ferri-sol Fi6 (85 %) que pour le vertisol Ve6 (82 %). Cet azote n'a pu être immobilisé que sous forme microbienne⁷, ce qui indique, *a posteriori*, que l'immobilisation microbienne de ^{15}N -urée sur les fractions supérieures à 5 μm est relativement faible. Ceci est aussi clairement démontré par CHOTTE (comm. pers.) pour le vertisol Ve6, à partir d'une expérimentation visant à étudier l'immobilisation de ^{15}N -urée en présence de glucose dans des échantillons provenant de sols sous prairie et maraîchage (Tableau Annexe V.5.A.3.). Pour cette expérimentation, ce sont 83 et 89 % de ^{15}N immobilisé qui sont retrouvés dans la fraction 0-2 μm .

2 - Comparaison "Incubation-Culture" : effet de la productivité végétale sur la distribution de ^{15}N organique

Cette comparaison peut être faite pour les situations Fi6 et Ve6 après respectivement 3 et 2 mois de culture ou d'incubation (Figure V.4.a. et b.).

Après culture, on retrouve une part importante du ^{15}N organique associée aux fractions 0-5 μm (30 et 64 % pour Fi6 et Ve6), mais aussi aux fractions supérieures à 50 μm (59 et 28 % pour Fi6 et Ve6). Ce stockage est le résultat d'une organisation racinaire. Il sera d'autant plus élevé que la production de matière sèche racinaire sera forte⁸ et donc que la productivité végétale sera élevée. On constate aussi, pour ces deux exemples, que le stockage de ^{15}N organique dans

⁷ Il a été vérifié pour ces deux sols (FRANÇOIS *et al.*, 1991 et CHOTTE, comm. pers.) que l'azote- 15 sous forme ammoniacale et non extractible par KCl ("azote fixé") était négligeable.

⁸ Pour Fi6, les parties aériennes et souterraines représentent respectivement 58,5 et 18,7 g MS/kg de sol, alors que pour Ve6, elles ne sont que de 4,0 et 0,3 g MS/kg sol. De la même manière, la comparaison des situations Fi6 et rFi6 (sols "remodelés", Tableau-Annexe V.5.D.1) fait apparaître que la différence de stockage de ^{15}N dans les fractions supérieures à 50 μm (22,5 et 15,9 % de $^{15}\text{N}_i$ respectivement) est liée à de fortes différences de productivité végétale : les valeurs pour les sols non remodelés (Fi6) sont nettement supérieures (58,5 et 18,7 g MS/kg sol) à celles obtenues (13,6 et 8,4 g MS/kg sol) pour les sols "remodelés" (rFi6).

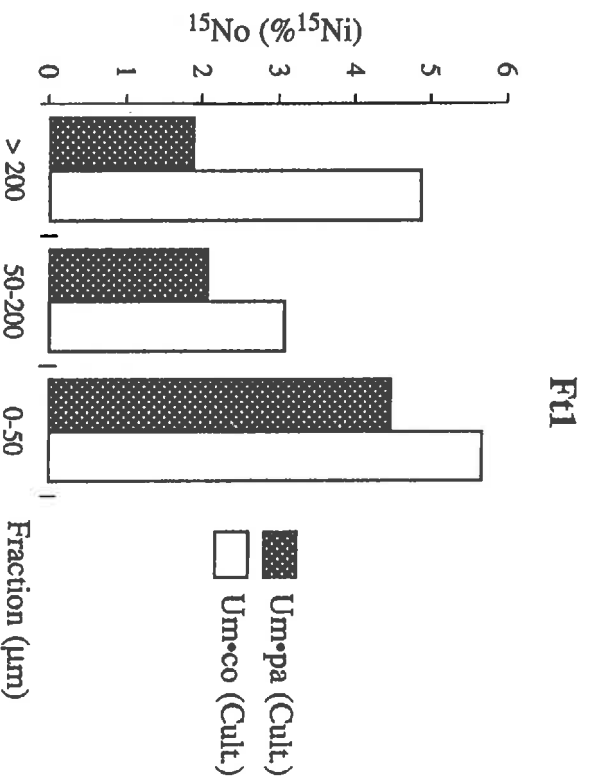


Fig V.5 - Comparaison des traitements "paille" ($\text{Um}\cdot\text{pa}$) et "compost" ($\text{Um}\cdot\text{co}$) sur la distribution de ^{15}N organique (^{15}No) provenant de l'urée dans les fractions granulométriques d'un sol cultivé (Cult.) de la situation Ft1. Résultats en % de ^{15}N initial apporté (^{15}Ni).

les fractions 0-5 μm est, pour chaque situation, à peu près identique pour les deux traitements "Incubation" et "Culture".

Cet effet de la productivité végétale, donc de la productivité racinaire, sur le stockage de ^{15}N organique dans le sol se retrouve aussi pour les sols sableux de la situation Ft1 quand on compare (Figure V.5.) le traitement "paille-urée" (pa. U_m) à faible productivité végétale (parties aériennes = 3,2 g MS/kg sol) au traitement "compost-urée" (co. U_m) à forte productivité végétale (parties aériennes = 16,6 g MS/kg sol). En effet, les différences pour la fraction 0-50 μm entre les deux traitements sont relativement faibles (1,2 % de $^{15}\text{N}_i$ apporté), alors qu'elles sont nettement plus élevées pour l'ensemble des fractions supérieures à 50 μm (3,8 % de $^{15}\text{N}_i$ apporté, soit 59 % de la différence de $^{15}\text{N}_o$ entre les deux traitements). Les conclusions sont identiques pour la comparaison des traitements "urée" (U_m) et "compost-urée" (co. U_m). (Annexe V.5.D.2.). Pour cette même situation Ft1, un fractionnement granulométrique plus détaillé fait apparaître la même tendance que pour les autres sols dans la répartition de ^{15}N organique après culture (Figure V.4.c.) : stockage préférentiel dans les fractions supérieures à 50 μm et inférieures à 2 μm , faibles valeurs pour les fractions 2-20 et 20-50 μm .

En conclusion, nous retiendrons que cette approche granulométrique de la répartition dans le sol de ^{15}N organique provenant d'apports de ^{15}N -urée permet de séparer des compartiments organiques azotés ($^{15}\text{N}_o$) fortement dépendants d'un "effet plante" à travers l'importance de la productivité racinaire (c'est le cas des fractions supérieures à 50 μm), ou, au contraire, relativement indépendants de la productivité végétale (c'est le cas des fractions 0-2 μm ou 0-5 μm). Les fractions 2-50 μm ont, par contre, un faible pouvoir de stockage du ^{15}N organique.

B - LOCALISATION DANS LES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES DE ^{15}N ORGANIQUE PROVENANT D'APPORTS VÉGÉTAUX

Les résultats détaillés des fractions sont en annexe V.5.B. Les valeurs exprimées en % de ^{15}N apporté ($^{15}\text{N}_i$) sont en annexe V.5.D. Elles sont schématisées sur la figure V.6. pour des apports de feuille (Fm) et de racine (Rm) de canne à sucre dans le cas de la situation Fig6.

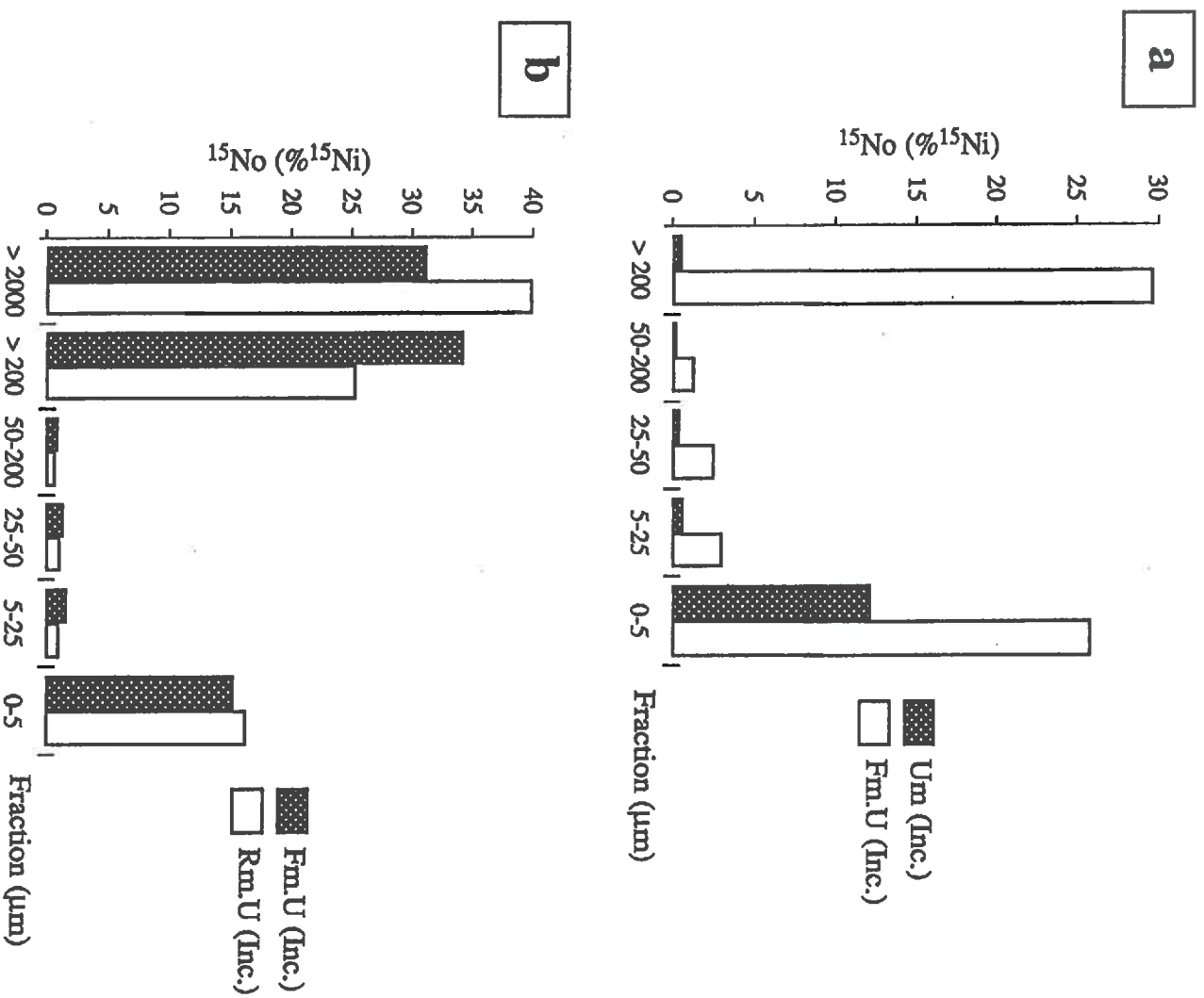


Fig V.6 - Stockage de ^{15}N organique (^{15}No) dans les fractions granulométriques de l'échantillon Fig-6a selon la nature de l'apport :

(a) comparaison urée (Um) et feuille (Fm),

(b) comparaison feuille (Fm) et racine (Rm).

Résultats en % de ^{15}N initial apporté (^{15}Ni).

1 - Expérimentations "Incubation" : situation Fig 6

On note (Figure V.6.a.), après trois mois d'incubation, une répartition totalement différente de ^{15}N organique selon la forme de l'apport :

- pour ^{15}N -urée (U_{m}), le stockage se fait essentiellement dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$,
- pour les feuilles et racines marquées ^{15}N -feuilles, caractérisées par des rapports C/N élevés (respectivement égaux à 43 et 53), le stockage s'effectue à la fois dans les fractions grossières ($> 200 \mu\text{m}$) et fines (< 5 ou $25 \mu\text{m}$). Le stockage dans les fractions 25 à $200 \mu\text{m}$ est faible.

Le stockage de ^{15}N organique provenant de l'urée a déjà été commenté ci-dessus et interprété comme une immobilisation microbienne localisée dans les fractions $< 2 \mu\text{m}$. Le stockage de ^{15}N organique provenant d'apports végétaux correspond, d'une part, à une accumulation des débris végétaux ^{15}N peu décomposés dans la fraction granulométrique ($> 200 \mu\text{m}$) dans laquelle ils ont été introduits, d'autre part, à un transfert apparemment direct de ^{15}N des fractions grossières ($> 200 \mu\text{m}$) vers les fractions fines ($< 20 \mu\text{m}$). Ce transfert peut être dû, soit à une adsorption immédiate sur les colloïdes minéraux de composés azotés organiques facilement solubles et existant dans le matériel végétal de départ (hypothèse non testée dans ce travail), soit à une immobilisation microbienne de ^{15}N provenant de l'apport végétal.

Par ailleurs, sur un plan qualitatif, pour les mêmes expérimentations, FRANÇOIS (1988) a montré que les débris $> 2 \text{mm}$ de feuilles et de racines marquées ^{15}N , séparés du sol après 3 mois de décomposition, présentaient des excès isotopiques E % nettement plus faibles que ceux du matériel végétal initial : respectivement 16,4 et 12,7 avant expérimentation, et 8,8 et 7,3 après 3 mois de décomposition. Ces diminutions de E % peuvent être expliquées, en partie par un marquage ^{15}N initial non uniforme du matériel végétal, mais surtout par le développement d'un feutrage mycélien autour des débris enfouis, contribuant ainsi à une dilution de l'azote végétal fortement marqué par de l'azote fongique faiblement marqué provenant du sol.

2 - Expérimentations "Culture" : situation Fig 6

Les résultats sont schématisés sur la figure V.6.b pour les traitements feuilles (F_{m}) et racines (R_{m}).

La tendance générale de la répartition de ^{15}N organique provenant des résidus de récolte est identique à celle des traitements "Incubation" : stockage important dans les fractions de débris végétaux ($> 200 \mu\text{m}$) et dans les fractions organo-argileuses ($< 5 \mu\text{m}$), mais faible stockage dans les fractions 5 à $200 \mu\text{m}$.

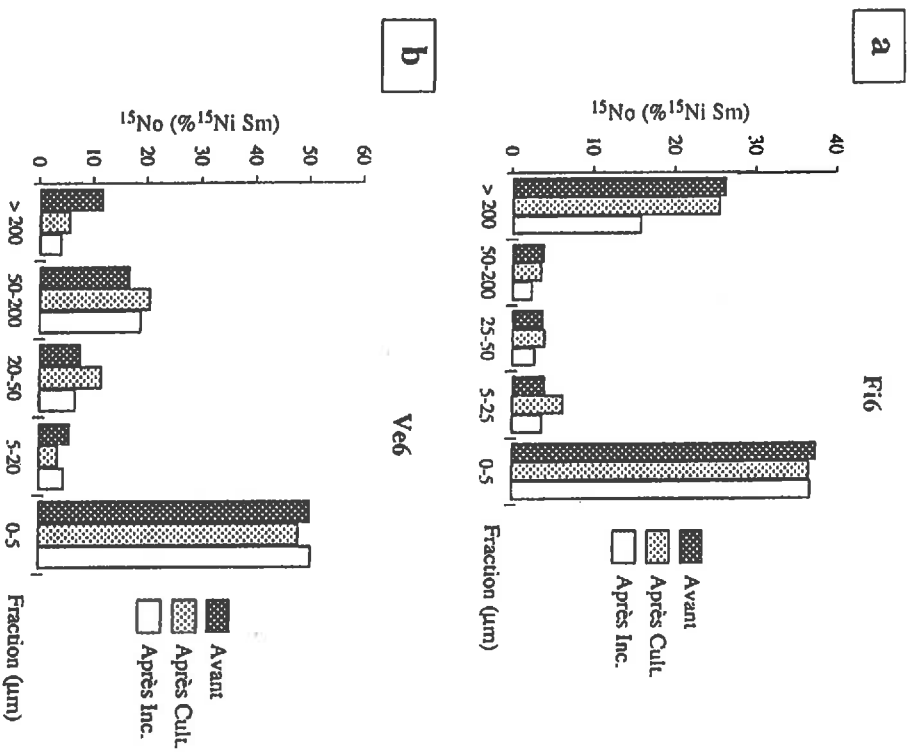


Fig V.7 - Effets d'expérimentations "Culture" et "Incubation" sur la redistribution de ¹⁵N organique (¹⁵No) dans les fractions granulométriques (a) d'un ferrisol (Fi6), (b) d'un vertisol (Ve6) récemment marqués ¹⁵N. Résultats en % de ¹⁵N du sol initial Sm (¹⁵Ni Sm).

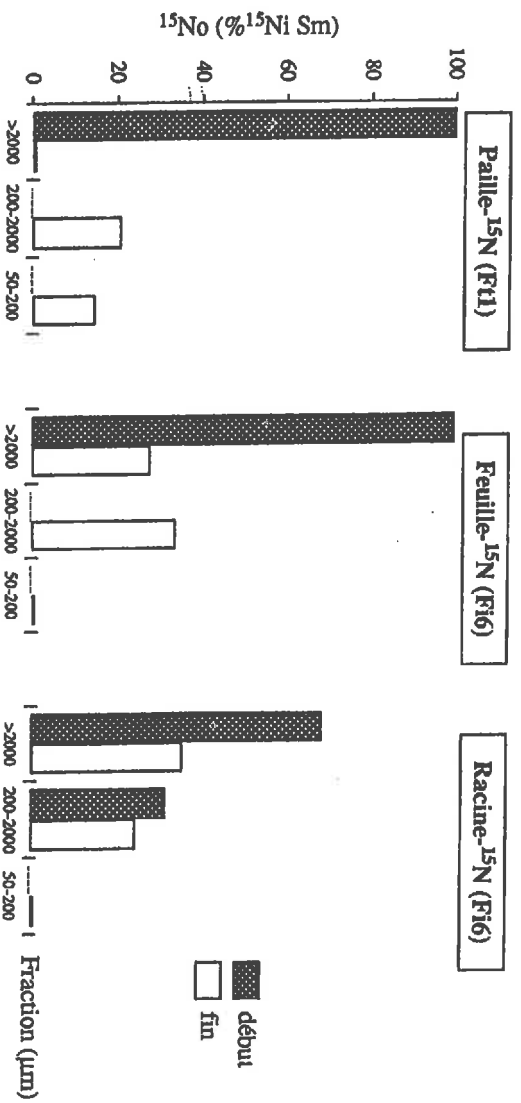


Fig V.8 - Transferts après culture (Fi1) ou incubation (Fi6) de ¹⁵N organique (¹⁵No) au sein des fractions grossières supérieures à 50 µm. Résultats en % de ¹⁵N initial apporté (¹⁵Ni).

C - REDISTRIBUTION DANS LES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES, APRÈS CULTURE OU INCUBATION, DE ^{15}N RÉCEMMENT IMMOBILISÉ DANS LE SOL

Pour quelques échantillons préalablement marqués ^{15}N (symbole Sm), nous étudions ici les transferts possibles de ^{15}N organique entre différentes fractions granulométriques, au cours de culture ou d'incubation ultérieure. Le sol et les fractions granulométriques sont analysés en ^{15}N avant et après culture ou incubation. L'étude concerne les situations Fig6 (expérimentation 4) et Ve6 (expérimentation 5). Les résultats détaillés des fractions sont en annexe V.5.C. Les valeurs exprimées en % de ^{15}N apporté ($^{15}\text{N}_i$) sont en annexe V.5.D. Elles sont schématisées sur la figure V.7.

Pour les deux situations (Fig6 et Ve6), on note relativement peu de variations dans la distribution de ^{15}N organique avant et après culture ou incubation pour les fractions inférieures à 200 μm . Par contre, des diminutions sensibles sont observées pour les fractions supérieures à 200 μm . Il est toutefois difficile, pour ces expérimentations, de préciser les processus de transfert et de stockage de ^{15}N car :

- l'accumulation de ^{15}N organique dans les autres fractions est limitée et,
- les variations de ^{15}N minéral dans le sol sont faibles et peuvent être cachées par l'existence avant incubation ou culture de quantités déjà notables de ^{15}N minéral.

D - ÉTUDE DÉTAILLÉE DES FRACTIONS GROSSIÈRES (> 200 μm) ET FINES (< 5 μm)

1 - Les transferts de ^{15}N provenant des débris végétaux marqués au sein des fractions grossières

Les débris végétaux, dans nos expérimentations, sont apportés systématiquement sous forme de particules de taille supérieure à 200 μm , et souvent de particules supérieures à 2 mm, comme c'est le cas *in situ*. Nous avons résumé, sur la figure V.8., les transferts et les pertes en ^{15}N que l'on peut observer après culture (Ft1) ou incubation (Fig6 et Ve6) dans les fractions supérieures à 200 μm , par rapport à la distribution initiale :

- Situation Ft1. L'azote-15 apporté sous forme de débris de paille de maïs de taille supérieure à 2 mm (traitements pa_m et pam_m .U) disparaît de cette fraction et est retrouvé pour 21 et 15 % respectivement dans les fractions 200-2000 et 50-200 μm (Figure V.8), tandis que 18 % sont stockés sous forme organique dans les fractions < 50 μm ;

- Situation Fig6. L'azote-15 apporté sous forme de débris de feuille de taille supérieure à 2 mm (traitement F_m) disparaît à 70 % de cette fraction granulométrique. Une partie fragmentée est retrouvée dans la fraction 200-2000 μm , mais on notera que la fraction 50-200 μm est très peu

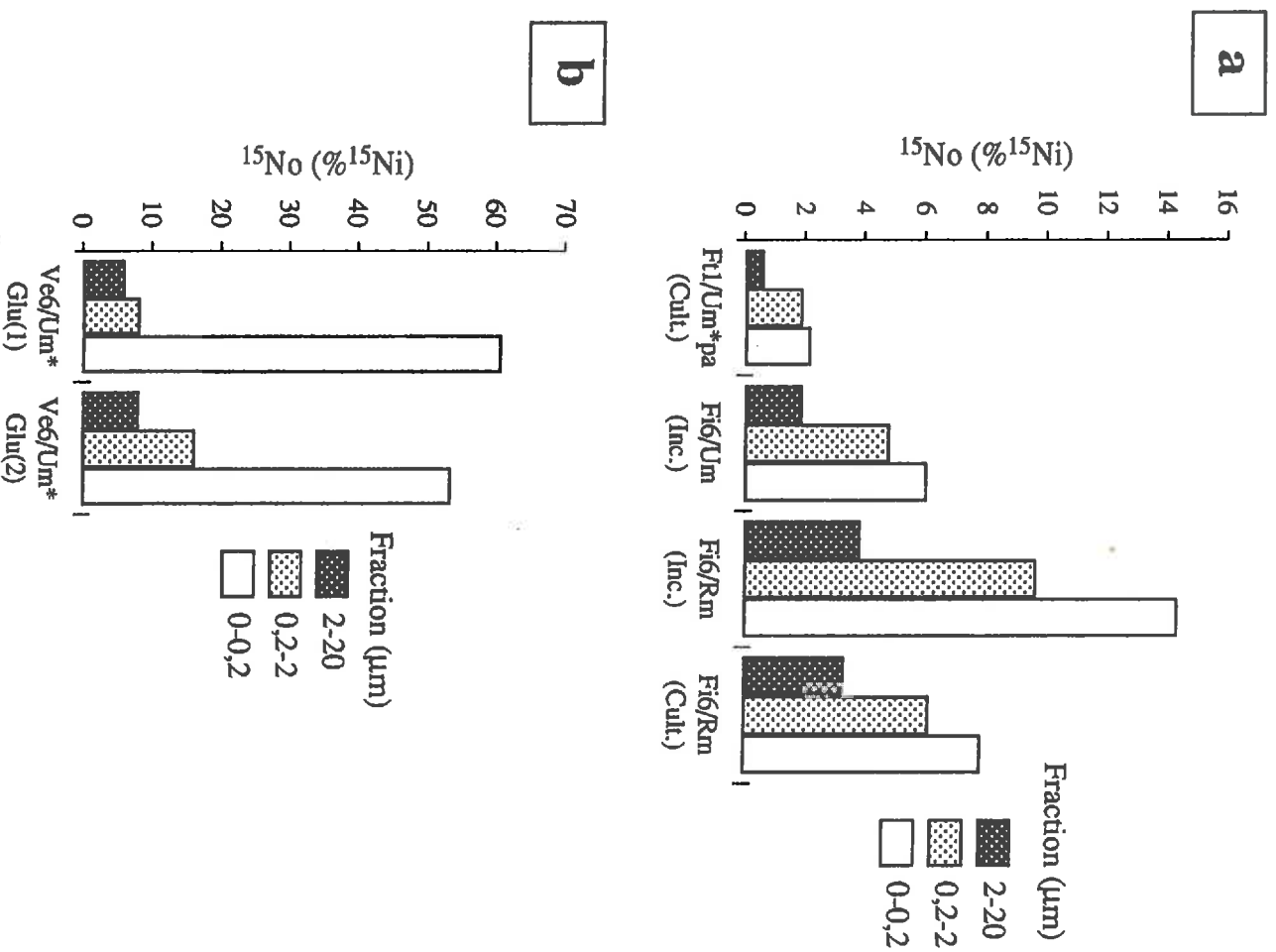


Fig V.9 - Distribution de ^{15}N organique (^{15}No) d'origine diverse (urée Um ou racine Rm) au sein de fractions fines de divers sols (Fi1, Fi6, Ve6) :

(a) expérimentations culture (Cult.) ou incubation (Inc.) de 2 à 4 mois,

(b) expérimentation d'immobilisation de ^{15}N -urée en présence de glucose (glu) après 4 jours d'incubation pour le sol Ve6 sous maraichage (glu1) ou sous prairie (glu2). Données J.L. Chotte (comm. pers.)

Résultats en % de ^{15}N initial apporté (^{15}Ni).

enrichie. L'azote-15 apporté sous forme de fragments de *racine* de taille 200-2000 et > 2000 μm , disparaît à 50 % de la fraction > 2000 μm et les pertes et apports se compensent pour la fraction 200-2000 μm . La fraction 50-200 μm est là encore très peu enrichie.

De tous ces exemples et des données commentées antérieurement, il ressort que, sur une période de 2 à 4 mois, la décomposition des débris végétaux enfouis peut être caractérisée, en ce qui concerne l'azote, par :

- un processus de *minéralisation* nette, conduisant, toutes expérimentations "culture" et "incubation" confondues, à une exportation d'azote dans la plante ou à l'accumulation d'azote minéral, dans des proportions variant de 4 à 30 % de ^{15}N apporté (Tableau-Annexe V.2.C.2.) ;
- un processus de *fragmentation*, qui s'exprime par le transfert de ^{15}N , sous forme particulière, d'une fraction granulométrique donnée (200-2000 ou > 2000 μm) vers la fraction granulométrique de taille immédiatement inférieure,
- un processus d'*immobilisation microbienne*, qui s'exprime par un transfert direct de ^{15}N sous forme de métabolites microbiens vers les fractions fines inférieures à 5 μm .

2 - Le stockage de ^{15}N organique au sein des fractions granulométriques inférieures à 20 μm

a. - Les fractions solides

Nous présentons, sur la figure V.9., la répartition de ^{15}N organique (en % de ^{15}N apporté) dans les fractions granulométriques inférieures à 20 μm : 2-20 μm (ou 2-25), 0,2-2,0 μm et 0-0,2 μm pour les expérimentations suivantes :

• Exp. n° 1	Sol Ft1	Traitement U_m *pa, Culture :	Ft1/ U_m *pa(Cult)
• Exp. n° 4	Sol Fig	Traitement U_m , Incubation :	Fig/ U_m (Inc)
• Exp. n° 4	Sol Fig	Traitement R_m , Incubation :	Fig/ R_m (Inc)
• Exp. n° 4	Sol Fig	Traitement R_m , Culture :	Fig/ R_m (Cult)

auxquelles nous avons ajouté les résultats d'une expérimentation faite par CHOTTE (comm. pers.), intitulée Ve6/ U_m *Glu, et visant à étudier l'immobilisation de ^{15}N -urée, en présence de glucose (Glu), dans un vertisol sous maraîchage (Cult) ou prairie (Pa) (Tableau-Annexe V.5.A.3.).

Si le pourcentage de ^{15}N organique stocké dans les différentes fractions peut varier fortement selon l'expérimentation, on constate toutefois que, quels que soient les sols (sableux Ft1 ou argileux Fig et Ve6), l'origine de l'apport (urée U_m ou résidus végétaux R_m), ou le type

Tableau V.7. - Distributions de ^{15}N et de ^{14}N total organiques, et des surfaces spécifiques (SS), dans les fractions fines (0 à 20 μm) des sols Ft1 (exp. 1) et Ft6 (exp. 4). Résultats en % de $^{15}\text{N}_o$, de $^{14}\text{N}_o$ et des SS totaux de la fraction 0-20 μm . U_m = urée marquée, pa = paille, (Cult) = culture, (Inc) = incubation.

Situation	Traitement	Fraction (μm)	$^{15}\text{N}_o$ SS $^{14}\text{N}_o$ (% valeur totale fraction 0-20 μm)		
Ft1	U_m .pa(Cult.)	2-20	13,6	5,6	18,5
		0,2-2,0	40,3	22,7	45,3
		0-0,2	46,1	71,7	36,2
	Somme	100,0	100,0	100,0	
Ft6	U_m (Inc)	2,20	15,1	16,6	20,7
		0,2-2,0	37,7	35,4	37,5
		0-0,2	47,2	48,0	41,7
	Somme	100,0	100,0	100,0	

d'expérimentation (culture ou incubation), le stockage relatif de $^{15}\text{N}_0$ dans les fractions inférieures à 20 μm est d'autant plus élevé que les fractions sont plus fines.

Cette distribution non aléatoire de $^{15}\text{N}_0$ est à rapprocher de celle des surfaces spécifiques (SS) des fractions correspondantes (Tableau V.7.). Pour l'échantillon *Fi6*, la distribution de $^{15}\text{N}_0$ est pratiquement identique à celle des surfaces spécifiques. Une même tendance, mais moins nette, est aussi observée pour la distribution en N total. Pour l'échantillon *Fi1*, il n'y a pas ici similitude stricte des distributions de $^{15}\text{N}_0$ et de SS, mais les tendances restent les mêmes ($2-20 < 0,2-2,0 < 0-0,2 \mu\text{m}$), contrairement à la distribution de N total ($0,2-2,0 > 0-0,2 \mu\text{m}$).

Il n'existe pratiquement aucune donnée dans la littérature permettant de confirmer ou d'infirmer ces relations entre la distribution de $^{15}\text{N}_0$ au sein des fractions fines et leur surface spécifique. Si la majorité des auteurs constatent que le stockage de $^{15}\text{N}_0$ est généralement beaucoup plus faible dans les fractions 2-20 ou 2-50 μm que dans les fractions 0-2 μm (CHRISTENSEN et SORENSEN, 1986 et références citées ci-dessous), les répartitions entre les fractions organo-argileuses fines ($< 0,2 \mu\text{m}$) et grossières ($> 0,2 \mu\text{m}$) diffèrent fortement, selon les auteurs, à l'avantage soit des premières (McGILL et PAUL, 1976 ; AMATO et LADD, 1980 ; BALABANE et BALESDENT, 1992), soit des secondes (PAUL et MCGILL, 1977 ; CORTEZ, 1989 ; CORTEZ et HAMEED, 1992). LADD *et al.* (1977) notent des répartitions variables de $^{15}\text{N}_0$ (provenant de $^{15}\text{N}-\text{NO}_3$) selon le type de sol calcaire (sableux, argileux), le traitement (avec paille ou glucose), le temps d'incubation. Il n'apparaît pas non plus de variation systématique selon que ^{15}N est apporté sous forme minérale (NH_4^+ , NO_3^-), végétale (pailles, feuilles) ou microbienne.

Cette absence de "logique" dans la répartition de $^{15}\text{N}_0$ est à mettre en relation avec les observations suivantes :

- les conditions expérimentales ne sont jamais identiques ;
- parmi les sols analysés des régions tempérées, beaucoup contiennent des argiles de type smectite ou vermiculite. On sait que, dans ces conditions, $^{15}\text{N}-\text{NH}_4$ peut être "fixé" (rétrogradé) dans les espaces interfoliaires, et n'est donc pas extractible à KCl. Sans contrôle préalable, il sera alors assimilé à ^{15}N organique. Or KOWALENKO et ROSS (1980) ont montré que $^{15}\text{N}-\text{NH}_4$ "fixé" était localisé, pour le sol étudié, très préférentiellement dans les argiles grossières ;
- concernant le fractionnement granulométrique de la MO, on connaît rarement l'état de dispersion obtenu pour les argiles fines et grossières en référence à un échantillon fractionné après destruction de la MO : une fraction importante des argiles fines peut être stockée au sein de microagrégats de la taille des argiles grossières, ce qui peut amener à sous-estimer $^{15}\text{N}_0$ associé aux argiles fines ;
- enfin, dans la majorité des travaux anglo-saxons, les ultrasons sont appliqués sur le sol total. Nous avons vu (BALESDENT *et al.*, 1991) que ceci peut conduire, pour des apports végétaux

Tableau V.8. - Excès isotopiques (E %) et pourcentages de ^{15}N organique retrouvé dans les extraits "Eau Chaudes" (EC) et la fraction non extractible (NEC) des fractions 0-20 μm de divers échantillons de sols marqués ^{15}N (cf. texte pour légende). U_m = urée marquée, pa = paille, co = compost, (Cult.) = culture, (Inc.) = incubation.

Situation	Exp. r^e	Traitement	Durée (jours)	E %			% $^{15}\text{N}_o$ total fract. 0-20 μm	
				EC	NEC	r = EC/NEC	EC	NEC
Ft1-Mi	1	$U_{m,pa}$ (Cult.)	120	0,53	0,35	1,5	7,8	92,2
			4	0,21	0,11	2,0	17,7	82,3
			8	0,28	0,15	1,9	16,9	83,1
Ft6-Ca	2	U_m (Cult.)	16	0,27	0,14	2,0	16,1	83,9
			32	0,52	0,33	1,6	13,6	86,4
			96	0,26	0,20	1,3	7,0	93,0
			260	0,66	0,53	1,2	10,0	90,0
			F08-Ca56	3	U_m (Inc.)	28	0,27	0,09

marqués ^{15}N , à un transfert artificiel et important (environ 50 %) de $^{15}\text{N}_0$ des fractions grossières vers les fractions fines. Il est alors probable que les fractions 0,2-2 μm soient préférentiellement enrichies.

Par contre, les auteurs s'accordent généralement pour constater que ^{15}N récemment immobilisé présente une répartition différente de N total, au profit, en particulier, des fractions 0-2 μm et au détriment des fractions 2-20 μm .

Pour les situations étudiées ici, nous retiendrons que le stockage de $^{15}\text{N}_0$ dans les fractions fines du sol, indépendamment du type de sol, de l'origine de ^{15}N et du type d'expérimentation, semble dépendre en partie de la distribution des surfaces spécifiques développées par les différentes fractions : la distribution de $^{15}\text{N}_0$ au sein des fractions fines de ^{15}N organique dans ces sols pourrait donc être partiellement contrôlée par des processus de physisorption.

b. - Les extraits "Eau Chaude" (EC)

Nous avons vu, au chapitre III, que la fraction extractible à l'eau chaude (EC), participait pour 7 à 15 % à C et N totaux des fractions fines, et présentait des caractéristiques morphologiques et chimiques en accord avec une possible origine microbienne. Il était donc intéressant de suivre l'incorporation d'azote-récent (^{15}N) dans cette fraction.

Nous rapportons ici les caractéristiques isotopiques ^{15}N de la fraction EC (0-20 μm) pour divers échantillons marqués ^{15}N à la suite de cultures (Cult) ou d'incubations (Inc) en présence d'urée- ^{15}N . Le choix de la fraction 0-20 μm plutôt que 0-2 μm tient : (i) à la facilité de séparer l'une plutôt que l'autre ; (ii) au fait que les fractions 2-20 μm incorporent souvent des particules argileuses non dispersées dans des microagrégats organo-limono-argileux, et que les excès isotopiques de ces deux fractions sont souvent proches (cf. Annexes V.5.A. à C.).

Matériel et méthodes.

Les échantillons étudiés (Tableau V.8.) proviennent des expérimentations 1 (situation Ft1), 2 et 3 (situation Ft6) et d'une expérimentation concernant la situation Fo8 (parcelle Ca56, horizon 0-10 cm)⁹. Pour l'expérimentation 2 (U_m) nous rappelons qu'il s'agit d'un sol cultivé en canne à sucre et récolté à 4 - 8 - 16 - 32 et 96 jours (FELLER et VALONY, 1986)¹⁰.

⁹ Expérimentation non rapportée dans ce travail et consistant en une incubation du sol pendant 28 jours à 28°C en présence de ^{15}N -urée (B % = 10,0 ; dose 200 $\mu\text{g N/g}$ sol).

¹⁰ Par suite de la perte de l'échantillon "96 jours", nous avons étudié ici un échantillon équivalent, mais correspondant à un traitement avec apport de compost ($U_m.co$).

Tous les échantillons sont fractionnés par la méthode R (sans utilisation d'ultrasons, pour éviter de trop fortes altérations des structures végétales ou microbiennes), avec tamisage à 200, 50 et 20 µm. On recueille la fraction globale 0-20 µm après précipitation par CaCl_2 , centrifugation et 4 à 5 lavages successifs avec KCl 2M pour éliminer toute trace de N minéral. Les fractions 0-20 µm sont ensuite séchées à 65°C. Environ 5 g de la fraction sont portés à reflux pendant 16 h dans 200 ml d'eau. La fraction soluble EC est séparée du culot (fraction non extractible NEC), filtrée à 0,45 µm, congelée, puis dosée en N et ^{15}N . Dans ce travail, les autres fractions n'ont généralement pas été analysées.

Résultats.

Les résultats détaillés sont dans l'annexe V.5.E. Ils sont résumés dans le tableau V.8. On note que :

- les excès isotopiques E % des extraits EC sont toujours supérieurs à ceux des culots NEC : le rapport r des excès isotopiques (EC/NEC) varie de 1,2 à 3,0. Si on considère l'expérience 2 (Fig. U_m, 4 à 96 jours), on observe que r est constant (environ 2,0) de 4 à 16 jours, puis qu'il diminue ensuite (1,6 et 1,3 à 32 et 96 jours). Les valeurs élevées de r (0-16 jours) correspondent à la phase d'immobilisation de ^{15}N , tandis que les diminutions ultérieures peuvent s'interpréter comme une phase de reminéralisation préférentielle de ^{15}N -EC par rapport à ^{15}N -NEC. En accord avec cette évolution, et pour la même situation Fig. 6, une culture de canne à sucre pendant 8,5 mois (expérience 3), conduit effectivement à une faible valeur de r égale à 1,2 ;
- la fraction EC contient de 7 à 18 % de $^{15}\text{N}_o$ total de la fraction 0-20 µm. Pour l'expérience 2, les valeurs sont plus élevées (environ 17 %) dans la phase d'immobilisation que dans la phase de reminéralisation (7 à 14 %).

La fraction EC apparaît donc comme une fraction de stockage préférentiel à court terme (échelle hebdomadaire) de métabolites microbiens. Au vu de ces quelques résultats, son taux de renouvellement de l'azote est plus élevé que celui de la fraction NEC correspondante. Toutefois, à l'échelle mensuelle, les différences entre ces deux fractions s'atténuent. La fraction EC représente une fraction active du cycle interne de l'azote. Elle contient de 10 à 20 % de ^{15}N stocké dans la fraction 0-20 µm. Ceci n'est pas négligeable en terme de bilans d'azote, puisque l'essentiel du N-engrais restant dans le sol, surtout en début de culture, est stocké dans cette fraction.

**E - RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS SUR LE STOCKAGE DE L'AZOTE RÉCENT (¹⁵N) DANS
LES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES DU SOL**

Nous résumerons et discuterons les résultats obtenus en trois points :

1.- Stockage de ¹⁵N en l'absence de plante

Le stockage de ¹⁵N-urée sous forme organique s'effectue en quasi totalité dans les fractions inférieures à 20 µm, alors que celui de ¹⁵N-végétal se fait à la fois dans les fractions grossières supérieures à 200 µm (¹⁵N végétal "résiduel") et dans les fractions inférieures à 5 µm. Le transfert de ¹⁵N des fractions grossières vers les fractions fines est dû, d'une part, à une incorporation de ¹⁵N dans la biomasse microbienne et ses métabolites qui sont préférentiellement associés aux fractions fines du sol (LADD *et al.*, 1977 ; AMATO et LADD, 1980 ; CHOTTE *et al.*, 1993), d'autre part, éventuellement, à une physiosorption directe, sur les colloïdes minéraux des composés azotés solubilisés au cours de la décomposition des résidus végétaux.

Deux voies de stockage sont donc identifiées :

- une voie "résiduelle", pour les apports d'azote sous forme végétale, dont l'importance, à un instant donné, dépendra de la cinétique de décomposition des amendements organiques apportés. C'est ainsi qu'à la différence de nos résultats où, pour des feuilles et des racines de canne à sucre, 30 % du ¹⁵N apporté sont retrouvés après trois mois dans les fractions supérieures à 200 µm, AMATO et LADD (1980) ne retrouvent, après un mois, dans les "fractions légères (d < 1,59)", que 2,7 % d'un matériel foliaire ¹⁵N à rapport C/N faible (8,7), donc facilement minéralisable, l'essentiel du ¹⁵N organique étant alors associé aux fractions organo-argileuses ;
- une voie "microbienne", conduisant à un stockage de ¹⁵N dans les fractions fines du sol et ce, quels que soient la nature de l'apport, le type de sol, les conditions expérimentales. De nombreux résultats de la littérature, pour des sols tempérés, indiquent des données similaires à partir d'apports de ¹⁵N-engrais (NO₃⁻, NH₄⁺, urée) (MCGILL et PAUL, 1976 ; LADD *et al.*, 1977 ; CHRISTENSEN et SORENSSEN, 1986). Toutefois, la présence de débris végétaux en quantités importantes peut modifier sensiblement cette répartition avec immobilisation de ¹⁵N au niveau de ces débris, dans les fractions grossières (LADD *et al.*, 1977).

2 - Stockage de ¹⁵N en présence de plante

- une voie "racinaire". Aux processus décrits ci-dessus, s'ajoute la possibilité d'un stockage sous forme organique racinaire (voie de l' "immobilisation racinaire") de l'azote apporté au sol ou minéralisé au sein du sol. Comme nous l'avons vu, cet effet peut être relativement important. Il sera fonction, bien évidemment, de toute une série de facteurs, en particulier du

niveau de productivité végétale, donc de la biomasse racinaire. Dans nos expérimentations (n° 1 à 5), on retrouve entre 2 et 19 % de ^{15}N apporté dans les fractions supérieures à 200 μm (Tableau-Annexe V.5.D.1.). Dans un travail récent concernant des cultures de maïs marquées ^{15}N au champ, BALABANE et BALESDENT (1992) rapportent que 20 % environ de ^{15}N restant dans le sol à la récolte sont stockés (racines) dans les fractions supérieures à 200 μm . Dans des conditions optimales d'utilisation de ^{15}N , HETTER *et al.* (1986) signalent que les racines peuvent représenter jusqu'à 85 % de ^{15}N organique du sol à la récolte (maïs). A un degré beaucoup plus faible (quelques %), CORTEZ et HAMEED (1992) mettent en évidence des effets identiques de la plante.

3 - Distribution de ^{15}N dans les fractions fines

Compte-tenu de l'importance du stockage de ^{15}N dans les fractions fines, nous avons essayé de préciser la localisation de ^{15}N par deux approches : distribution granulométrique et fraction solubilisable.

Dans le premier cas, se dessine la possibilité d'une relation entre la distribution de ^{15}N et la distribution des surfaces spécifiques développées. D'autres études sont nécessaires pour préciser ce point, mais cette approche paraît plus rigoureuse que celle mettant en oeuvre de simples comparaisons par taille de fractions. En effet, des "argiles grossières" peuvent être constituées par des microagrégats incorporant des particules argileuses fines. Ceci peut expliquer les résultats très variables de la littérature que nous avons rapportés ci-dessus. Dans notre cas, un stockage préférentiel dans les argiles fines est systématiquement observé.

Indépendamment de la distribution granulométrique de ^{15}N au sein des fractions fines, nous avons pu montrer que la fraction "soluble à l'eau chaude" (EC 0-20) présente des excès isotopiques élevés (1,2 à 3 fois supérieurs au "cultot") notamment en début de la phase d'immobilisation. Les quantités de ^{15}N stockées ne sont pas négligeables représentant de 10 à 20 % du ^{15}N total de la fraction. Ceci conduit à attribuer à cette fraction un rôle majeur dans la dynamique à court terme de l'azote de ces sols, d'autant que cette fraction représente aussi un compartiment "actif" en terme de minéralisation de l'azote (cf. § II.D).

IV. - SYNTHÈSE SUR LES FONCTIONS DES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES VIS-À-VIS DU CYCLE INTERNE DE L'AZOTE DANS LES SOLS FERRUGINEUX ET FERRALLITIQUES. IMPLICATIONS AGRONOMIQUES

A l'échelle pluri-annuelle, les stocks d'azote varient proportionnellement à ceux du carbone, dont nous avons déjà étudié la dynamique au chapitre IV. Ce sont donc aux variations saisonnières (1 à 3 mois) de l'azote que nous nous sommes intéressés ici en utilisant l'azote-15 comme traceur et en cherchant à localiser les sites de minéralisation et de stockage de l'azote.

Pour cela, nous avons choisi deux exemples texturaux très contrastés : un sol sableux du Sénégal (Ft1), deux sols argileux de la Martinique, un ferrisol (Fi6) et un vertisol (Ve6).

A - LA MINÉRALISATION DE L'AZOTE ORGANIQUE

L'intensité de l'activité microbienne étant dépendante de la présence dans le sol de matières organiques facilement décomposables, nous avons étudié parallèlement la minéralisation du carbone et celle de l'azote.

Nous avons pu constater que les coefficients de minéralisation du carbone (CM-Cm) associé aux différentes fractions granulométriques du sol décroissent dans l'ordre :

fraction 50-2000 μm > fraction 0-2 μm > fraction 2-50 μm

La fraction "débris végétaux" (CM-Cm de 2,5 à 9,6 %) joue donc un rôle énergétique important : elle représente plus de 80 % du carbone facilement minéralisable dans les sols sableux, et environ 30 % dans les sols argileux. A l'opposé, dans les deux sols étudiés, la fraction 2-20 μm présente, à court terme, de faibles coefficients de minéralisation (de 0,8 à 1,0 %) tandis que les fractions < 2 μm ont des valeurs d'environ 1,5 %. Au sein des fractions fines 0-20 μm , la fraction soluble à l'eau chaude EC 0-20 apparaît plus labile avec un coefficient de minéralisation trois fois plus élevé (4,4 %) que la fraction dont elle est extraite. Toutefois, compte-tenu de la distribution du carbone du sol entre les fractions granulométriques, la participation de cette fraction au carbone total minéralisé est relativement faible, 5 % pour le sol sableux Ft1, estimée à 3 % pour le sol argileux Fi6.

La minéralisation de l'azote des différentes fractions apparaît très différente de celle du carbone :

- par suite de processus d'immobilisation, le coefficient de minéralisation nette de l'azote (CM-Nm) des fractions grossières (> 50 μm) est généralement faible lorsque ces fractions ont des

rapports C/N élevés. Ce sont pour les échantillons très sableux de la situation Ft1 que ces rapports C/N sont les plus faibles et ce sont donc pour ces situations que la participation de ces fractions à l'azote minéralisable peut être relativement importante ;

- le coefficient de minéralisation de l'azote augmente fortement des fractions grossières aux fractions fines. Il en résulte une différence très importante, selon la texture du sol, dans les participations absolues et relatives de chaque fraction à l'azote total minéralisé : pour les sols argileux, plus de 85 % de l'azote minéralisé (Nm ou ^{15}Nm) proviennent des fractions 0-2 μm , alors que pour les sols très sableux (situation Ft1), ces quantités sont inférieures à 40 %, plus de 50 % de l'azote minéralisé provenant des fractions supérieures à 20 μm ;

- dans tous les cas, la fraction organique "soluble à l'eau chaude" et associée aux fractions fines du sol (EC 0-20) constitue une réserve importante d'azote facilement minéralisable puisqu'elle participe pour 20 à 60 % de l'azote total minéralisé (Nm, ^{15}Nm) et présente des coefficients de minéralisation de l'azote très élevés, respectivement égaux à 39 et 35 % pour les sols sableux et argileux. Tous les résultats obtenus pour la fraction EC 0-20 (ou EC 0-2) -morphologie, caractéristiques chimiques (rapports C/N et XYL/MAN), dynamique de stockage de ^{15}N , participation à la minéralisation d'azote - confirment une origine en grande partie microbienne de cette fraction. Cette fraction est facile à isoler, donc à étudier. Elle représente une fraction très "active" de l'azote du sol. Aussi, apparaît-il essentiel de poursuivre, en relation avec des études sur la biomasse microbienne (teneur, localisation), des recherches systématiques sur les propriétés et la dynamique (C, N) de cette fraction, et ce, en fonction de divers types de sols et de leur mode de gestion ;

- enfin, rappelons que l'azote-récent (^{15}N) est toujours plus facilement minéralisé que l'azote-ancien (^{14}N).

B - LE STOCKAGE SOUS FORME ORGANIQUE DE L'AZOTE-RÉCENT

Le stockage de l'azote-récent (^{15}N) dépend :

- de la texture du sol, en particulier pour les apports de N-engrais. Il est plus faible pour les sols sableux que pour les sols argileux ;
- de la nature de l'apport. Avec des apports d'urée, et en absence de plante, le stockage de ^{15}N -urée s'effectue essentiellement dans les fractions fines du sol (< 5 μm), alors qu'avec des apports végétaux, ^{15}N est retrouvé à la fois dans les fractions grossières (> 200 μm) et fines (< 5 μm). Les parts respectives du stockage de ^{15}N dans ces deux fractions sont dépendantes de l'intensité des processus de décomposition, eux-mêmes fonction de la nature des apports végétaux et, en particulier, de leur rapport C/N ;
- de la présence ou de l'absence d'une plante cultivée, qui permet, par son système racinaire, un stockage biologique de l'azote apporté au sein des fractions grossières (> 200 μm).

Dans ce cas, c'est l'importance de la productivité végétale, et donc des restitutions racinaires, qui vont influer sur la distribution de l'azote organique récent.

Pour les sols étudiés, la "fixation physico-chimique" ($N-NH_4^+$ non extractible à KCl M) étant négligeable, on peut associer trois voies de stockage de l'azote récent sous forme organique à deux compartiments granulométriques bien identifiés du sol :

- une "voie résiduelle" : à un temps t , le ^{15}N -végétal apporté (pailles, composts, feuilles, racines, etc.), et non totalement décomposé, est retrouvé en partie dans le sol sous forme de résidus végétaux de taille généralement supérieure à 200 μm . Cette voie est dépendante de la vitesse de décomposition des apports ;

- une "voie racinaire" : à la récolte, ^{15}N prélevé sous forme racinaire est retrouvé essentiellement dans la fraction supérieure à 200 μm . Cette voie est dépendante de la productivité végétale ;

- une "voie microbienne" : quel que soit le mode d'apport, une fraction importante de ^{15}N apporté est immobilisée par les microorganismes, et retrouvée essentiellement dans les fractions fines du sol (< 20 ou $< 2 \mu m$). Cette voie est dépendante, entre autres, de la texture du sol. La distribution de ^{15}N au sein des fractions inférieures à 20 μm est probablement à mettre en relation avec les surfaces spécifiques développées par les différentes fractions granulométriques (limons fins, argiles fines et grossières). Toutefois, indépendamment de la granulométrie de la fraction 0-20 μm , nous avons pu montrer que la fraction "soluble à l'eau chaude" (EC 0-20) est fortement marquée ^{15}N et constitue un site préférentiel de stockage de métabolites microbiens très récents (10 à 20 % de ^{15}N stocké dans la fraction). Alors que les voies "résiduelle" et "racinaire" sont relativement indépendantes de la texture, mais sont fonction du mode de gestion des sols, la voie "microbienne" dépendra fortement des teneurs en éléments fins (0-20 μm) et surtout en argile (0-2 μm) du sol. Ceci est à rapprocher de l'existence de corrélations positives, souvent observées, entre les teneurs en biomasse microbienne et les teneurs en argile des sols (CHAUSSOD *et al.*, 1986 ; GREGORICH *et al.*, 1991 ; AMATO et LADD, 1992 ; KAISER *et al.*, 1992).

C - LES IMPLICATIONS AGRONOMIQUES

Deux compartiments granulométriques jouent un rôle primordial dans la dynamique à court terme du carbone et de l'azote : les débris végétaux de taille supérieure à 200 ou 50 μm d'une part, la fraction organo-argileuse et, au sein de celle-ci, la fraction soluble à l'eau chaude (EC) d'autre part. Toutefois, les participations relatives de chacun de ces compartiments aux processus de stockage et de minéralisation diffèrent fortement selon la texture des sols : importance prépondérante des débris végétaux pour les sols à texture très grossière, de la fraction organo-argileuse pour les sols à texture fine. Or, le problème du maintien d'un stock azoté optimal se pose généralement, en terme de contraintes agronomiques, et pour des agricultures à

faibles niveaux d'intrants, de manière beaucoup plus forte pour les sols à texture grossière que pour les sols argileux¹¹. En effet, pour les sols sableux : (i) leur réserve initiale et leur potentiel de stockage de l'azote sont faibles, (ii) le renouvellement de la MO y est, globalement, plus rapide (cf. Chapitre IV.). Ceci ressort bien des synthèses agronomiques de PIERI (1989) et de GANRY (1990) sur la fertilité azotée de ces sols largement représentés en Afrique sabélo-soudanienne. Ces auteurs concluent à la nécessité absolue, pour ce type de sol, d'associer fertilisation organique et minérale. Les résultats présentés ici ne peuvent que conforter ces grandes conclusions, puisque, pour ces sols:

- plus de 50 % de l'azote de la plante vient de l'azote du sol (cf. Annexe V.2.C.),
- l'essentiel des variations des stocks de C et N du sol, à court et moyen termes (1 à 5 ans) s'explique par celles de la fraction "débris végétaux" du sol (> 20 µm),
- à l'échelle d'une saison de culture, pour les sols très sableux, plus de 50 % de l'azote minéralisé du sol sont associés aux débris végétaux. Par ailleurs, à très court terme (es quelques jours ou semaines qui suivent l'apport de N-engrais), cette fraction peut éventuellement favoriser une immobilisation microbienne de l'azote, alors que le stockage de N-engrais, sous forme ammoniacale, sur les sites d'échange des fractions argileuses, est nécessairement réduit, et les pertes potentielles par voie gazeuse ou par lixiviation, élevées.

Aussi, toutes pratiques agricoles favorisant les restitutions organiques au sol sous forme de matières végétales ou animales sont particulièrement recommandées pour la gestion de la fertilité azotée de ces sols : apports de composts, de fumiers, parage des animaux, succession de cultures à fort enracinement, jachères courtes, possibilité d'agro-foresterie, etc. Ce sont les conditions agro-socio-économiques locales, le niveau d'intensification recherché, la disponibilité des matières organiques (etc.), qui vont commander le choix des pratiques de "fertilisation organo-minérale" retenues. Mais là, nous entrons dans le domaine de compétence de l'agronome.

En conclusion, nous retiendrons de ce chapitre les points suivants :

- la fraction "*débris végétaux*" remplit la fonction majeure de réserve énergétique pour le développement de l'activité microbienne en tant que source de carbone facilement minéralisable. C'est particulièrement net dans le cas des sols sableux, un peu moins pour les sols argileux. Pour les sols à texture très grossière, elle peut être considérée, aux échelles saisonnières, comme une fraction active vis-à-vis de la minéralisation du carbone et de l'azote ;

- la *complexe organo-minonieux* ne remplit pas une fonction "biologique" majeure. Quel que soit le type de sol, cette fraction ne présente qu'un faible coefficient de minéralisation du carbone, un très faible pouvoir de stockage de l'azote apporté au sol, et même si son coefficient de minéralisation de l'azote est du même ordre de grandeur que celui de la fraction organo-

¹¹ à l'exception, peut-être, des sols à caractère oxisque.

argileuse, compte-tenu de la distribution de l'azote dans le sol, sa participation à l'azote total minéralisé est réduite ;

- *la fraction organo-argileuse* remplit une fonction majeure dans le cycle interne de l'azote, et ce quel que soit le type de sol. Elle est, à la fois, le principal site de stockage, sous forme de métabolites microbiens, de l'azote apporté au sol sous forme organique ou minérale, et le principal site de minéralisation de l'azote. Sur un plan quantitatif, et aux échelles saisonnières, son importance s'exprimera surtout pour les sols sablo-argileux à argileux (A % de 20 à 50). Nous avons montré, en outre, qu'au sein de cette fraction, la fraction solubilisable à l'eau chaude (fraction EC) qui est dominée par des matières organiques amorphes d'origine microbienne, et qui ne représente que 3 à 10 % de l'azote total du sol, joue un rôle capital dans la minéralisation de l'azote en participant pour 20 à 60 % à l'azote total ou 15N minéralisé. Les résultats concernant la fraction EC n'étant établis que sur deux exemples, ils doivent, toutefois, être considérés avec prudence, et des recherches dans d'autres contextes tropicaux doivent être entreprises pour généraliser ces premières données.

CHAPITRE VI

***LES FONCTIONS D'ÉCHANGE ET DE SORPTION
DES MATIÈRES ORGANIQUES***

LES FONCTIONS D'ÉCHANGE ET DE SORPTION DES MATIÈRES ORGANIQUES ¹

I. - INTRODUCTION

Les propriétés de surface des constituants organiques et minéraux des sols jouent un rôle essentiel dans les relations sol-plante à travers l'échange de cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , NH_4^+) ou d'anions (PO_4^{3-}) minéraux ou l'adsorption de molécules organiques, qu'elles soient naturelles ou introduites artificiellement dans le sol, comme les pesticides.

L'objectif de ce chapitre est simplement d'essayer, à travers quelques exemples, de quantifier la participation à ces propriétés des matières organiques associées aux différentes fractions granulométriques du sol. Nous n'étudierons pas ici les mécanismes mis en jeu.

Pour chacune des propriétés étudiées, la démarche consiste à caractériser séparément chaque fraction granulométrique, puis d'estimer par calcul sa contribution à l'échantillon initial total. Dans ces conditions, on peut s'interroger sur les artefacts éventuellement induits par la technique de fractionnement granulométrique utilisée sur les propriétés de surface. Deux types d'artefacts peuvent être envisagés :

- *une modification du nombre de sites réactifs.* En effet, l'étape de fractionnement granulométrique s'accompagne d'une destruction des macro- et micro-agrégats de sols de taille supérieure à 2 μm , ce qui peut rendre accessible, à des produits ou à des réactifs, des sites qui étaient dissimulés au sein des agrégats initiaux. L'intensité de cet "effet agrégation" est étudié

¹ De nombreux résultats présentés dans ce chapitre sont le fruit d'étroites collaborations avec E. SCHOULLIER, F. THOMAS (CPB-CNRS) et A. HERBILLON pour l'étude des surfaces spécifiques, avec F. SONDAG (ORSTOM) et les conseils de B. DELVAUX (Univ. Louvain-la-Neuve) pour les propriétés d'échange cationique, avec E. FROSSARD (ENSAIA) et M. BROSSARD (ORSTOM) pour la fixation des ions phosphate, avec E. BARRIUSO (INRA) pour les processus de sorption des pesticides.

(§ II) par la mesure des surfaces spécifiques de quelques échantillons avant et après broyage ou dispersion du sol ;

- *une modification de la réactivité de chaque site.* Ainsi les augmentations de pH induites par des fractionnements à l'aide d'une résine sodique peuvent conduire à des modifications de la nature et de la densité des charges électriques sur les constituants organiques et minéraux du sol. Pour aborder ce problème, nous avons simplement, pour chaque propriété étudiée, soumis l'échantillon non fractionné au même protocole expérimental que celui appliqué aux fractions, et nous avons comparé les résultats des sols non fractionnés à ceux obtenus par calcul de la somme pondérée des fractions.

Le plan de ce chapitre sera donc le suivant :

- effets de l'aggrégation et de la MO sur l'accessibilité aux surfaces minérales et organo-minérales,
- participation des différentes fractions granulométriques aux échanges cationiques : exemples de la capacité d'échange et de la sélectivité K/Ca,
- participation des différentes fractions granulométriques aux échanges anioniques : exemple de l'ion phosphate,
- participation des différentes fractions granulométriques aux processus de sorption de molécules organiques : exemple d'un pesticide neutre, l'atrazine.

II. - EFFETS DE L'AGRÉGATION ET DE LA MATIÈRE ORGANIQUE SUR L'ACCESSIBILITÉ AUX SURFACES MINÉRALES ET ORGANO-MINÉRALES

A. CHOIX D'UNE MÉTHODE DE MESURE DES SURFACES SPÉCIFIQUES

Pour la mesure des surfaces spécifiques (SS), on peut considérer deux grands types de méthodes :

- celles mettant en œuvre des gaz chimiquement inertes, tels que l'azote (méthode BET-N₂), l'argon ou le krypton, qui se fixent sur les surfaces disponibles par physisorption. On mesure, dans ces conditions, et en première approximation, des surfaces "physiques" ;
- celles mettant en œuvre une molécule polaire, telle que l'éthylène glycol monoéthyl-éther (méthode EGME), qui se fixe à la fois par physisorption et par chimisorption. On mesure, dans ces conditions, à la fois des surfaces "physiques" et des sites "chimiques", puisque la molécule d'EGME peut réagir chimiquement avec les groupes fonctionnels des substrats minéraux ou organiques. C'est ainsi que DEJOU (1989) a montré qu'avec l'augmentation des teneurs en MO, les

surfaces spécifiques d'une même fraction argileuse augmentent avec la méthode EGME et diminuent avec la méthode BET-N₂. Le choix de la méthode est donc essentiel.

Récemment, CHIOU *et al.* (1990) ont estimé que les méthodes de type EGME sont mal adaptées à l'évaluation de l'effet des MO sur les surfaces spécifiques des sols, car ceci conduit à attribuer à la MO une surface spécifique très importante qu'elle n'aurait pas en réalité. La méthode EGME est toutefois souvent utilisée, car elle permet, pour les minéraux argileux à espaces interfoliaires gonflants, de mesurer les surfaces spécifiques totales (faces internes + externes) (HEILMAN *et al.*, 1965), alors que la méthode BET-N₂ ne conduit qu'à la détermination des seules surfaces "externes". Les sols étudiés ici étant tous des sols à argile 1:1, les surfaces spécifiques BET-N₂ représentent la surface spécifique totale de l'échantillon. C'est donc la méthode BET-N₂ qui a été retenue.

La méthode utilisée a déjà été décrite dans l'annexe III.2. Rappelons simplement que des différences de 5 m²/g sont nécessaires pour estimer une différence significative entre deux échantillons.

Les échantillons (horizons 0-10 cm) proviennent de sols représentant une large gamme de texture (sableuse à argileuse), de teneurs en fer (Fe₂O₃ total de 1 à 18 %) et de teneurs en MO (1,5 à 8 %). Ils sont issus des situations et parcelles suivantes : FI1-SA, FI2-F et FI2-RV10, FI6-Ca, FO8-F et FO8-Ca50, FO9Pn. Le fractionnement granulométrique est effectué selon la méthode R/US. Les fractions traitées par H₂O₂ sont celles obtenues par ce fractionnement, et non pas celles obtenues par fractionnement d'un sol préalablement traité à H₂O₂. Les données détaillées sur les sols et fractions granulométriques intéressant cette étude sont dans le tableau-annexe VI.1.

Sur les sols et fractions non traités à H₂O₂, on a dosé Al₂O₃ et Fe₂O₃ totaux selon JEANROY (1974). R₂O_{3t} représente la somme Fe₂O₃+Al₂O₃ totaux. Pour ces sols à argile 1:1, R₂O_{3t} est un témoin de l'ensemble des minéraux secondaires (argiles minéralogiques et oxyhydroxydes) du sol ou de ses fractions.

Une partie des résultats présentés ici a été publiée par FELLER *et al.* (1992).

B - EFFET DE L'AGGRÉGATION SUR L'ACCESSIBILITÉ AUX SURFACES MINÉRALES ET ORGANO-MINÉRALES DANS LES SOLS À ARGILE 1:1

Pour étudier le seul effet de l'aggrégation sur les surfaces spécifiques, on modifie l'état d'organisation du sol par deux traitements artificiels, le broyage de l'échantillon ou la dispersion des éléments fins. On apprécie l'intensité de l' "effet aggrégation" par les différences de surfaces spécifiques obtenues avant et après traitement.

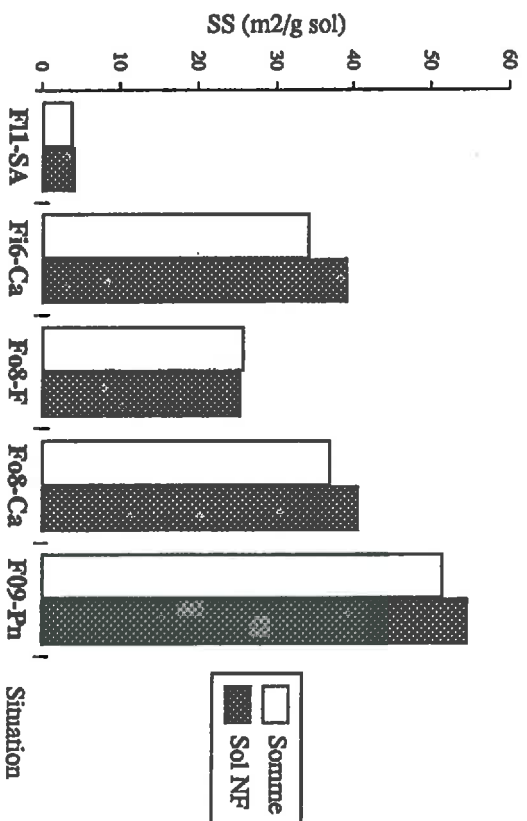


Fig VI.1 - Comparaison des surfaces spécifiques (SS) des sols avant (Sol NF) et après (Somme) dispersion des éléments fins.

1 - Effet du broyage

L'étude porte sur l'échantillon argileux Fig-Ca, soit préparé normalement par tamisage à 2 mm, soit broyé dans des conditions standardisées. L'échantillon initial 0-2 mm est dominé (85 %) par des agrégats de taille supérieure à 200 µm alors que l'échantillon broyé est dominé (85 %) par des agrégats de taille inférieure à 200 µm. Pour les deux échantillons, les surfaces spécifiques sont égales respectivement à 41,5 et 40,4 m²/g, indiquant que le broyage n'a pas permis de révéler des surfaces spécifiques qui auraient pu être dissimulées au sein d'agrégats de taille supérieure à 200 µm.

2 - Effet de la dispersion

Pour cinq échantillons, on a déterminé les surfaces spécifiques des différentes fractions granulométriques obtenues après dispersion du sol par une résine sous forme sodique et application d'ultrasons (méthode R/US). A partir de la masse des fractions et de leur surface spécifique on reconstruit par calcul la surface spécifique de l'échantillon. Le résultat nommé "Somme" est comparé à celui de l'échantillon initial non fractionné et nommé "Sol NF". Les résultats schématisés sur la figure VI.1. montrent l'absence d'un effet de la dispersion des éléments fins, donc d'un effet du mode d'organisation des assemblages de taille 2-2000 µm, sur l'accessibilité de N₂ aux surfaces physiques développées dans ces sols.

Cette absence d' "effet agrégation" sur les surfaces spécifiques apparaît caractéristique des sols à argile 1:1. Ainsi pour un échantillon de vertisol (Ve6-Pa7), nous avons mesuré des surfaces spécifiques totales variant de 22 à 37 m²/g selon le mode de broyage de l'échantillon. Pour le même échantillon, la fraction organo-argileuse isolée et séchée dans les mêmes conditions que celles des sols à argile 1:1 présente une surface spécifique extrêmement faible (3,6 m²/g) alors qu'après simple extraction à l'eau chaude la surface spécifique devient égale à 40 m²/g. QUIRK (1979) rapportant des travaux de FITZSIMMONS *et al.* (1970), signale que selon le mode de préparation d'une montmorillonite du Wyoming, la surface spécifique peut varier de 5 à 150 m²/g. De même, VAN DAMME et BEN OHOUD (1990) ont montré, à partir d'argiles géologiques, que, contrairement à la kaolinite, les surfaces spécifiques BET-N₂ des smectites étaient fortement dépendantes de leur mode de préparation et de leur environnement ionique. Ces données peuvent s'expliquer par les types très différents de microporosité observés dans les matériaux à argile 1:1 ou 2:1 (TESSIER, 1990) : une microporosité toujours "ouverte" pour les premiers, quel que soit le mode de préparation et l'histoire hydrique de l'échantillon, la juxtaposition de microporosités "ouverte" et "fermée" pour les seconds, le rapport "ouvert"/"fermé" étant fortement dépendant de l'histoire hydrique et de l'état ionique de l'échantillon. Tout processus de désagrégation dans les

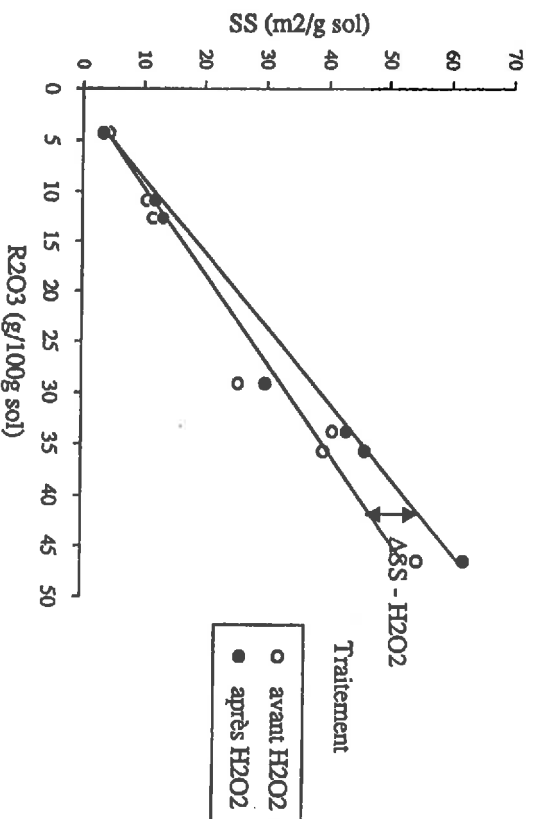


Fig VI.2 - Comparaison des surfaces spécifiques des sols (SS) avant et après traitement H₂O₂.

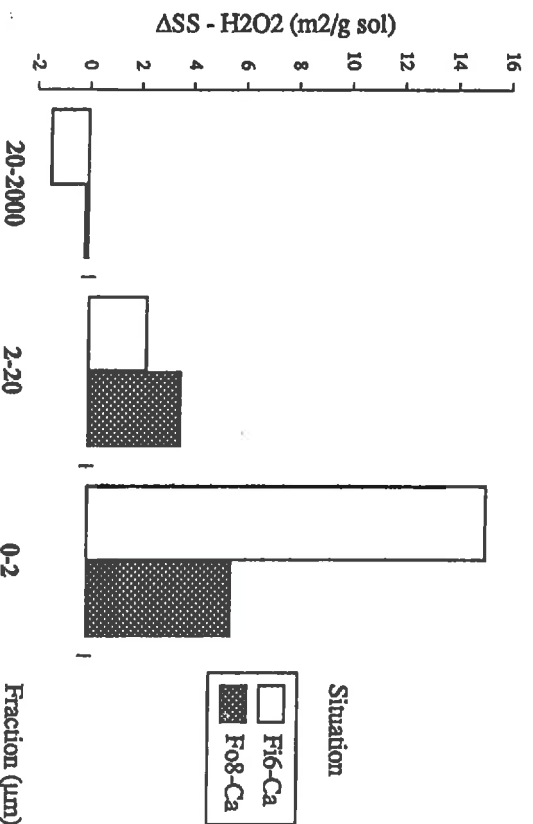


Fig VI.3 - Effet du traitement H₂O₂ sur les variations de la surface spécifique (ASS - H₂O₂) des différentes fractions.

sols ou matériaux à argile 2:1 peut donc rendre accessible à N_2 une partie de la porosité fermée qui ne l'était pas initialement.

L'effet du mode d'organisation des sols sur l'accessibilité aux surfaces minérales et organo-minérales sera donc très important pour les sols à argile 2:1, mais faible à nul pour les échantillons à argile 1:1. Pour les sols à argile 1:1 étudiés ici, on considèrera donc que le fractionnement utilisé ne conduit pas à révéler des surfaces qui auraient pu être dissimulées au sein d'assemblages de taille supérieure à 2 μm .

B - EFFET DE LA MATIÈRE ORGANIQUE SUR L'ACCESSIBILITÉ AUX SURFACES MINÉRALES ET ORGANO-MINÉRALES DANS LES SOLS À ARGILE 1:1

L'absence d'un "effet agrégation" pour des assemblages de tailles 2-2000 μm ne signifie pas pour autant l'absence d'un "effet matière organique" sur la dissimulation de surfaces minérales. Pour étudier cet effet, on détruit, par oxydation à H_2O_2 , la MO des échantillons 0-2 mm étudiés. Le même traitement est appliqué aux fractions séparées de 2 échantillons argileux (F16 et F08). Dans les conditions expérimentales de cette étude, ce sont environ 85 % de la MO totale du sol ou des fractions qui sont oxydés par le traitement à H_2O_2 . Les surfaces spécifiques sont déterminées avant et après traitement à H_2O_2 et les différences calculées en m^2/g sont symbolisées par ASS- H_2O_2 .

Tous échantillons confondus (Tableau-Annexe VI.1.), la fraction organo-argileuse représente de 59 % (F11-SA) à 94 % (F08-F) de la surface spécifique totale de l'échantillon. Pour les sols totaux, la destruction de la MO par H_2O_2 conduit à révéler des surfaces minérales supplémentaires (Figure VI.2.). Ces surfaces (ASS- H_2O_2) ne représentent au maximum que 15 % des surfaces spécifiques totales de l'échantillon. Elles sont essentiellement localisées dans les fractions < 2 μm (Figure VI.3.) et peuvent représenter de 8 à 23 % des surfaces spécifiques de ces fractions. *In situ*, et en conditions naturelles, on peut donc s'attendre à une augmentation des surfaces spécifiques des sols dès lors qu'une diminution importante des teneurs en MO des fractions argileuses se produira. Cet effet devrait être sensible pour les sols argileux dans lesquels, selon leur mode de gestion, des variations de 20 à 50 % des teneurs en MO des fractions argileuses sont observées. Il reste toutefois à identifier la forme de MO associée aux fractions argileuses et responsable de cette dissimulation des surfaces spécifiques. Quelques analyses préliminaires semblent indiquer que la MO "amorphe" soluble à l'eau chaude (fraction EC 0-2) n'est pas la forme recherchée².

² En effet, nous avons comparé, pour deux échantillons (F16-Ca et F08-Ca50), les surfaces spécifiques SS des argiles fines et grossières, avant et après extraction à l'eau chaude. Toutes fractions confondues, les augmentations des SS dues au traitement "eau chaude" sont au maximum de 4 m^2/g fraction alors que les augmentations consécutives au traitement H_2O_2 sont comprises entre 5 et 22 m^2/g fraction.

En résumé, pour les sols à argile 1:1 étudiés ici, nous retiendrons que :

- *le mode d'organisation des constituants (effet "agrégation")* dans les agrégats de taille supérieure à 2 µm ne conduit pas à une "dissimulation" mesurable des surfaces spécifiques. La dispersion mise en oeuvre au cours du fractionnement granulométrique n'induit donc pas l'apparition artificielle de surfaces minérales ou organo-minérales supplémentaires ;

- *sur un plan qualitatif*, les surfaces spécifiques BET-N₂ sont très faibles pour les fractions sableuses, faibles pour les fractions limoneuses et fortes pour les fractions argileuses. Au sein de ces dernières, la présence de MO conduit, à une "dissimulation" d'environ 8 à 23 % des surfaces spécifiques de ces fractions ;

- *sur un plan quantitatif*, compte-tenu de la distribution relative des fractions granulométriques, ce sont les fractions 0-2 µm qui vont jouer un rôle majeur dans les surfaces spécifiques BET-N₂ développées par ces sols. Toutefois, rapporté au sol total, l'effet maximum de "dissimulation" des surfaces spécifiques par la MO est estimé, en moyenne, à 15 % de la surface spécifique totale. En conséquence, les variations maximales des surfaces spécifiques selon le mode de gestion des sols seront pratiquement nulles pour les sols à texture grossière, et limitées (entre 0 et 15 %) pour les sols argileux. Dans l'attente de données quantitatives plus précises, on considèrera que c'est uniquement dans les sols argileux que les MO associées aux fractions argileuses pourront exercer une fonction de dissimulation des surfaces minérales ou organo-minérales.

III. - PARTICIPATION DES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES AUX PROPRIÉTÉS D'ÉCHANGE CATIONIQUE DES SOLS À ARGILLE 1:1

A - MATÉRIEL ET MÉTHODES

Deux échantillons sont étudiés : l'échantillon sableux FI1-SA et argileux FI6-Ca.

Les fractions sont séparées par la méthode R/US. On distingue les fractions FI 20-2000, Fd 20-2000, 2-20, 0,2-2,0 et 0-0,2 µm.

La capacité d'échange cationique des fractions granulométriques du sol est déterminée ici à partir d'expérimentations visant à étudier la sélectivité vis-à-vis du potassium et du calcium (sélectivité K/Ca) de ces fractions (SONDAG *et al.*, 1990). Cette sélectivité est appréciée à partir d'un isotherme d'échange établie selon la méthode de DUFEY et DELVAUX (1989) décrite en

annexe VI.2. La capacité d'échange cationique, nommée ici simplement "CEC_{iso}" en référence à son mode d'obtention ("iso" comme isotherme), est déterminée par la somme des cations K + Ca adsorbés au cours des isothermes d'échange K/Ca. On montre, pour les échantillons étudiés (Tableau-Annexe VI.2.A.), que CEC_{iso} est du même ordre de grandeur que la capacité d'échange cationique effective ECEC (somme des cations échangeables). Aussi, peut-on considérer CEC_{iso} comme une mesure représentative de la capacité d'échange cationique réelle du sol *in situ*.

La sélectivité d'échange K/Ca peut être appréciée, soit visuellement à partir de l'allure de la courbe isotherme, soit par divers paramètres quantifiés. Seule l'appréciation visuelle sera commentée ici. Sur chaque figure correspondant à une courbe isotherme, la diagonale représente l'état de non-sélectivité. La courbe dont la première partie est située au-dessus de la diagonale est caractéristique d'un échangeur à sélectivité potassique forte, c'est le cas, par exemple, de l'échantillon Bh6-Ba (prof.) représenté sur la figure VI.7.a. A l'inverse, la courbe située en totalité sous la diagonale est caractéristique d'un échangeur à forte sélectivité calcique (cas de l'échantillon Ft1-SA).

B - BILANS DES FRACTIONNEMENTS ET ACCESSIBILITÉ AUX SITES D'ÉCHANGE CATIONIQUE

Les résultats détaillés concernant les fractions granulométriques sont portés dans le tableau-annexe VI.2.B.

Les différences de CEC_{iso} (cmole/kg sol) entre le sol non fractionné (Sol NF) et la somme des fractions (Somme) sont schématisées sur la figure VI.4. pour les deux sols. Comme pour les surfaces spécifiques, il n'apparaît pas de différence significative entre les échantillons non fractionnés et la somme des fractions. Il y aurait donc peu d'effet de l'agrégation sur l'accessibilité aux sites d'échange cationique dans les deux sols étudiés³.

C - CAPACITÉ D'ÉCHANGE CATIONIQUE DES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES

On distinguera la capacité d'échange cationique totale (CEC_{iso}) correspondant à l'ensemble des sites organiques et minéraux de la capacité d'échange cationique organique (CEC_{Org}):

³ Cette interprétation doit toutefois être nuancée par le fait que, dans les conditions expérimentales de mesure de la CEC (agitation du sol NF dans l'eau pendant 3 heures), on peut estimer, pour chacun des sols, à environ 50 % la proportion d'argile déjà dispersée au cours de l'expérimentation (d'après des données publiées dans FAJLBR *et al.*, 1995a).

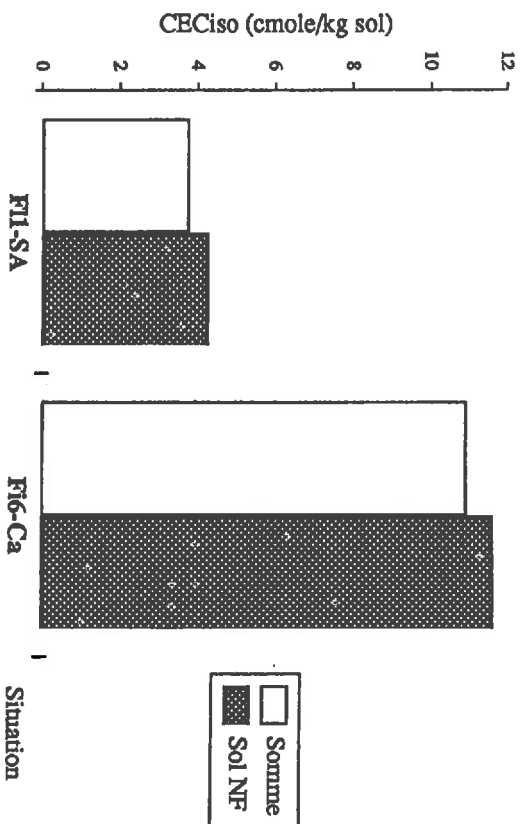


Fig VI.4 - Comparaison des capacités d'échange cationique (CECiso) des sols avant (Sol NF) et après (Somme) dispersion des éléments fins.

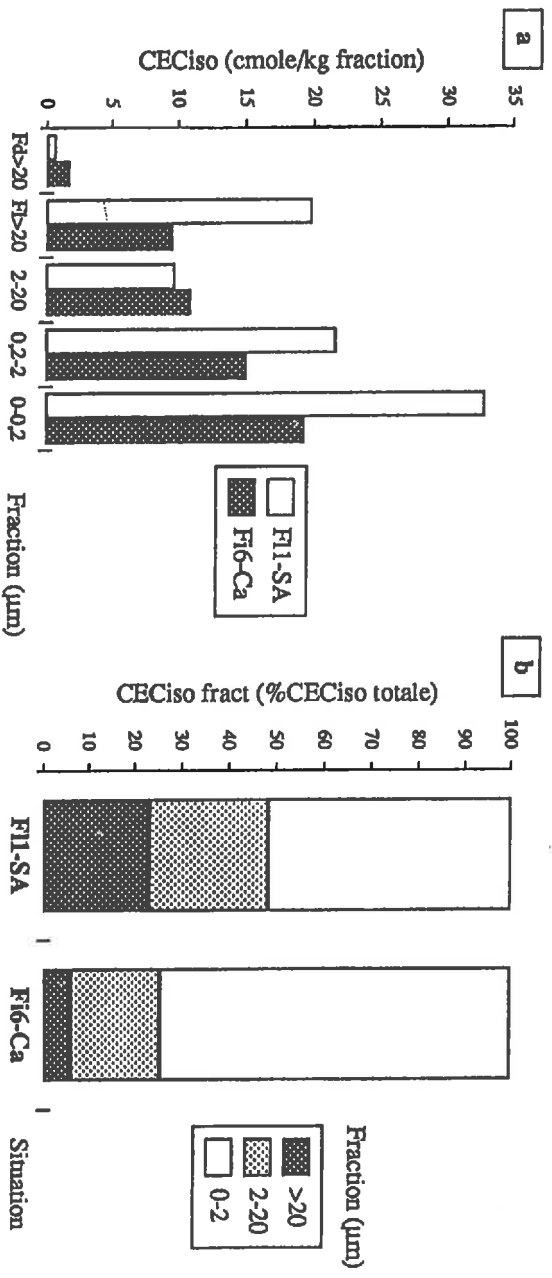


Fig VI.5 - Capacité d'échange cationique (CECiso) des différentes fractions granulométriques :

(a) Résultats en cmole/kg fraction,
 (b) Résultats en % de la CECiso totale.

1 - Capacité d'échange cationique totale

Pour les deux échantillons, on note (Figure VI.5.a.) une augmentation des CECiso des fractions grossières vers les fractions fines. Des tendances similaires ont été décrites pour divers sols tempérés par CURTTIN *et al.* (1987), THOMPSON *et al.* (1989) et BREMNER et GENRICH (1990). Par contre, pour un sol brun limoneux, BOISSEZON *et al.* (1991) trouvent des CEC, mesurées à pH 7, qui diminuent avec la taille. Au sein des fractions grossières 20-2000 µm, les fractions légères F1, constituées de débris végétaux, présentent des CECiso relativement élevées (19,9 et 9,6 cmole/kg fraction) et très supérieures à celles des fractions denses Fd correspondantes (0,7 et 1,8 cmole/kg fraction). Au sein des fractions <2 µm, par suite des différences de surface spécifique, les fractions < 0,2 µm ont des CECiso supérieures (32,8 et 19,4 cmole/kg fraction) aux fractions > 0,2 µm correspondantes (21,7 et 15,1 cmole/kg fraction).

Exprimées en pourcentage de la somme des CECiso (Figure VI.5.b.), les fractions 20-2000, 2-20 et 0-2 µm représentent respectivement 23, 25 et 52% des sites d'échange cationique de l'échantillon sableux FI1-SA et 6, 19 et 75 % pour l'échantillon argileux FI6-Ca. Pour les deux sols la fraction 0-2 µm représente plus de 50 % de la CECiso totale.

2 - Capacité d'échange cationique organique

La CECiso organique (CECorg) de chaque fraction est calculée, par la différence entre la CECiso totale mesurée et une CEC minérale estimée. Cette dernière est calculée de la manière suivante :

- on suppose une CEC minérale égale à 10 cmole/kg pour les kaolinite et halloysite des fractions 0-2 µm des échantillons étudiés. C'est la valeur effectivement trouvée par NGAKANOU (1987) pour des horizons B de ferrisols des Antilles. On prendra cette valeur pour la fraction 0-2 µm du ferrisol FI6 étudié ici. Par ailleurs, la surface spécifique SS de cette fraction 0-2µm est de 53,1 m²/g ;
- pour ce même échantillon, il a été montré que les CEC des différentes fractions sont proportionnelles à leur surface spécifique BET-N₂ (FRANÇOIS, 1988). Ceci permet de calculer une CEC minérale pour chaque fraction, à partir de sa surface spécifique et des valeurs de CEC et la surface spécifique de la fraction 0-2 µm ;
- on applique la même démarche pour l'échantillon FI1-SA.

Les résultats détaillés sont dans le tableau-annexe VI.2.B. Ils sont schématisés sur la figure VI.6. Les fractions Fd 20-2000 ne sont pas considérées ici.

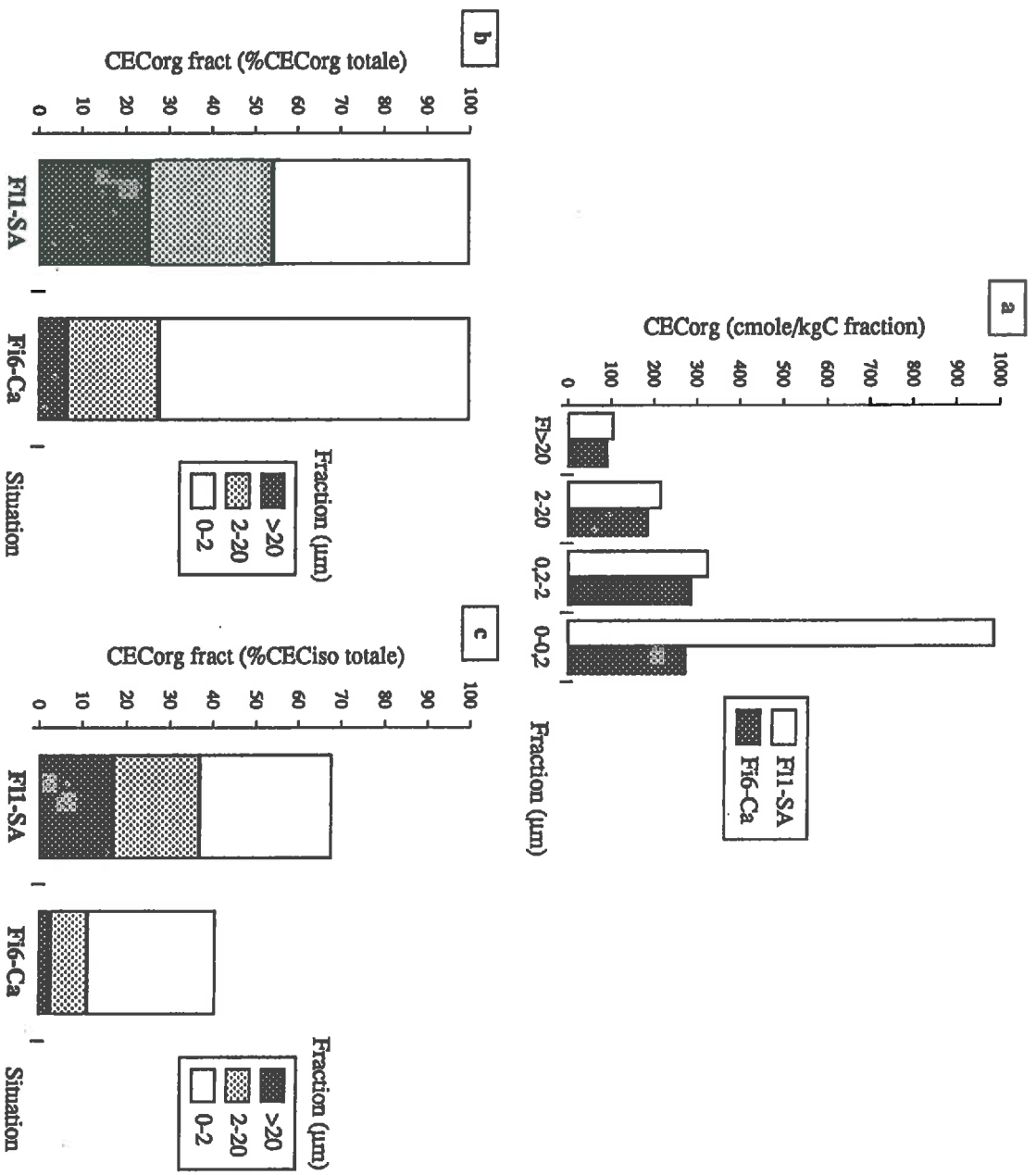


Fig VI.6 - Capacité d'échange cationique organique (CECorg) des différentes fractions granulométriques :

- (a) Résultats en cmole/kg fraction,
 (b) Résultats en % de la CECorganique totale,
 (c) Résultats en % de la CECiso totale

Exprimées en cmole par kg de carbone de la fraction (Figure VI.6.a.), les CEC_{Org} sont d'environ 100 pour les fractions "débris végétaux" (F1 20-2000), de 200 pour la fraction 2-20 µm et égales ou supérieures à 300 pour les fractions < 2 µm. Pour les échantillons totaux (sols NF), on trouve respectivement 333 et 193 cmole/kgC pour F11-SA et Fig-6a. Pour des sols ferrallitiques sous forêt en Côte d'Ivoire, BOISSEZON (1970) donne aussi des valeurs comprises entre 180 et 300 cmole/kgC.

Cette CEC organique représente respectivement 68 et 41 % de la CEC_{iso} totale et sa distribution exprimée en % de la CEC organique totale de l'échantillon est présentée sur la figure VI.6.b. On constate que les fractions 20-2000 µm (F1 + Fd) ne représentent qu'une faible part (26 et 7 %, dont 12 à 6 % pour les fractions F1) de la CEC organique totale alors que la contribution des fractions < 2 µm est de 46 à 72 %, et celle des fractions 2-20 µm de 29 et 21 %. Rapportées aux CEC_{iso} totales (organique + minéral), les CEC organiques des 3 fractions contribuent respectivement, pour 17 et 3 %, 20 et 8 % et 31 et 29 % aux sites d'échange totaux

L'effet du défrièvement et d'une mise en culture continue sur les variations des CEC a été étudié à l'aide d'une simulation simple présentée en annexe VIII.1. et qui sera discutée au chapitre VIII. On notera simplement que les diminutions de la CEC_{iso} totale sont de 19 % dans les sols sableux, de 30 % dans les sols sablo-argileux et de 46 % dans les sols argileux. Dans ces deux derniers cas, les MO associées aux seules fractions argileuses participent pour 58 et 71 % aux variations observées.

En résumé, sur la capacité d'échange des matières organiques associées aux différentes fractions granulométriques, on retiendra que :

- *le mode d'organisation des constituants ("effet agrégation") a peu d'effet sur l'accessibilité aux sites d'échange cationique ;*
- *sur un plan qualitatif, la capacité d'échange de la matière organique augmente fortement des fractions grossières vers les fractions fines ;*
- *sur un plan quantitatif, compte-tenu de la distribution relative des MO au sein des fractions granulométriques, ce sont essentiellement les fractions inférieures à 20 µm, et particulièrement les fractions < 2 µm, qui vont jouer un rôle majeur dans la capacité d'échange organique des sols à argile 1:1, celle-ci représentant de 40 à 70 % de la CEC totale. En conséquence, pour les sols à texture grossière, les variations maximales des CEC, selon le mode de gestion des sols, seront limitées puisque les variations en MO concernent prioritairement les fractions supérieures à 20 µm. Par contre, à moyen et long terme, un effet sensible peut être attendu pour des sols à texture fine, lorsque des variations significatives des teneurs en carbone des fractions fines pourront être observées.*

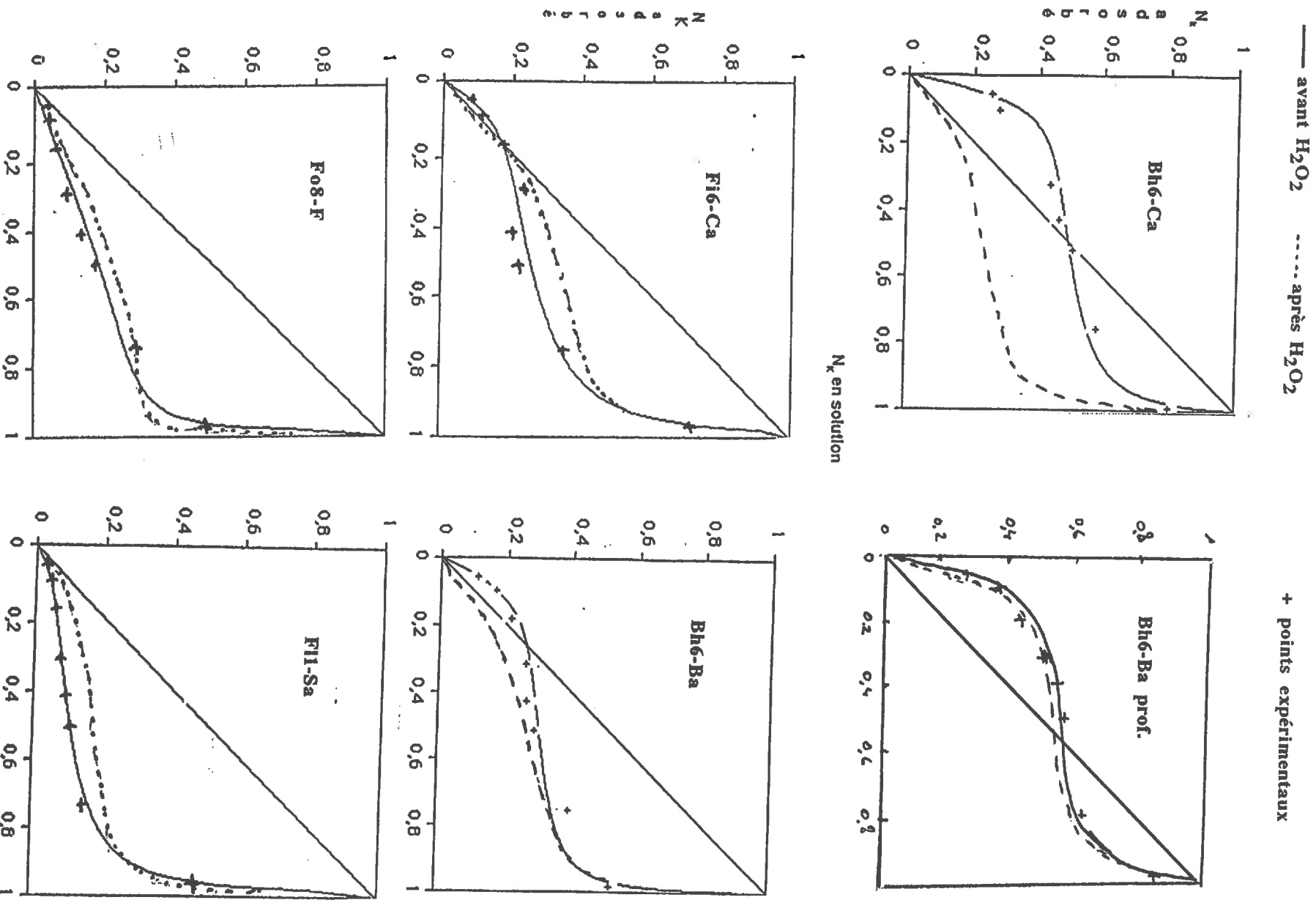


Fig VI.7.a - Courbes isothermes K/Ca, avant et après traitement à H₂O₂, d'échantillons à forte (Bh6-Ca et Bh6-Ba prof.), moyenne (F16-Ca et Bh6-Ba) et faible (F11-Sa et F08-F) sélectivité vis-à-vis du potassium.

D - SÉLECTIVITÉ DÉCHANGE K/Ca DE LA MATIÈRE ORGANIQUE TOTALE DU SOL ET DES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES

Dans la collection de sols à argile 1:1 étudiée, on peut distinguer trois groupes de situations selon la minéralogie de leur fraction argileuse :

- les sols à kaolinite dominante : situations d'Afrique de l'Ouest (ex. F11),
- les sols à association kaolinite-oxyhydroxydes de fer et d'aluminium : situations du Brésil (ex. Fo8),

• les sols à association kaolinite-halloysite : situations des Petites Antilles correspondant à des sols "jeunes" développés sur matériaux volcaniques. Ce sont les "ferrisols" (ex. F16) décrits par COLMET-DAAGE et LAGACHE (1965). Lorsque l'halloysite domine largement, il s'agit selon COLMET-DAAGE et LAGACHE (1965) des "sols brun-rouille à halloysite" représentés ici par la situation Bh6.

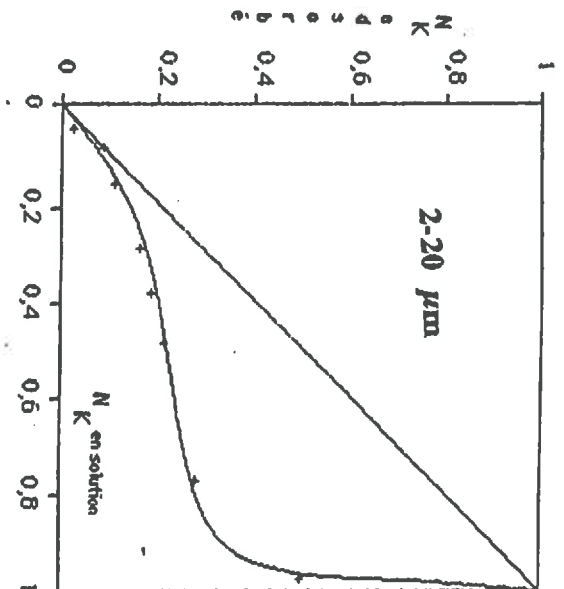
C'est à partir de séquences d'altération en milieu volcanique que DELVAUX (1988) au Cameroun, et FONTAINE (1988) en Martinique, ont mis en évidence un caractère fortement sélectif, vis-à-vis du potassium, des sols bruns à halloysite et de certains sols ferrallitiques identiques aux ferrisols de cette étude. Ces auteurs attribuent la sélectivité potassique observée à la présence d'un minéral argileux interstratifié de type halloysite-smectite.

D'autre part, les comparaisons par DELVAUX (1988) d'horizons Ap et B semblent indiquer que les échantillons de surface riches en MO présenteraient une sélectivité potassique plus faible. Toutefois, les effets de la MO sur les sélectivités K/Ca sont relativement controversés, comme l'indiquent POONIA et NIEDERBUDE (1990) à partir de l'analyse de divers travaux de la littérature, basés sur des comparaisons, soit de parcelles de longue durée ayant reçu ou non une fumure organique, soit d'horizons A et B, soit déchantillons traités ou non par un oxydant de la MO.

Il nous a donc paru intéressant :

- d'étudier la sélectivité K/Ca des principaux types de sols retenus dans ce travail ;
- d'étudier l'effet de la MO sur cette sélectivité, en comparant des échantillons traités ou non à H₂O₂ ;
- d'analyser le comportement des différentes fractions granulométriques vis-à-vis de la sélectivité K/Ca.

F16-Ca



F11-Sa

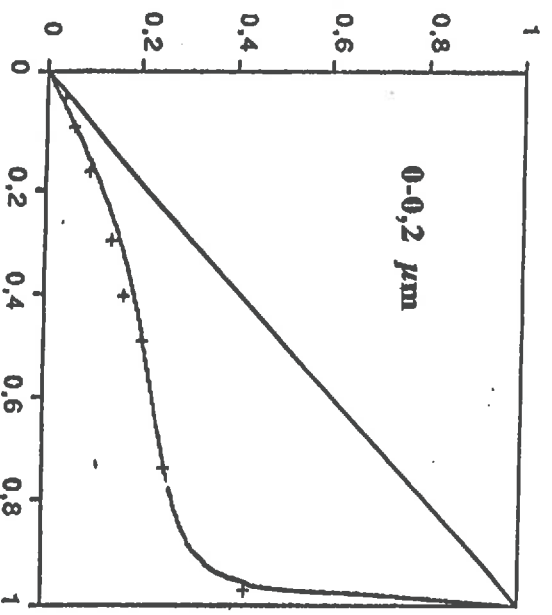
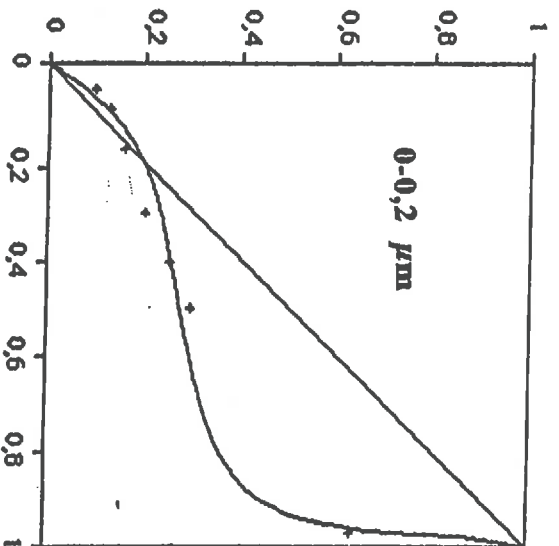
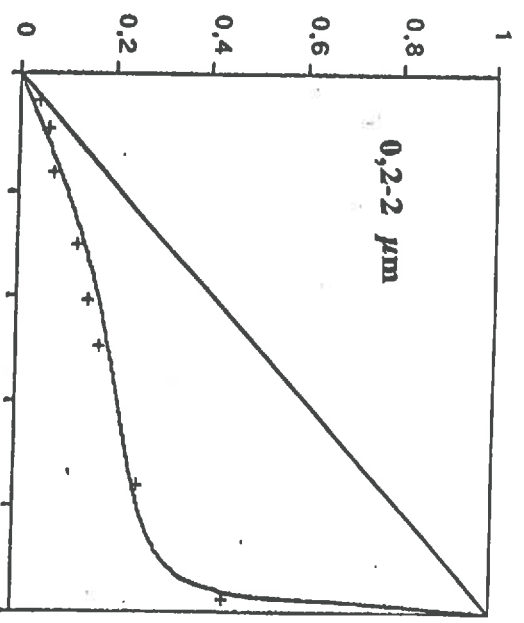
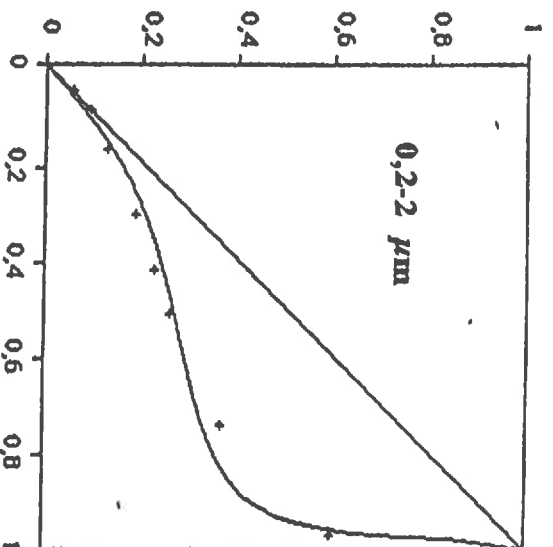
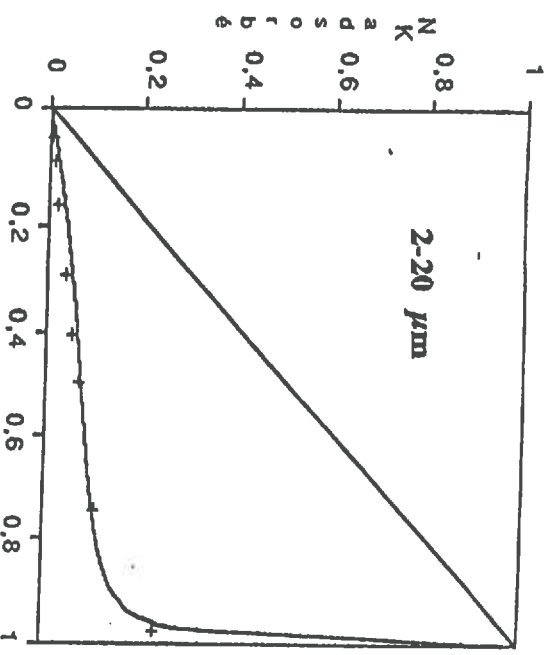


Fig VI.7.b - Courbes isothermes K/Ca des fractions granulométriques inférieures à 20 μm des échantillons de surface F16-Ca et F11-Sa.

1 - Sélectivité K/Ca des principaux types de sols étudiés et effet de la matière organique

Pour cette étude, nous avons sélectionné (Figure VI.7.a.) : (i) des *échantillons de surface*, riches en MO et caractérisés par une sélectivité potassique forte (ex. Bh6-Ca), moyenne (ex. Fig6-Ca et Bh6-Ba) ou faible (ex. Fo8-F et F11-SA), (ii) un *échantillon de profondeur* (Bh6-Ba prof.), pauvre en MO et à forte sélectivité potassique. Les échantillons Bh6-Ba de surface et de profondeur proviennent de la collection de Bruno DELVAUX.

L'effet global de la matière organique sur la sélectivité d'échange K/Ca est estimé par comparaison des courbes isothermes avant et après destruction de la MO par traitement à H_2O_2 . Ce type de comparaison est toujours délicate (SEQUI et ARINGHERI, 1977) car la destruction de la MO peut s'accompagner aussi d'une altération des surfaces minérales par H_2O_2 . Afin de vérifier que le traitement à H_2O_2 introduit peu d'artefact dans les isothermes d'échange K/Ca, nous avons comparé, pour l'échantillon Bh6-Ba de profondeur (forte sélectivité potassique et faible teneur en MO) les deux courbes isothermes, avant et après traitement à H_2O_2 . Les deux courbes étant similaires (Figure VI.7.a.), nous admettrons que les artefacts susceptibles d'être introduits par le traitement à H_2O_2 sont limités. En conséquence, pour les horizons de surface, toute variation obtenue après traitement à H_2O_2 sera attribuée à un "effet matière organique".

La destruction de la MO conduit à une diminution très nette de la sélectivité potassique pour les sols à forte sélectivité potassique initiale (Bh6-Ca) mais beaucoup plus faible pour les sols à sélectivité potassique initiale moyenne (Fig6-Ca et Bh6-Ba). Pour les sols à sélectivité potassique initiale faible, donc à forte sélectivité calcique (Fo8-F et F11-SA), aucun effet n'est décelé. On peut faire l'hypothèse que la destruction de la MO s'accompagnerait d'une libération importante de sites calciques, conduisant à une diminution relative de la sélectivité potassique pour les sols fortement sélectifs, mais, bien évidemment, sans effet apparent sur les sols à forte sélectivité calcique. Dans le cas des sols à argile 1:1 plus particulièrement étudiés dans ce travail (F11, Fig6, Fo8), le pôle le plus sélectif vis-à-vis du potassium est représenté par les ferrisols argileux des Antilles (Fig6). Même dans ce cas, la sélectivité potassique est relativement limitée, ainsi que l'effet du traitement H_2O_2 . On peut donc estimer que, pour l'ensemble des sols à argile 1:1 étudiés, les variations des stocks organiques dues aux différents modes de gestion de ces sols, n'auront que peu d'effet sur la sélectivité d'échange K/Ca.

2 - Sélectivité d'échange K/Ca des fractions granulométriques

Les isothermes d'échange ont été étudiés sur les seules fractions granulométriques inférieures à 20 μm^4 du ferrisol argileux (Fig-6a) et du sol ferrugineux sableux (F11-SA). Les courbes sont présentées sur la figure VI.7.b.

Si toutes les fractions de l'échantillon Fig-6a, à sélectivité potassique moyenne, présentent effectivement une sélectivité nettement supérieure aux fractions correspondantes de l'échantillon F11-SA, on constate, par ailleurs, pour chaque type de sol, très peu de différences de sélectivité potassique entre les différentes fractions. Autrement dit, pour ces deux sols à argile 1:1, aucune des fractions n'exerce une fonction particulière et spécifique vis-à-vis de la sélectivité d'échange K/Ca.

Finalement, nous retiendrons que : (i) la sélectivité potassique initiale des sols ferrugineux et ferrallitiques étudiés ici est moyenne à faible et que, dans ces conditions, l'effet global de la MO sur la sélectivité K/Ca est réduit, (ii) aucune des fractions granulométriques n'exerce une fonction spécifique vis-à-vis de cette propriété.

IV. - PARTICIPATION DES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES AUX PROPRIÉTÉS D'ÉCHANGE ANIONIQUE DES SOLS À ARGILE 1:1. EXEMPLE DE L'ION PO_4^{3-}

Dans un système sol-plante donné, la disponibilité du phosphore (P) pour la plante est fonction de l'aptitude du sol à maintenir une concentration donnée en ions phosphate sous forme soluble (WHITE et BECKETT, 1964) : c'est dire si les propriétés d'échange des sols vis-à-vis de cet anion ont une grande importance en terme de fertilité et de fertilisation, ce qui justifie sa prise en considération ici par rapport aux fonctions exercées globalement par la matière organique et plus spécifiquement par les différentes fractions granulométriques du sol.

On appelle souvent, et nous le ferons aussi, "pouvoir fixateur"⁵, l'aptitude du sol à maintenir une concentration donnée en ions phosphate sous forme soluble. Ce "pouvoir fixateur" dépend, à la fois, de caractéristiques permanentes du sol telles que la minéralogie ou la texture, et de caractéristiques variables imposées par les pratiques culturales, telles que le pH, le niveau des stocks organiques, les activités biologiques, etc. Ainsi de nombreuses études sur des sols tropicaux

⁴ En effet, on ne disposait pas de fractions légères supérieures à 20 μm (F1 20-2000) en quantité suffisante pour ce type d'expérimentation.

⁵ Dans le texte, nous utiliserons, par simplification, les termes "pouvoir fixateur" pour désigner le "pouvoir fixateur des sols vis-à-vis des ions phosphate".

(JUO et FOX, 1977 ; FROSSARD *et al.*, 1993) ont confirmé qu'il existait des relations étroites entre le "pouvoir fixateur" et les teneurs en oxyhydroxydes de fer et d'aluminium ou les teneurs en argile, ces deux paramètres étant souvent liés pour les sols à argile 1:1. Par ailleurs, le rôle de la matière organique, qu'elle soit préexistante dans le sol ou apportée sous forme d'amendement organique, est parfois invoqué pour ses effets dépressifs sur le "pouvoir fixateur" du sol (FOX et KAMPRATH, 1970 ; CHEVIGNARD *et al.*, 1986 ; FROSSARD *et al.*, 1986). Enfin, il est de plus en plus fréquemment admis que le pool d'ions phosphate assimilables par la plante est représenté par les ions phosphate isotopiquement échangeables (FARDEAU et CONESA, 1994 ; MOREL et PLENCHETTE, 1994). Aussi, utiliserons-nous la technique développée par FARDEAU (1981), fondée sur des cinétiques de dilution isotopique de l'ion $^{32}\text{P}\text{O}_4^{3-}$, pour analyser le rôle des fractions granulométriques dans le "pouvoir fixateur" du sol.

A - MÉTHODE DE MESURE DU POUVOIR FIXATEUR

Le "pouvoir fixateur" du sol ou des fractions granulométriques est estimé à partir des paramètres déduits des cinétiques de dilution isotopique selon la méthode développée par FARDEAU (1981). Expérimentalement, on introduit dans un système sol-solution en équilibre dynamique une quantité donnée de radioactivité (R) sous forme d'ions $^{32}\text{P}\text{O}_4^{3-}$ sans "entraîneur", puis on suit la décroissance de la radioactivité en solution au cours du temps. Si r1 représente la quantité de radioactivité restant en solution après une minute d'échange isotopique, le rapport R/r1, que nous nommerons ici P_{FIX}, est une approche du pouvoir fixateur du sol vis-à-vis des ions phosphate (FROSSARD *et al.*, 1993). Le "pouvoir fixateur" d'un échantillon de sol est d'autant plus élevé que P_{FIX} est grand. En utilisant l'échelle fournie par FARDEAU (1981), le "pouvoir fixateur" sera élevé pour P_{FIX} > 5, et il sera faible pour P_{FIX} < 2.5. Pour les échantillons de sol (0-2 mm) de cette étude, nous avons effectué les mesures de P_{FIX} dans les mêmes conditions que celles préconisées par FARDEAU (1981) : suspension de 10 g de sol dans 99 ml d'eau distillée plus 1 ml de solution aqueuse contenant H₃³²PO₄. Par contre, pour les fractions granulométriques des échantillons F11-SA, Fr2'-SA et Fo9-Pn, les mesures ont été faites sur des suspensions de 200 mg de fraction, avec 19 ml de CaCl₂ 0,1 M plus 1 ml de solution aqueuse contenant H₃³²PO₄. Toutes les valeurs de P_{FIX} sont des moyennes de trois répétitions avec un coefficient de variation égal à 7 %.

Par rapport à d'autres techniques d'estimation du pouvoir fixateur des sols, comme celles basées sur les isothermes d'adsorption (voir par exemple HOLFORD *et al.*, 1974), la technique de FARDEAU présente l'intérêt de ne pas modifier les équilibres sol-solution, puisque, l'expérience étant menée sans "entraîneur", la masse de phosphore introduite est négligeable.

Pour quelques échantillons de sols et fractions, "l'effet MO" sur le P_{FIX} a été abordé par comparaison des résultats avant et après destruction de la MO par H₂O₂. On opère comme suit :

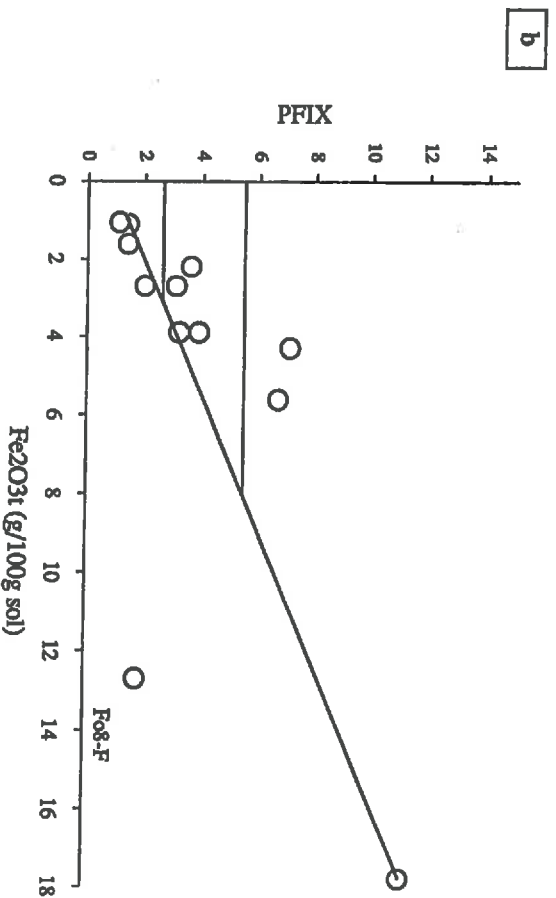
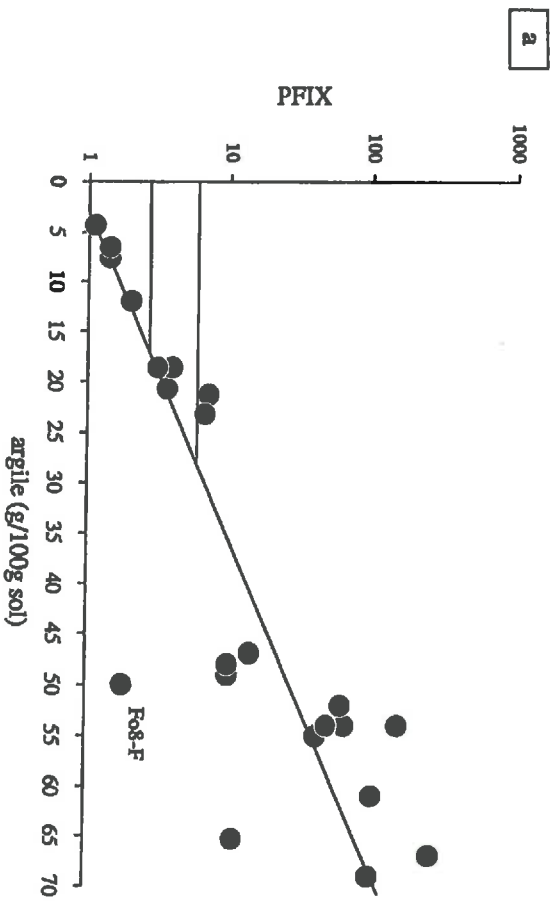


Fig VI.8 - Relation entre :

- (a) le pouvoir fixateur PFIX et la teneur en argile du sol,
 (b) le pouvoir fixateur PFIX et la quantité en fer total (Fe₂O_{3t}) du sol.

0,5 g d'échantillon additionné de 100 ml de H_2O_2 15 vol. (stabilisée par des stannates) sont portés à l'ébullition à 50°C jusqu'à évaporation totale. Les échantillons sont ensuite lavés pendant 17 h dans $CaCl_2$ 0,1 M avec un rapport échantillon : solution de 1:100, puis centrifugés à 10000 g pendant 20 minutes. Les échantillons sont ensuite repris pour l'analyse de P_{FIX}. Les résultats sont comparés à des échantillons "témoin" ayant subi le même traitement, mais en l'absence de H_2O_2 .

Enfin, afin de comparer les résultats des fractions à celui de l'échantillon non fractionné (Sol NF), on calcule P_{FIX} de la "Somme des fractions", comme suit : (i) calcul des quantités de $^{32}P O_4^{3-}$ fixées en une minute par kg de chacune des fractions granulométriques (MBq/kg fraction) ; (ii) calcul de la radioactivité de chaque fraction rapportée au kg de sol en tenant compte des teneurs pondérales des fractions (MBq/kg sol) ; (iii) calcul de P_{FIX} en tenant compte de la quantité totale de $^{32}P O_4^{3-}$ introduite (MBq/kg sol).

B - POUVOIR FIXATEUR DES SOLS NON FRACTIONNÉS

Les échantillons étudiés (n = 23) proviennent tous de sols à argile 1:1 d'Afrique de l'Ouest, des Antilles et du Brésil. Leur origine, quelques unes de leurs caractéristiques générales telles que le pH, les teneurs en argile A, en fer total Fe_2O_3t , en aluminium total Al_2O_3t , en $Fe_2O_3t + Al_2O_3t$ (R_2O_3t) et les valeurs de P_{FIX} sont rapportées dans le tableau-annexe VI.3. Cette collection intègre aussi des données tirées de CHEVIGNARD *et al.* (1986) et BROSSARD *et al.* (1988). Pour ces dernières, nous ne disposons pas des déterminations de Fe_2O_3t , Al_2O_3t et R_2O_3t .

Les variations de P_{FIX} avec la teneur en argile (A) ou en fer total (Fe_2O_3t) des sols sont présentées sur la figure VI.8. :

- les échantillons à P_{FIX} inférieurs à 2,5 et donc faiblement fixateurs correspondent aux sols sableux (A < 12 % et Fe_2O_3t < 2,7 %) du Sénégal et de Côte d'Ivoire ;
- les échantillons à P_{FIX} compris entre 2,5 et 5,0 et donc moyennement fixateurs correspondent aux sols sablo-argileux de Côte d'Ivoire (A compris entre 12 % et 21 % et Fe_2O_3t compris entre 2,7 et 4,0 %) ;
- les échantillons à P_{FIX} supérieurs à 5,0 et donc considérés comme fortement fixateurs correspondent aux sols sablo-argileux de Côte d'Ivoire (A > 21 %) et argileux des Antilles et du Brésil.

Ces variations de P_{FIX} selon la teneur en argile ou en Fe_2O_3t sont en accord avec les résultats obtenus par JUO et FOX (1973), ROCHE *et al.* (1980), PARFITT *et al.* (1989) et SALCEDO *et al.* (1990). L'échantillon Fo8-F argileux (A = 50 %) et riche en fer (Fe_2O_3t = 12,7 %) fait exception avec un pouvoir fixateur curieusement faible. Ceci est peut-être lié à sa teneur

Tableau VI.1. - Pouvoir fixateur (P_{Fix}), teneurs en carbone (C), fer total (Fe₂O_{3t}), aluminium total (Al₂O_{3t}), R₂O_{3t} (Fe₂O_{3t} + Al₂O_{3t}) et surfaces spécifiques (SS) des fractions granulométriques des sols des situations F11, Fr₂ et F09. Méthode R/US. Horizons 0-10 cm.

Situation/ Parcelle	Fraction	Masse g/100 g sol	C			SS m ² /fract. ou sol	P _{Fix}			
			Fe ₂ O _{3t} mg/g fraction (ou sol)	Al ₂ O _{3t}	R ₂ O _{3t}		Témoin	H ₂ O ₂		
F11-SA	Fd20-2000	75,3	0,4	7,0	6,4	13,4	0,9*	1,1	1,0	
	F120-2000	6,9	32,0	13,7	65,2	78,9		1,2	nd	
	2-20	9,8	36,0	21,5	70,9	92,4	6,9	2,3	3,9	
	0,2-2,0	5,0	43,5	43,5	265	308	24,0	9,9	14,3	
	0-0,2	2,3	33,6	38,1	327	365	47,8	5,3	20,0	
	H ₂ O	0,4								
	Somme	99,7	9,0	11,4	37,0	48,4		1,2	1,8	
	Sol NF	100,0	8,9	11,1	32,0	43,1	4,3	1,5	1,7	
	Fr ₂ -SA	Fd20-2000	65,0	0,9	27,7	17,3	45,0	nd	1,1	nd
		F120-2000	5,4	59,9	37,8	94,7	133	nd	4,4	nd
2-20		10,6	54,9	48,0	126	174	nd	6,3	nd	
0,2-2,0		11,9	34,5	84,2	305	389	nd	14,6	nd	
0-0,2		5,7	20,4	71,2	318	389	nd	8,6	nd	
H ₂ O		1,2								
Somme		99,7	14,9	39,2	84,1	123	nd	1,5	nd	
Sol NF		100	16,8	39,0	88,0	127	nd	2,1	nd	
F09-Pn		Fd20-2000	14,8	8,4	179	94,0	273	23,4*	8,5	54,9
		F120-2000	2,2	146	113	132	245		3,7	nd
	2-20	17,6	53,7	182	246	428	44,4	16,8	105	
	0,2-2,0	43,1	44,5	188	361	549	59,4	38,5	131	
	0-0,2	22,2	33,5	178	381	559	71,1	31,3	127	
	H ₂ O	3,8								
	Somme	103,7	40,5	181	300	481	53,3	18,6	88,0	
	Sol NF	100,0	40,9	178	287	465	54,7	12,7	89,7	

* mesuré sur la fraction globale 20-2000 µm (F1 + Fd)
nd = non déterminé

anormalement élevée (pour un oxisol) en calcium total et échangeable (CERRI *et al.*, 1991). Cet échantillon n'est pas conservé pour l'étude statistique présentée ci-dessous.

Il existe des liaisons hautement significatives (risque $< 1\%$) entre PRIX et Log A % ($r = 0,91$; $n = 22$), PRIX et Fe_2O_{3t} ($r = 0,90$; $n = 11$) et PRIX et R_2O_{3t} ($r = 0,88$; $n = 11$). Les coefficients de corrélation ne sont que très faiblement améliorés par la prise en compte de la teneur en carbone dans des corrélations multiples avec A, Fe_2O_{3t} , Al_2O_{3t} ou R_2O_{3t} . Ainsi, *tous sols confondus*, il y a peu (ou pas) d'effet des teneurs en carbone sur le "pouvoir fixateur" des sols à argiles 1/1. Toutefois, une étude détaillée (Tableau-Annexe VI.3.A.) des résultats pour les trois niveaux de PRIX permet de préciser cette approche globale :

- pour *les sols peu fixateurs d'Afrique de l'Ouest* (Fr2 par exemple), on constate effectivement, pour une même situation, peu de différences de PRIX entre des parcelles aux stocks organiques élevés (SA et Ja12) ou faibles (Rv10) ;
- par contre, pour *les sols très fixateurs des Antilles*, les résultats indiquent, pour chaque situation, une tendance à une augmentation de PRIX quand on passe d'échantillons riches en MO (forêts F, jachères Jh, prairies Pa) à des échantillons pauvres en MO (rotations maraichères Rm ou culture de canne à sucre sur sols remodelés rFig-Ca). Il en est de même pour les situations équivalentes correspondant aux sols brun rouille à halloysite (Bh6) et aux andosols (Ad6) de la Martinique (CHEVIGNARD *et al.*, 1986).

De la même manière (Tableau VI.1.), l'effet du traitement H_2O_2 modifie peu la valeur de PRIX du sol sableux FI1, respectivement égale à 1,5 et 1,7 avant et après traitement H_2O_2 , alors que pour l'oxisol argileux de la situation Fo9, naturellement fortement fixateur, la valeur de PRIX est encore augmentée après destruction de la MO, passant de 12,7 à 89,7. L'effet des diminutions des stocks organiques des sols sur l'augmentation du pouvoir fixateur apparaît donc d'autant plus important que le pouvoir fixateur et les variations absolues de stock organique sont élevés. Ceci est dû à l'apparition de nouvelles surfaces minérales très réactives vis-à-vis de l'ion phosphate, aspect qui sera étudié ci-dessous. On peut toutefois penser que ce sont surtout pour les sols au pouvoir fixateur moyen à élevé avec des valeurs de PRIX de 5 à 10 que ces variations pourraient avoir une importance agronomique réelle.

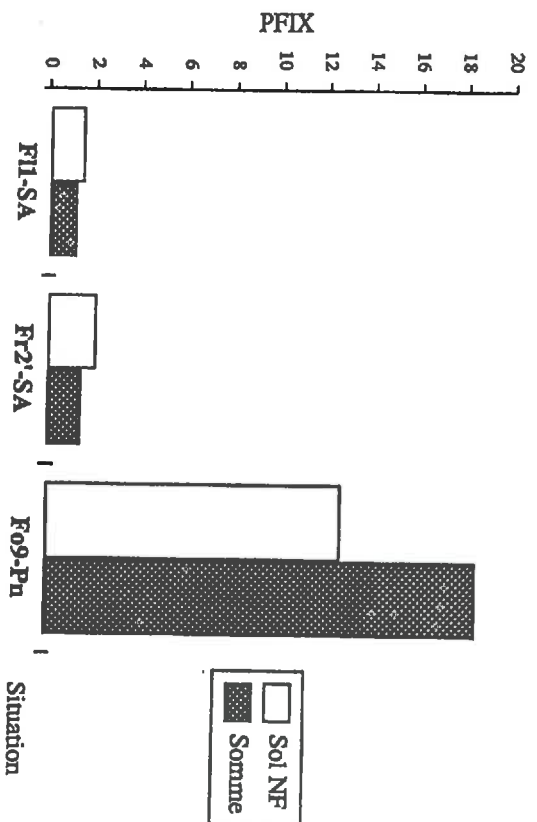


Fig VI.9 - Comparaison du pouvoir fixateur (PFIX) des sols avant (Sol NIF) et après (Somme) dispersion des éléments fins.

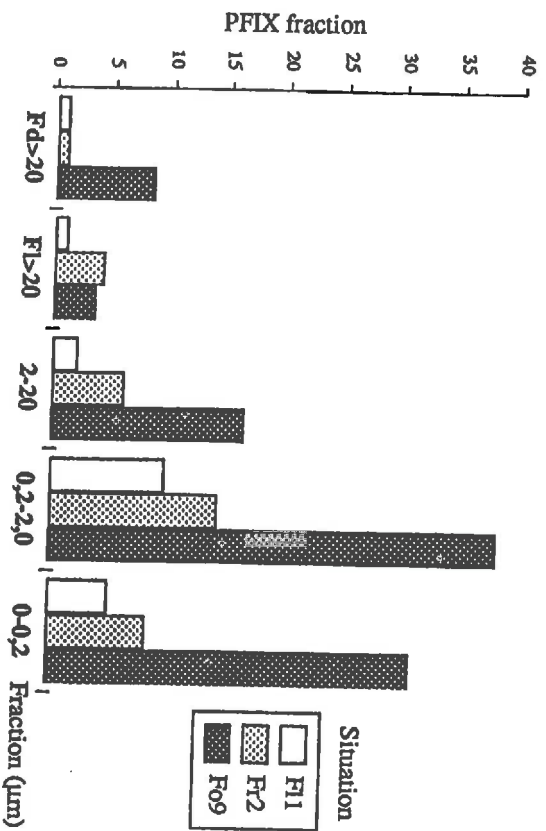


Fig VI.10 - Valeurs du pouvoir fixateur (PFIX) des différentes fractions.

C - POUVOIR FIXATEUR DES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES

L'étude concerne les échantillons FI1-SA, Fr2'-SA et Fo9-Pn. Les résultats détaillés sont dans le tableau VI.1.

1 - Bilans des fractionnements et accessibilité des ions phosphate aux sites fixateurs du sol

Pour les deux sols *faiblement fixateurs à texture grossière* (FI1-F et Fr2'-SA), les différences de P_{FIX} entre la "Somme" calculée des fractions et le sol non fractionné (Sol NF) sont relativement faibles, avec P_{FIX} (Sol NF) > P_{FIX} (Somme) (Figure VI.9.). Il y aurait donc peu d'effet du fractionnement granulométrique, et donc de l'état d'agrégation du sol, sur l'accessibilité de PO₄³⁻ aux sites réactifs⁶. Par contre, pour l'oxisol argileux fortement fixateur (Fo9), la valeur trouvée pour P_{FIX} "Somme", supérieure à celle du Sol NF, est un indice de l'apparition de nouveaux sites fixateurs suite à la de la dispersion de l'échantillon au cours du fractionnement granulométrique⁷. Ce résultat confirme les résultats commentés précédemment sur la comparaison de sols pauvres ou riches en MO et de l'effet du traitement H₂O₂ sur l'accessibilité de PO₄³⁻ aux sites fixateurs du sol.

2 - Pouvoir fixateur des fractions granulométriques

a - Effet des oxyhydroxydes de fer et d'aluminium

Pour chaque situation, P_{FIX} augmente globalement des fractions grossières aux fractions fines, et pour chaque fraction, les valeurs de P_{FIX} augmentent du sol FI1 à Fr2 puis à Fo9 (Figure VI.10.). Ces différences s'expliquent par les teneurs en minéraux secondaires des différentes fractions, que celles-ci soient exprimées par leur teneur en fer total Fe₂O_{3t}, en Fe₂O_{3t} + Al₂O_{3t} (R₂O_{3t}), ou encore par leur surface spécifique SS. En effet, les valeurs de ces trois paramètres augmentent systématiquement de FI1 à Fr2 puis à Fo9 (Tableau VI.1.). Toutes fractions confondues, les coefficients de corrélation (r) obtenus par des régressions linéaires ou des fonctions puissance entre P_{FIX} et ces divers paramètres sont tous hautement significatifs. Les

⁶ Cette interprétation doit toutefois être nuancée par le fait que, dans les conditions expérimentales de mesure de P_{FIX} (agitation du sol NF dans l'eau pendant 16 heures), on peut estimer, pour chacun des sols FI1 et Fr2', à environ 80 % la proportion d'argile déjà dispersée au cours de l'expérimentation (d'après des données publiées dans FELLER *et al.*, 1995a).

⁷ Pour cet échantillon la proportion d'argile déjà dispersée au cours de l'expérimentation est estimée à 50 % (d'après des données publiées dans FELLER *et al.*, 1995a).

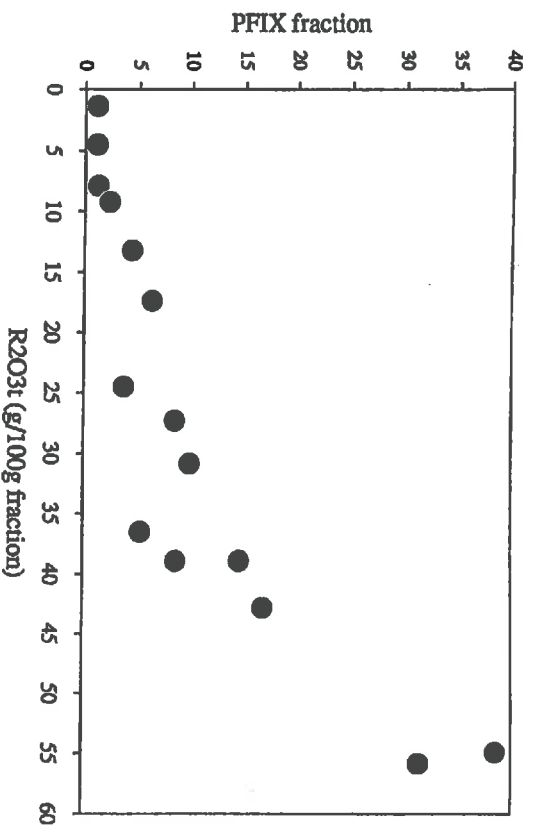


Fig VI.11 - Relation entre le pouvoir fixateur (PFIX) et la teneur en R2O3t des fractions granulométriques de trois sols F (F11, F2 et F09).

corrélations sont meilleures avec R_2O_{3t} qu'avec Fe_2O_{3t} seul, car R_2O_{3t} prend en compte la présence de la gibbsite dans l'échantillon Fo9, minéral à fort pouvoir fixateur vis-à-vis de PO_4^{3-} (PARFITT, 1978). La meilleure corrélation ($r = 0,94$) entre R_2O_{3t} et PRIX est obtenue par l'utilisation d'une fonction puissance (Figure VI.11.) :

$$P_{FIX} = 1,107 \times 10^{0,0267} (R_{2O_{3t}} \%)$$

$$(n = 15 ; r = 0,94 ; HS)$$

b. - Effet de la MO

L'effet de la MO sur le pouvoir fixateur des fractions a été étudié sur les échantillons F11 et Fo9 en comparant les valeurs de PRIX avant et après traitement à H_2O_2 (Tableau VI.1.) :

• pour l'échantillon sableux et peu fixateur F11-SA, il ya une forte augmentation de PRIX après traitement à H_2O_2 pour les fractions $< 2 \mu m$, la variation étant particulièrement forte pour les fractions $< 0,2 \mu m$. L'apparition de sites fortement réactifs vis-à-vis des ions phosphate après destruction de la MO peut s'expliquer : (i) soit par l'apparition de surfaces minérales supplémentaires qui étaient initialement dissimulées dans des microagrégats organo-argileux. Ceci est bien en accord avec les résultats obtenus pour les surfaces spécifiques, (ii) soit par la formation ou la libération, *in vitro*, au cours de l'oxydation de la MO, de constituants amorphes à fort pouvoir fixateur qui étaient associés à la MO. C'est ainsi que, selon SCHULZE (1988), de la ferrhydrite pourrait précipiter après traitement H_2O_2 dans des échantillons riches en complexes organo-ferriques. Les surfaces spécifiques des ferrhydrites étant d'autant plus faibles que les teneurs en MO associées sont élevées (SÜSSER et SCHWERTMANN, 1983), on peut effectivement s'attendre à des augmentations de PRIX dans le cas d'échantillons à teneurs élevées en complexes organo-ferriques. De même, SEQUI et ARINGHIERI (1977) signalent que l'augmentation des "surfaces électropositives" observée après traitement H_2O_2 de divers échantillons de sols pourrait être due à la libération des métaux associés à la MO et à leur dépôt sous forme d'oxydes. Enfin, on sait que des matières organiques comme les acides humiques, fulviques ou des acides de faibles poids moléculaires sont susceptibles d'entrer en compétition avec les ions PO_4^{3-} pour l'occupation des mêmes sites à la surface des oxydes (FROSSARD *et al.*, 1986 ; VIOLANTE *et al.*, 1990) ;

• pour l'échantillon argileux et fortement fixateur Fo9-Pn, les mêmes hypothèses peuvent être faites, mais la forte variation observée aussi pour la fraction sableuse Fd 20-2000, très pauvre en MO, conduit à s'interroger, pour cet échantillon, sur des effets chimiques de H_2O_2 autres que ceux liés à la seule oxydation de la matière organique. Nous n'avons pas d'explication à ce curieux résultat d'autant que nous avons vérifié que la surface spécifique de cette fraction n'est pratiquement pas modifiée par le traitement H_2O_2 : respectivement 23,4 et 23,8 m^2/g avant et après traitement.

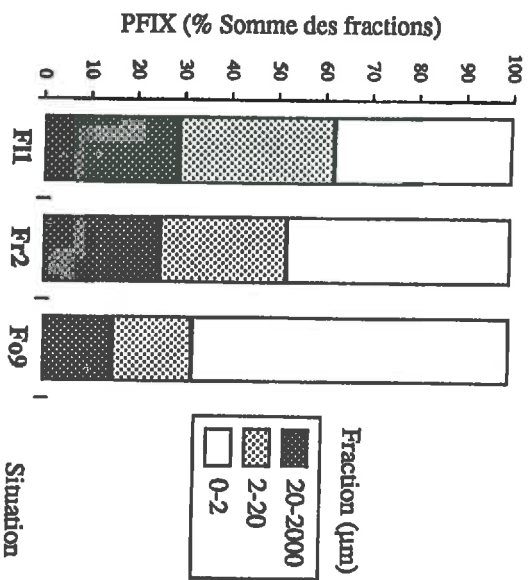


Fig VI.12 - Participation de chaque fraction au pouvoir fixateur (PFIX) total du sol.

Enfin, pour les trois situations étudiées (Figure VI.12.), les fractions fines (< 20 µm) participent pour plus de 70 % à P_{FIX} total⁸. Dans le cas des sols sablo-argileux (Fr2) à argileux (Fo9), la seule fraction 0-2 µm représente plus de 50 % des sites fixateurs.

D - CONCLUSIONS A L'ÉTUDE DU POUVOIR FIXATEUR DES SOLS F

De l'étude du pouvoir fixateur des fractions granulométriques des sols, il ressort que : (i) ce sont les fractions fines du sol (< 20 µm) qui déterminent l'essentiel de P_{FIX} du sol total, (ii) la destruction de la MO en laboratoire conduit à de fortes augmentations du P_{FIX} de ces mêmes fractions.

Ce sont donc les MO associées aux fractions fines et plus particulièrement aux argiles qui sont susceptibles d'intervenir sur la mobilité des ions phosphate. Ceci permet d'interpréter l'absence de variations notables de P_{FIX} avec la mise en culture pour les sols à texture grossière et la tendance à une augmentation de P_{FIX} pour les sols à texture fine puisque, dans le premier cas, les variations des stocks organiques sont faibles en valeur absolue et dues, pour l'essentiel, aux fractions supérieures à 20 µm alors que dans le deuxième, les variations des stocks organiques sont élevées et dues, pour l'essentiel, aux fractions inférieures à 20 µm. Les MO associées aux fractions inférieures à 20 µm peuvent donc exercer, dans les sols à texture fine, une fonction de limitation du pouvoir fixateur du sol vis-à-vis des ions phosphate.

Sur un plan agronomique, ce sont avec les sols moyennement à fortement fixateurs que l'on peut s'attendre *in situ* à un effet du niveau des stocks organiques sur la disponibilité des ions phosphate. Il faudra, toutefois, pour ces sols, une très forte augmentation des teneurs en MO des fractions fines pour diminuer sensiblement leur pouvoir fixateur. Dans la pratique, ceci n'est réalisable à court terme (0 à 5 ans) que par de très fortes restitutions organiques liées à des cultures prairiales, des systèmes agro-forestiers ou à d'exceptionnels apports organiques tels que des épandages de boues (100 t/ha) en Guadeloupe (BROSSARD *et al.*, 1991).

V. - PARTICIPATION DES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES AUX PROCESSUS DE SORPTION DE MOLÉCULES ORGANIQUES DANS LES SOLS À ARGILE 1:1. EXEMPLE D'UN HERBICIDE NEUTRE : L'ATRAZINE

Dans ce paragraphe, à travers l'étude des phénomènes d'adsorption de différents herbicides, nous cherchons à analyser le rôle de la MO des sols ferrugineux et ferrallitiques dans

⁸ Notre étude ne concerne que des horizons de surface non gravillonnaires et donc constitués en totalité de terre fine. Signalons toutefois que dans le cas de sols ferrugineux gravillonnaires, une proportion importante de PO₄³⁻ apporté peut être fixée sur les gravillons ferrugineux de tailles supérieures à 2 mm (Thissen *et al.*, 1991).

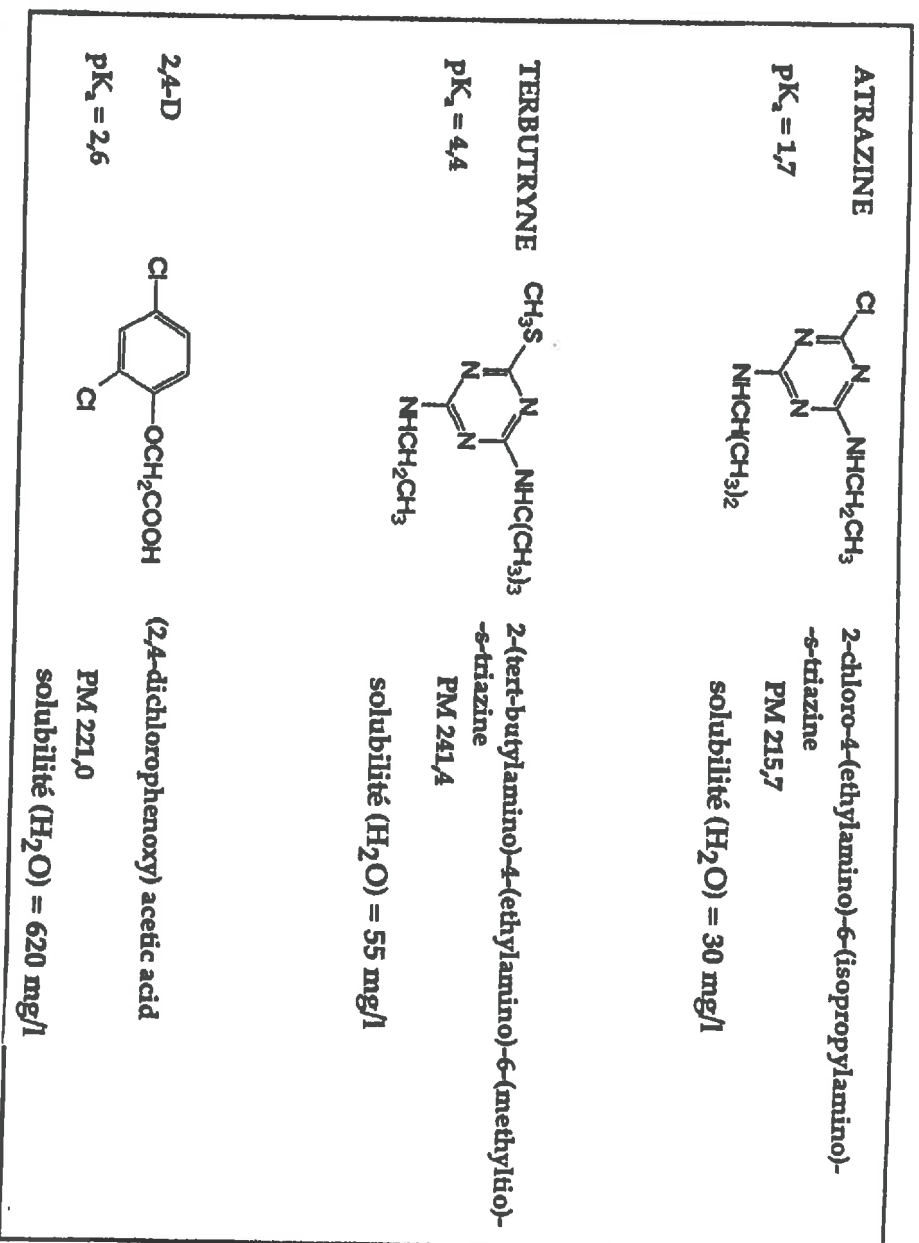


Fig VI.13 - Formules des herbicides utilisés dans ce travail

les processus de sorption vis-à-vis des molécules organiques et à préciser le rôle des différentes fractions granulométriques. La démarche adoptée ici est académique. Elle ne résulte pas, pour les situations étudiées, d'une réelle problématique de "terrain" concernant le devenir des pesticides. Il s'agit plutôt d'utiliser les molécules xénobiotiques comme des modèles susceptibles de rendre compte des phénomènes de sorption de molécules organiques à structures chimiques diverses (BOLLAG *et al.*, 1992), dans l'optique soit de mieux comprendre les processus d'humification, soit d'acquérir des données de base en vue de modéliser les dynamiques spatiales et temporelles des herbicides dans les sols (GREEN et KARICKHOFF, 1990).

Compte-tenu de la grande diversité des molécules pesticides (plus de 500, dont 150 souvent utilisées selon A.C.T.A., 1993), il est nécessaire de faire un choix raisonné de quelques molécules pouvant servir de modèle en terme de comportement de pesticides dans les sols. C'est sur la base de leur polarité et de leur solubilité que Enrique BARRIUSO, chercheur à l'I.N.R.A., a sélectionné, pour son programme de recherche, les trois molécules herbicides étudiées ici (Figure VI.13.) : deux triazines, l'atrazine (ATRA) et la terbutryne (TER), et un acide phénoxyacétique (2,4-D).

Aussi bien les caractéristiques de la molécule elle-même que celles des sols contrôlent l'intensité de l'adsorption des pesticides dans les sols (BARRIUSO et CALVET, 1992). Si les teneurs en MO jouent un rôle important dans l'adsorption des molécules non polaires (HAMAKER et THOMPSON, 1972 ; HASSETT *et al.*, 1983 ; CALVET, 1989), d'autre paramètres comme le pH peuvent aussi intervenir fortement dans les phénomènes de sorption (WEBER, 1970 ; YAMANE et GREEN, 1972 ; HINGSTON *et al.*, 1972 ; CALVET *et al.*, 1980 ; NICHOLLS, 1988). Le rôle du pH a donc été analysé dans une étude préliminaire (BARRIUSO *et al.*, 1992). En effet, par rapport à l'étendue des pH rencontrés dans les horizons de surface des sols à argile 1:1 sélectionnés ici, on peut considérer :

- l'atrazine comme une molécule neutre et à caractère hydrophobe : pK de protonation 1,7
- la terbutryne comme une molécule faiblement basique, pouvant parfois exister sous forme cationique : pK de protonation 4,4
- le 2,4-D comme une molécule anionique : pK de dissociation 2,6.

Les relations entre adsorption des herbicides étudiés, pH et teneurs en carbone du sol sont présentées sur la figure VI.14. On constate que l'adsorption de :

- l'atrazine dépend fortement des teneurs en MO du sol (Figure VI.14.a.1.) mais peu du pH (Figure VI.14.a.2.) ;
- la terbutryne dépend à la fois du pH et des teneurs en MO du sol (Figures VI.14.b.1. et b.2.) ;

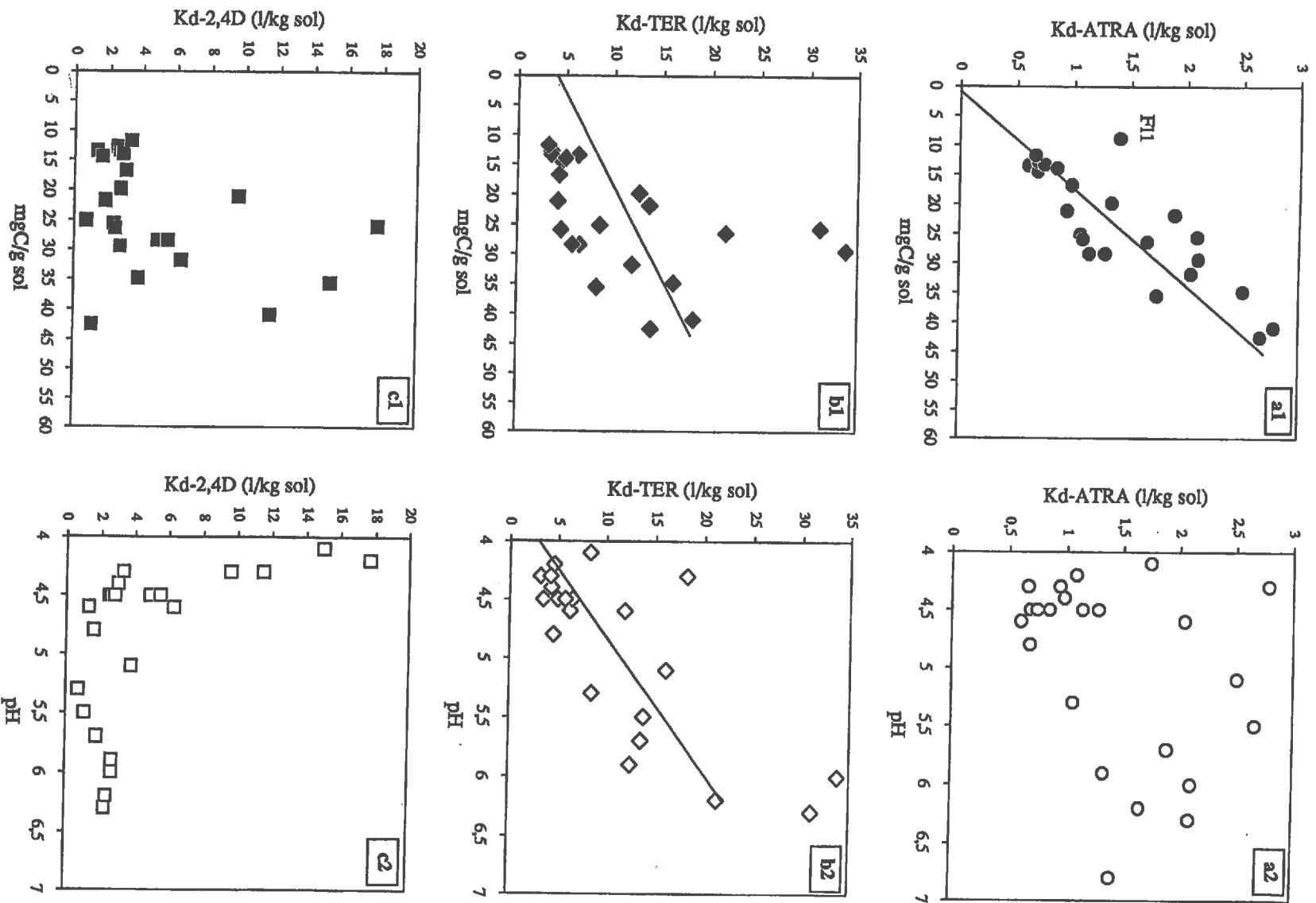


Fig VI.14 - Variations des coefficients de partage Kd de l'atrazine (ATRA), de la terboutryne (TER) et de 2,4D en fonction :

- de la teneur en carbone du sol (a1, b1, c1),
- du pH du sol (a2, b2, c2).

• 2,4-D est fortement dépendante du pH du sol (Figure VI.14.c.2.) et peu de la teneur en MO (Figure VI.14.c.1.).

C'est donc l'atrazine qui a été retenue dans ce travail pour préciser les participations des différentes fractions granulométriques aux phénomènes de sorption⁹ de molécules organiques dans les sols tropicaux à argile 1:1.

A - MÉTHODE DE MESURE DE L'ADSORPTION DES PESTICIDES ÉTUDIÉS¹⁰

Les méthodes de mesure d'adsorption des herbicides sont décrites dans l'annexe VI.4.A.

L'intensité de l'adsorption de l'herbicide sur l'échantillon (sol ou fraction) est estimée à partir du coefficient de partage K_d :

$$K_d = (x/m) / C_e$$

avec x = masse (μg) d'herbicide adsorbé

m = masse (g) de sol

C_e = concentration de l'herbicide (mg/l) restant en solution

On définit aussi un coefficient de partage K_{oc} rapporté au carbone organique de l'échantillon (HAMAKER ET THOMPSON, 1972) :

$$K_{oc} = (x/m)C / C_e = 1000 K_d / C \%$$

avec $(x/m)C$ = masse (μg) d'herbicide adsorbé par gramme de C

Le pouvoir d'adsorption d'un échantillon est d'autant plus élevé que les valeurs de K_d ou K_{oc} sont fortes. Pour établir certains bilans, les résultats seront aussi exprimés en quantités Q , soit en μg d'atrazine adsorbée par gramme de sol ou de fraction (Q -sol ou Q -fraction), soit en % de l'atrazine totale adsorbée ($Q\%$).

Un traitement à H_2O_2 a été effectué sur des échantillons 0-2 mm selon le protocole déjà décrit au paragraphe IV.A. de ce chapitre. La méthode R/RUS a été utilisée pour la séparation des fractions granulométriques.

⁹ Il se peut toutefois qu'à côté des processus d'adsorption (s.s.) qui sont réversibles (desorption totale possible, et qui n'a pas été étudiée ici) coexistent des phénomènes de rétention (liaisons plus fortes) de l'atrazine.

¹⁰ Toutes les mesures d'adsorption des herbicides ont été faites au Laboratoire des Sols de l'INRA à Grignon sous la direction de E.BARRUJO.

Tableau VI.2 - Effet d'un traitement H_2O_2 sur les valeurs de K_d de l'atrazine pour les échantillons bruts (sol 0-2 mm) des horizons de surface de quatre sols F.

Situation-Parcelle	Horizon (cm)	K_d (l/kg)	
		avant H_2O_2	après H_2O_2
F11-SA F16-Ca F08-F F09-Pn	0-10	1,42	0,14
	0-10	1,89	0,27
	0-10	2,51	0,61
	0-6	3,36	0,3

B - ADSORPTION DE L'ATRAZINE SUR LES SOLS NON FRACTIONNÉS

Les résultats détaillés concernant les sols non fractionnés sont dans le tableau-annexe VI.4.A. Les situations étudiées sont F11, F16, F17, F08 et F09.

On a déjà constaté (Figure VI.14.a.1.) la forte liaison existant entre l'adsorption de l'atrazine (K_d) et les teneurs en carbone de l'échantillon. Tous échantillons confondus, l'équation de la régression linéaire est :

$$K_d\text{-ATRA} = 0,059 C + 0,038 \quad n = 23 \quad r = 0,831 \text{ (HS)}$$

L'échantillon sableux F11 présente une adsorption plus élevée que les échantillons argileux à même teneur en carbone. En supprimant cet échantillon de la régression, le coefficient de corrélation r devient égal à 0,880.

La forte dépendance de l'adsorption de l'atrazine vis-à-vis de la teneur en MO est bien connue (WEBER *et al.*, 1969 ; HAYES, 1970 ; PAYAPEREZ *et al.*, 1992), ainsi que l'existence de corrélations linéaires entre K_d de molécules non ionisées et les teneurs en carbone des sols (HASSETT *et al.*, 1983 ; CALVET, 1989). Dans le cas des triazines, comme l'atrazine, lorsque le pH du sol est supérieur de 2 unités au pKa du pesticide, ce qui est le cas ici, on considère que le processus d'adsorption est dû principalement aux liaisons hydrogène (KOSKINEN et HARPER, 1990). Ces corrélations positives entre K_d et la teneur en MO des sols ont justifié l'utilisation de coefficients d'adsorption rapportés à l'unité de carbone organique (K_{oc}) (HAMAKER et THOMPSON, 1972).

L' "effet matière organique" sur K_d est aussi bien mis en évidence par les fortes diminutions de K_d observées après traitement H_2O_2 (Tableau VI.2.) : pour les 4 échantillons étudiés, les valeurs de K_d sont divisées par un facteur variant de 5 à 10 environ.

C - ADSORPTION DE L'ATRAZINE PAR LES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES DU SOL

1 - Bilans des fractionnements et accessibilité de l'atrazine aux sites d'adsorption du sol

Les résultats détaillés des caractéristiques des fractions sont dans le tableau-annexe VI.4.B.

Les bilans du fractionnement pour l'atrazine adsorbée (Q % Sol NF) sont présentés sur la figure VI.15. On constate que le bilan est excellent pour chacun des deux échantillons

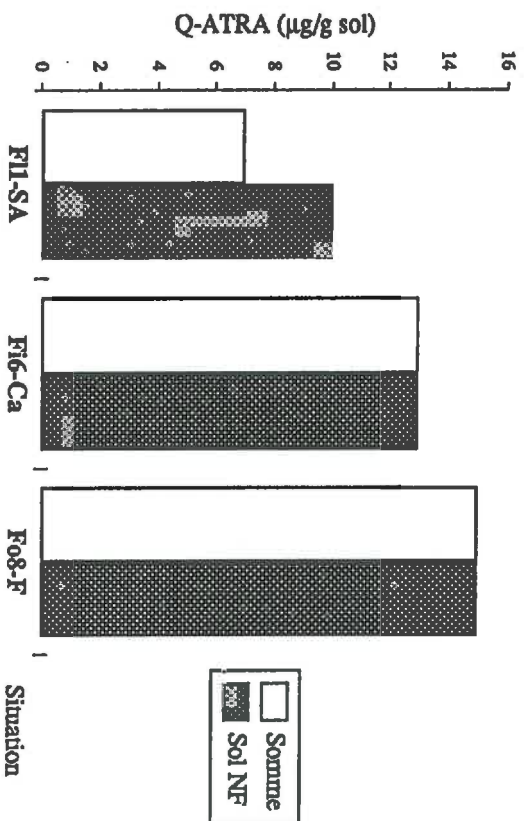


Fig VI.15 - Comparaison des quantités d'atrazine adsorbé (Q-ATRA) avant (Sol NF) et après (Somme) dispersion des éléments fins.

argileux F16 et F08, mais qu'il est déficitaire pour l'échantillon sableux F11, la Somme étant égale à 72 % du Sol NF. Pour ce dernier, ceci peut être dû à une surestimation de la valeur du Sol NF comme semblent l'indiquer les résultats de la figure VI.14.a.1. Dans aucun des cas, la somme des fractions n'excède les valeurs des échantillons non fractionnés. En d'autres termes, la destruction de l'agrégation à la suite du fractionnement granulométrique ne semble pas avoir révélé de sites supplémentaires d'adsorption de l'atrazine¹¹. On retrouverait, ici aussi, les tendances observées pour les surfaces spécifiques, et dans une moindre mesure, pour la capacité d'échange cationique et pour le pouvoir fixateur vis-à-vis des ions phosphate.

2 - Adsorption de l'atrazine par les fractions granulométriques du sol

a - Réactivité des fractions

Pour les trois échantillons étudiés, on obtient (Tableau-Annexe VI.4.B.) l'ordre de classement systématique suivant pour K_d :

F1 20-2000 > 2-20 μm > 0,2-2,0 μm > 0-0,2 μm > Fd (20-2000)
(25 à 50) (9 à 25) (2 à 11) (0,6 à 1,3) (0,2 à 0,4)

Pour les fractions organiques et organo-minérales (fractions Fd exclues), K_d diminue avec la taille des fractions, des débris végétaux (F1 20-2000) aux fractions organo-argileuses fines (0-0,2 μm). Les valeurs très faibles des fractions minérales Fd sont proches de celles obtenues pour les échantillons bruts (Sol NF) traités à H_2O_2 , confirmant le faible effet des constituants minéraux du sol sur l'adsorption de l'atrazine. Des classements similaires pour les fractions de taille inférieure à 50 μm ont aussi été trouvés par HUANG *et al.* (1984) et BARRIUSO *et al.* (1991a et b) pour des sols des régions tempérées, avec des maximum d'adsorption pour les fractions de taille comprise entre 2 et 20 μm et des valeurs décroissantes des fractions 0,2-2 μm aux fractions 0-0,2 μm .

Toutes fractions (F1 20-2000 ; 2-20 ; 0,2-2,0 et 0-0,2 μm) confondues, il existe une corrélation positive et hautement significative entre K_d et les teneurs en C (mg C/g fraction) des fractions ($r = 0,95$; $n = 12$; HS).

Toutefois, l'analyse détaillée des valeurs de K_{oc} montre que cette corrélation globale cache de fortes différences dans l'intensité de l'adsorption, selon la nature des fractions. Les

¹¹ Cette interprétation doit toutefois être nuancée par le fait que, dans les conditions expérimentales de mesure de l'adsorption de l'atrazine (agitation du sol NF dans l'eau pendant 24 heures), on peut estimer que, respectivement pour les sols F11, F16 et F08, ce sont environ 80 %, 50 % et 50 % de la proportion d'argile du sol qui est déjà dispersée au cours de l'expérimentation (d'après des données publiées dans FELLER *et al.*, 1995a).

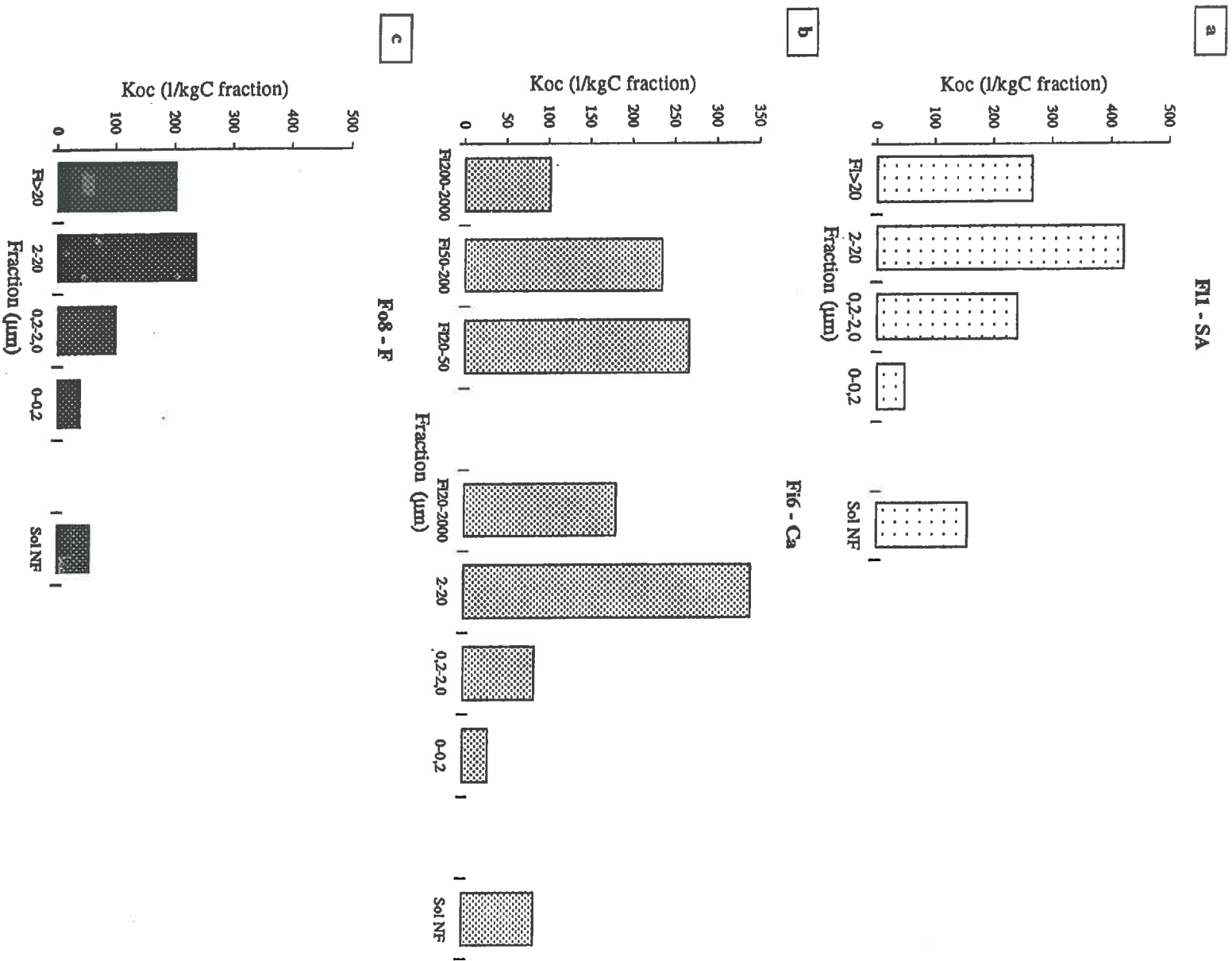


Fig VI.16 - Coefficients de partage spécifique (Koc) de l'atrazine pour les différentes fractions granulométriques des sols des situations FI1 - SA (a), FI6 - Ca (b) et Fo8 - F (c).

valeurs de K_{oc} des différentes fractions permettent d'apprécier l'effet de la "qualité de la MO" sur l'adsorption de l'atrazine. La figure VI.16. fait apparaître, pour les 3 échantillons, un maximum d'adsorption pour les fractions 2-20 μm puis l'ordre décroissant suivant :

$$2-20 \mu\text{m} > \text{F1 } 20-2000 > 0,2-2,0 \mu\text{m} > 0-0,2 \mu\text{m}$$

Ce classement ne suit ni celui des rapports C/N, ni celui des capacités d'échange cationique de la matière organique, ni celui des surfaces spécifiques.

Fractions F1 \geq 20 μm . Au sein de la fraction F1 20-2000 (échantillon Fig-6-Ca, Figure VI.16.b.), K_{oc} augmente des débris végétaux les plus grossiers F1 200-2000 ($K_{oc} = 103$) aux débris végétaux les plus fins F1 20-50 ($K_{oc} = 268$) sans atteindre toutefois la valeur maximum de la fraction 2-20 μm ($K_{oc} = 341$). Il y a donc, au sein des débris végétaux du sol, une augmentation de K_{oc} avec le degré de décomposition et d'humification des fractions figurées. Ces observations sont en accord avec celles de WALKER et CRAWFORD (1968) qui ont montré que pour une triazine (propagine), les K_d des sols incubés en présence de paille augmentent au cours de l'humification des débris végétaux apportés. Par ailleurs, le fait que les K_{oc} des fractions F1 soient élevés dès l'étape d'adsorption indique que le phénomène d'adsorption initial joue un rôle au moins aussi important que celui des processus biologiques ultérieurs (accumulation microbienne au cours de la décomposition, bioconcentration dans les actinomycètes ou champignons) susceptibles de stocker l'atrazine, ou ses produits dérivés ("résidus liés") dans ces fractions. Cette question des rôles respectifs des facteurs physico-chimiques ou biologiques sur le stockage dans le sol des "résidus liés" plusieurs mois après l'apport de l'herbicide au champ est posée, en particulier, par BARRIUSO *et al.* (1991a).

Fractions $<$ 2 μm . K_{oc} diminue fortement dans ces fractions riches en MO "amorphe". Il est plus faible pour les fractions $<$ 0,2 μm que pour les fractions 0,2-2 μm . Plusieurs hypothèses peuvent être invoquées :

- l'importance des groupements réactifs vis-à-vis de l'adsorption de l'atrazine diffère fortement selon la composition humique des fractions $<$ 2 μm . Ainsi, à partir d'expériences *in vitro* de synthèse de polymères humiques, ANDREUX *et al.* (1992) ont montré que l'atrazine est beaucoup plus facilement incorporée aux acides fulviques qu'aux acides humiques. Ces résultats vont dans le même sens que ceux obtenus *au champ* par BARRIUSO *et al.* (1991a) qui indiquent une concentration en "résidus liés" de l'atrazine plus élevée dans les acides fulviques qu'humiques, mais sont infirmés par ceux de PAYAPEREZ *et al.* (1992) pour des sols sableux. La comparaison avec nos propres échantillons et fractions est toutefois ici difficile en l'absence de fractionnements humiques sur les fractions des sols étudiés et d'analyse de l'atrazine adsorbée sur les différentes fractions humiques ;

• La présence de constituants minéraux associés aux MO qui jouent un rôle important dans le processus d'adsorption. Ainsi, HUANG *et al.* (1984) attribuent, à côté de la MO, un rôle majeur aux oxyhydroxydes de fer et d'aluminium (extractibles par le réactif CBD) présents dans les fractions argileuses de deux sols du Canada. Cette hypothèse n'est pas valide pour nos échantillons, bien que notre ordre de classement de Kd soit très proche de celui de ces auteurs. On note, en effet, des valeurs de Kd ou Koc des fractions < 2 µm nettement plus élevées pour l'échantillon F11 pauvre en Fe₂O_{3t} que pour les échantillons F16 et F08 riches en Fe₂O_{3t} (cf. données Fe₂O_{3t} des fractions dans le tableau VI.1.).

• des processus de sorption très différents, chimi- ou physiosorption, selon les fractions. Ainsi, LAIRD *et al.* (1994) constatent aussi que la valeur de K_{oc} des fractions > 0,2 µm d'un mollisol est supérieure à celle des fractions < 0,2 µm. Sur la base, d'une part, de l'intensité des phénomènes d'hystérésis lors de la désorption, plus accentuée pour les fractions > 0,2 µm que pour les fractions < 0,2 µm, d'autre part, des teneurs en groupes carbonyle, du rapport C/N et des CEC organiques plus élevés pour les fractions > 0,2 µm, LAIRD *et al.* suggèrent que les processus de chimisorption dominant pour les MO associées aux fractions > 0,2 µm et de physiosorption pour les MO associées aux fractions < 0,2 µm. Si, dans notre cas, comme dans celui de LAIRD *et al.*, le même sens de variation pour K_{oc} est observé, à l'opposé les rapports C/N des différentes fractions organo-argileuses ne diffèrent pas et les CEC organiques sont plus élevées dans les fractions < 0,2 µm, que dans les fractions > 0,2 µm (cf. Figure VI.6.a.). Bien que l'étude de la désorption n'ait pas été faite ici sur les différentes fractions, il est par contre probable, sur la base des valeurs de Kd, de Koc et des teneurs en carbone plus élevées pour les fractions > 0,2 µm¹² que pour les fractions < 0,2 µm, que l'intensité du phénomène d'hystérésis serait aussi dans nos échantillons plus importante, pour les premières que pour les secondes. Les hypothèses proposées par LAIRD *et al.* sont donc insuffisantes pour expliquer nos propres observations.

• les MO réactives peuvent être dissimulées au sein de microagrégats argileux. Dans cette optique, malheureusement, nous n'avons aucun argument permettant de justifier une plus faible accessibilité de l'atrazine vis-à-vis de la MO dans les argiles fines que dans les argiles grossières.

En définitive, l'interprétation des différences de Koc observées ici pour les fractions organo-argileuses apparaît délicate, les hypothèses émises dans la littérature étant insuffisantes ou n'ayant pas été contrôlées ici.

¹² En effet, des résultats non publiés sur les mêmes sols indiquent que le processus d'hystérésis est d'autant plus marqué que les valeurs de Kd, elles-mêmes dépendantes des teneurs en carbone de l'échantillon, sont élevées ; le processus d'hystérésis devrait donc être plus accentué dans les argiles grossières que dans les argiles fines.

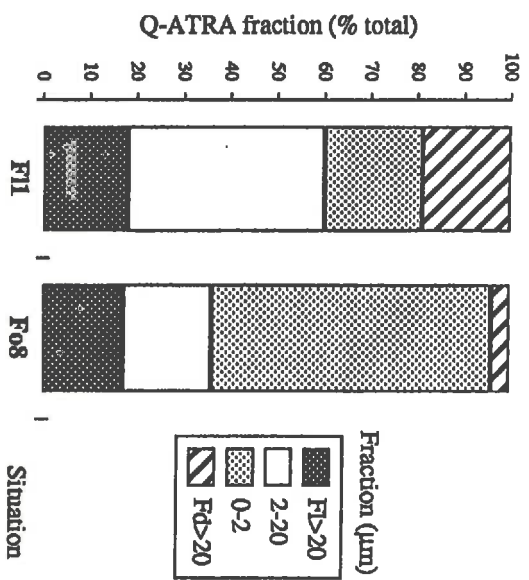


Fig VI.17 - Distribution de l'atrazine adsorbé (Q-ATRA fraction) dans les fractions granulométriques du sol en % de l'atrazine total adsorbé.

b. - Distribution des sites d'adsorption de l'atrazine au sein des fractions granulométriques

La distribution relative de l'atrazine adsorbée au sein des fractions granulométriques, exprimée en % de la totalité de l'atrazine adsorbée, est présentée sur la figure VI.17. On peut comparer les deux sols sous végétation naturelle : le sol sableux FI1-SA sous savane, et le sol argileux Fo8-F sous forêt.

Pour le sol *sableux* FI1, 60 % des sites d'adsorption sont associés aux fractions organiques supérieures à 2 µm, 18 % pour FI 20-2000 et 42 % pour 2-20 µm. Pour le sol *argileux* (Fo8), 60 % des sites d'adsorption sont associés aux fractions inférieures à 2 µm.

L'effet du défrichement et d'une mise en culture continue sur les variations de l'adsorption de l'atrazine a été étudié à l'aide d'une simulation simple présentée en annexe VIII.1 et qui sera rediscutée au chapitre VIII. Signalons simplement que les diminutions d'adsorption de l'atrazine avec la mise en culture, sont majoritairement dues à la fraction 2-20 µm (54 %) dans les sols à texture grossière et à la fraction 0-2 µm (51 %) dans les sols à texture fine.

En résumé, concernant l'adsorption de l'atrazine, molécule qui représente un excellent modèle de composé organique dont l'adsorption est essentiellement contrôlée par la teneur en matière organique du sol, on retiendra que, pour les sols à argile 1:1 étudiés :

- *le mode d'organisation des constituants (effet "agrégation")* ne semble pas intervenir fortement sur l'accessibilité de l'atrazine aux sites d'adsorption ;
- *sur un plan qualitatif*, en terme de réactivité des MO associées aux fractions granulométriques, on peut distinguer les fractions inférieures et supérieures à 2 µm. Pour les fractions > 20 µm et 2-20 µm, qui ont un caractère "figuré" (végétal ou fongique) marqué, on assiste à une augmentation systématique de K_{oc} quand on passe des fractions les moins décomposées (FI > 200 µm) aux fractions les plus humifiées (2-20 µm). Pour les fractions < 2 µm, l'adsorption spécifique est généralement beaucoup plus faible. Au stade actuel de ces recherches, nous n'avons pas d'explication permettant d'interpréter clairement les différences de réactivité observées entre la fraction 2-20 µm et les fractions < 2 µm : protection physique des MO au sein de microagrégats argileux ou structures chimiques très différentes. Dans tous les cas, c'est la fraction 2-20 µm qui présente la réactivité la plus élevée vis-à-vis de l'atrazine ;

- *sur un plan quantitatif*, compte-tenu de la réactivité des MO associées aux différentes fractions granulométriques du sol et de la distribution relative de ces MO, c'est la fraction 2-20 µm qui va jouer un rôle majeur dans les sols à texture grossière et la fraction 0-2 µm dans les sols argileux.

VI. SYNTHÈSE SUR LES FONCTIONS D'ÉCHANGE ET DE SORPTION DES MATIÈRES ORGANIQUES ASSOCIÉES AUX FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES DES SOLS FERRUGINEUX ET FERRALLITIQUES

En conclusion, nous retiendrons de ce chapitre les points majeurs suivants :

- pour l'ensemble des fonctions d'échange et de sorption analysées, la comparaison des résultats obtenus avant et après dispersion du sol conduit à admettre, à l'exception, peut-être, des sites fixateurs vis-à-vis des ions phosphate des sols argileux, qu'il y a peu d'effet de l'organisation des constituants du sol en agrégats de taille supérieure à 2 µm sur l'accessibilité aux sites réactifs pour les sols à argile 1:1 étudiés ;

- en revanche, la MO peut conduire à une dissimulation maximale d'environ 15 % des surfaces minérales ou organo-minérales réactives. Cette dissimulation est probablement due à une microaggrégation au sein des fractions organo-argileuses. La MO associée à ces fractions peut donc exercer un rôle inhibiteur pour des composés à fort pouvoir réactif vis-à-vis de ces surfaces. Cet effet de la MO a été mis en évidence dans le cas du pouvoir fixateur de différents sols vis-à-vis des ions phosphate. Nous avons toutefois montré que les variations des teneurs en MO susceptibles d'être observées *in situ*, pour les horizons de surface de chaque type de sol, n'auront qu'un effet limité sur ce pouvoir fixateur ;

- les sites organiques d'échange cationique représentent de 40 à 70 % de la capacité d'échange cationique totale des sols à argile 1:1 étudiés. La fonction d'échange cationique de la MO est donc bien identifiée. La CEC des MO augmente fortement des fractions "débris végétaux" (100 cmole/kg carbone) aux fractions organo-argileuses (environ 300 cmole/kg carbone), et les sites organiques d'échange cationique sont localisés pour l'essentiel (75 à 93 %) dans les fractions inférieures à 20 µm, et ce quelle que soit la texture du sol. La seule fraction 0-2 µm représente de 45 à 70 % de ces sites et la MO associée à cette fraction représente une forme active en terme d'échange cationique, en particulier pour les sols sablo-argileux à argileux. Par contre, en terme de sélectivité d'échange vis-à-vis des cations minéraux monovalents (K) ou bivalents (Ca), aucune fonction particulière ne peut être attribuée aux différentes fractions à partir des quelques exemples étudiés ;

- le rôle de la MO sur les sites d'échange anionique a été illustré ici à travers l'étude du pouvoir fixateur du sol vis-à-vis des ions phosphate. La majorité des sites fixateurs est localisée dans les fractions < 20 µm et il a été montré que la MO associée à ces fractions exerce une fonction de limitation du pouvoir fixateur. Toutefois, dans les sols moyennement à fortement fixateurs, une diminution notable de ce pouvoir fixateur nécessite de fortes augmentations des

stocks organiques, ce qui, dans la pratique, ne peut être assuré que dans des conditions agronomiques particulières ;

- les phénomènes de sorption des molécules organiques jouent un rôle important dans les sols, aussi bien dans les processus d'humification que dans le devenir des molécules xénobiotiques. Cet aspect a été abordé par l'étude de l'adsorption d'une molécule pesticide, l'atrazine, qui peut être considérée ici comme un modèle de molécule organique neutre dans les conditions habituelles de pH rencontrées dans ces sols. La fonction d'adsorption de la MO du sol vis-à-vis de l'atrazine a été bien identifiée puisque, d'une part, une corrélation très forte a été établie entre le coefficient de partage (K_d) de l'atrazine et la teneur en MO du sol, et que, d'autre part, la destruction de la MO par H_2O_2 conduit à de très fortes diminutions de K_d . Le coefficient de partage spécifique (K_{oc}) de l'atrazine augmente des fractions $> 200 \mu m$ jusqu'aux fractions $2-20 \mu m$ puis diminue pour les fractions $< 2 \mu m$. Dans le cas des sols sableux, on a estimé à 54 % la participation de la seule fraction $2-20 \mu m$ aux diminutions observées dans l'adsorption de l'atrazine après mise en culture. Aussi, pour ces sols, le complexe organo-limoneux $2-20 \mu m$ peut être considéré comme une fraction active vis-à-vis de l'adsorption de molécules organiques neutres.

CHAPITRE VII

**LES FONCTIONS DE STOCKAGE MINÉRAL DES
MATIÈRES ORGANIQUES : EXEMPLE DES BASES
NON ÉCHANGÉABLES**

LES FONCTIONS DE STOCKAGE MINÉRAL DES
MATIÈRES ORGANIQUES : EXEMPLE DES BASES NON ÉCHANGEABLES¹

Remarque préalable. Pour illustrer les fonctions de stockage minéral des MO associées aux différentes fractions granulométriques, nous avons choisi, pour ce chapitre, l'exemple des bases non échangeables. Toutefois, une démarche identique pourrait être faite avec le phosphore total ou organique. Elle a été faite avec le phosphore total pour les situations d'Afrique de l'Ouest, situations où elle se justifie en terme de fertilité du sol (Cf. Chapitre I, § III.D.). Les résultats ne seront pas commentés dans le texte de ce chapitre, mais ils seront utilisés pour la synthèse dans le chapitre VIII. Les données détaillées concernant la composition en phosphore des fractions sont en annexe VII.3.

I. - INTRODUCTION

Par suite de la forte altération des minéraux primaires, les réserves minérales et particulièrement les réserves totales en cations majeurs Ca, Mg, K et Na (réserves en bases totales TRB selon HERBILLON, 1989) sont généralement faibles dans les sols ferrugineux et ferrallitiques. Pour les sols étudiés ici, nous avons toutefois vu au chapitre I (Figure I.14.) qu'il fallait distinguer à ce sujet les situations des Antilles à fortes réserves en bases totales dans les horizons de surface (70 à 140 cmole/kg sol) de celles d'Afrique de l'Ouest et du Brésil beaucoup plus pauvres (0 à 40 cmole/kg sol). Par ailleurs, il existe, pour les sols ferrugineux et ferrallitiques d'Afrique de l'Ouest, des corrélations significatives entre les teneurs en MO et les réserves en bases totales TRB, alors que les corrélations sont beaucoup plus faibles et non significatives pour les sols F des Antilles. Il apparaissait donc intéressant de préciser le rôle de la MO dans la mise en réserve et la dynamique

¹ De nombreux résultats présentés dans ce chapitre sont le fruit d'étroites collaborations avec E. PETERSCHMATT, A. HERBILLON et J.ROULLIER (CPB-CNRS).

de ces cations majeurs pour les sols d'Afrique de l'Ouest. Ce seront les seules situations considérées dans la suite de ce chapitre.

Les réserves en bases totales TRB sont constituées de bases échangeables BE et de bases non échangeables BNE. Si les relations étroites existant entre les teneurs en bases échangeables et les teneurs en MO ont bien été montrées au chapitre I (§ III.D), il nous faut maintenant considérer plus particulièrement les bases non échangeables, d'autant que celles-ci participent pour 34 à 86 % des bases totales dans les horizons 0-10 cm des sols étudiés (Tableau-Annexe VII.1.). Si la MO représente effectivement un compartiment non négligeable de stockage des bases non échangeables, une partie de celles-ci seront libérées dans le milieu au cours des processus de minéralisation, et leur dynamique suivra celle des compartiments organiques auxquels elles sont associées. Cette partie des bases non échangeables pourrait donc constituer, à côté des bases échangeables à dynamique très rapide, une réserve en bases mobilisables à des échelles pluriannuelles. Aussi, les objectifs de ce chapitre sont-ils :

- d'estimer le rôle effectif joué par la MO dans le stockage des bases non échangeables et sa sélectivité vis-à-vis des différents cations,
- de préciser la participation des différentes fractions granulométriques à ce processus.

II. - MATÉRIEL ET MÉTHODES

A - ÉCHANTILLONS ÉTUDIÉS

Quatorze échantillons d'horizons de surface 0-10 cm correspondant aux situations FI1, FI2 et FI3 sont étudiés. Les caractéristiques générales des échantillons analysés sont présentées dans le tableau-annexe VII.1.A.

B - DÉTERMINATION DES BASES NON ÉCHANGEABLES (BNE)

1 - Sols totaux

Les teneurs en bases non échangeables BNE sont calculées par la différence entre la réserve totale en bases (TRB) et les bases échangeables à pH 7 (BE7). TRB, BE7 et BNE sont exprimées en cmole/kg sol. Chacune de ces grandeurs représente la somme des cations Ca, Mg, K et Na. TRB est déterminé à partir des analyses totales selon JEANROY (1974) et les bases échangeables BE7 selon PELLoux *et al.* (1971). La précision sur le dosage des cations totaux est estimée respectivement à 0,35 - 0,50 - 0,21 et 0,32 cmole/ kg sol (ou fraction) pour Ca, Mg, K et Na.

2 - Fractions granulométriques

Les fractions granulométriques étant séparées à l'aide de résine-Na (méthode R/US), tous leurs sites d'échange ont été saturés par l'ion Na^+ . En conséquence, la totalité de Ca, Mg et K trouvée dans les fractions est sous forme non échangeable (NE). La détermination de Ca, Mg et K totaux des fractions conduit donc à l'obtention des formes non échangeables du calcium (Ca-NE), du magnésium (Mg-NE) et du potassium (K-NE). Par contre, Na est à la fois sous forme échangeable et non échangeable NE. Il ne sera donc pas pris en considération dans cette étude sur les bases non échangeables. On utilisera le symbole * pour BE, BNE et TRB lorsque ces grandeurs concerneront uniquement la somme Ca+Mg+K à l'exclusion de Na :

- $\text{BE}^* = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{K}$ échangeables
- $\text{BNE}^* = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{K}$ non échangeables
- $\text{TRB}^* =$ Réserve totale en Ca + Mg + K

Enfin le sol brut et les fractions de l'échantillon Fr3-F, riches en bases non échangeables et en MO, ont été soumis à un traitement H_2O_2 pour préciser l'effet de la MO sur le stockage des bases. On opère comme expliqué dans les chapitres antérieurs mais en prenant soin d'éliminer le surmagant par centrifugation après chaque attaque à H_2O_2 .

III. - ÉTUDE DES SOLS NON FRACTIONNÉS

A - RELATIONS STATISTIQUES ENTRE LES TENEURS DES DIFFÉRENTES BASES NON ÉCHANGEABLES ET LES TENEURS EN CARBONE ET/OU EN ÉLÉMENTS FINS POUR LES HORIZONS DE SURFACE

Les résultats détaillés sur la composition en bases non échangeables sont dans l'annexe VII.1.B. Une analyse statistique des corrélations simples et multiples entre BNE^* , les différentes bases non échangeables et les teneurs en carbone et en éléments fins A+L+F est faite au tableau VII.1. Elle montre que :

Tableau VII.1. - Paramètres statistiques des équations de régression de type :

$$Y = a(C\%) + b(A+LF\%) + c$$

avec Y = BNE, Ca-NE, Mg-NE ou K-NE.

Y en cmole/kg sol.

r₁, r₂ et r₃ : coefficients de corrélation simple Y/C %, Y/A+LF % et C %/A+LF%.

n = nombre de situations. Horizons 0 à 10 cm.

NS = non significatif (> 5 %), S = significatif, HS = hautement significatif (< 1 %).

Paramètres	Série "Africaine"			
	BNE*	Ca-NE	Mg-NE	K-NE
n	14	14	14	14
a	0,12	0,20	-0,01	-0,06
b	0,13	-0,07	0,14	0,07
c	5,44	0,89	1,11	3,39
r	0,44	0,85	0,75	0,19
r ²	0,19	0,73	0,56	0,04
Signification	NS	HS	HS	NS
r ₁	0,39	0,83	0,25	-0,13
r ₂	0,35	0,20	0,74	0,07
r ₃	0,45	0,45	0,45	0,45

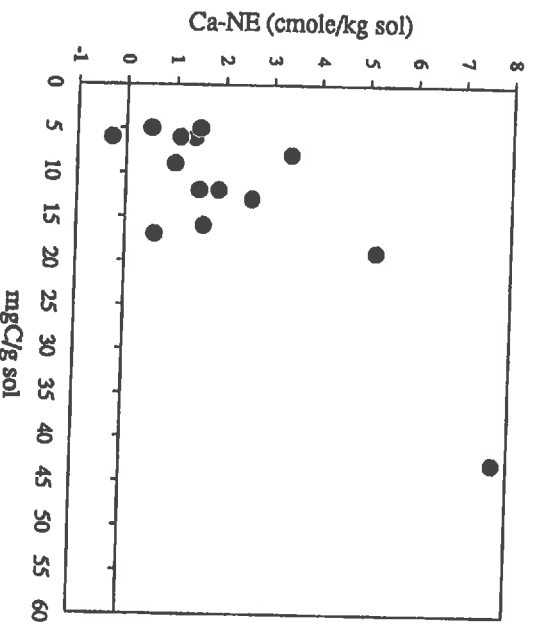


Fig VII.1 - Relation entre les teneurs en calcium non échangeable (Ca-NE) et les teneurs en carbone (C) des sols non fractionnés. Echantillons d'Afrique de l'Ouest.

- BNE* n'est lié significativement ni aux teneurs en C ($r_1 = 0,39$), ni aux teneurs en éléments fins A+LF ($r_2 = 0,35$). La corrélation multiple BNE* = f (C, A+LF) n'est pas significative non plus ($r = 0,44$) pour ces seuls échantillons d'Afrique de l'Ouest² ;
- Ca-NE est fortement corrélé aux teneurs en C ($r_1 = 0,83$) mais pas aux éléments fins ($r_2=0,20$). La corrélation multiple est hautement significative ($r = 0,85$) ;
- Mg-NE n'est pas corrélé aux teneurs en C ($r_1 = 0,25$) mais est fortement corrélé aux éléments fins ($r_2 = 0,74$). La corrélation multiple est hautement significative ($r = 0,75$) ;
- K-NE n'est corrélé ni aux teneurs en C ($r_1 = -0,13$) ni aux teneurs en éléments fins ($r_2 = 0,07$). La corrélation multiple est non significative ($r = 0,19$).

Les trois bases ont donc des comportements différents vis-à-vis des constituants des sols. A ce niveau d'étude, c'est surtout sur le stockage du calcium non échangeable que l'effet de la MO apparaît le plus important. Cet effet est illustré sur la figure VII.1. Les équations des régressions simples ou multiples sont :

$$\text{Ca-NE} = 0,175(\text{C} \%) - 0,086 \quad (r=0,83 ; \text{HS})$$

$$\text{Ca-NE} = 0,196(\text{C} \%) - 0,069 (\text{A+LF} \%) + 0,892 \quad (r=0,85 ; \text{HS})$$

B - EFFET DE LA DESTRUCTION DE LA MO PAR H₂O₂

La destruction de la MO de l'échantillon F3-F (0-4 cm) par H₂O₂ conduit à une perte de 59 % des bases non échangeables BNE* (Tableau-Annexe VII.2.F.) dont 88 % sont attribuables à Ca-NE, confirmant ainsi le rôle important joué par la MO dans le stockage du calcium non échangeable.

IV. - ÉTUDE DES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES DES SOLS

Les résultats détaillés des compositions en Ca, Mg et K non échangeables des différentes fractions pour les échantillons étudiés sont donnés dans les tableaux-annexes VII.2.A. et B.

A - BILANS DES FRACTIONNEMENTS

Les caractéristiques des bilans (comparaison de la somme des fractions avec le sol non fractionné) sont présentées au tableau VII.2. L'échantillon F11-Am3 dont la teneur en Ca-NE du Sol NIF est aberrante (valeur négative) n'est pas pris en considération ici.

² Un travail en cours de rédaction (FERRIER *et al.*, 1995b) fait apparaître des corrélations hautement significatives avec le carbone pour BNE* et les différentes bases lorsque l'on augmente l'étendue des teneurs en carbone en intégrant dans la collection des sols forestiers argileux du Sud de l'Inde.

Tableau VII.2.- Bilans des fractionnements granulométriques pour l'estimation des bases non échangeables. Résultats en pourcentage de la somme des fractions (Somme) par rapport au sol non fractionné (Sol NF).

Echantillon	Ca-NE	Mg-NE	K-NE	BNE*	Ca-NE (Sol NF)
	Somme % Sol NF				cmole/kg Sol NF
F11-SA	263	104	99	123	0,96
F11-Am3	-725	97	92	123	-0,26
F11-Am12	314	97	94	111	0,50
Fr2-F	223	115	112	122	0,64
Fr2-SA	87	102	106	101	1,57
F12-SA	65	79	106	88	2,59
F12-Sa	102	106	91	95	1,94
F12-Sh	121	96	103	106	3,38
Fr3-F (0-4)	82	117	57	86	7,74
Fr3-F (0-10)	51	94	89	73	5,19
Fr3-Ja6	84	119	64	93	1,53
Fr3-Ms (te)	62	128	72	91	1,48
Fr3-Ms (NP)	61	124	71	91	1,13
Fr3-Ms (NPK)	105	98	63	89	1,38
m (*)	124	106	87	98	
et (*)	85	14	19	15	
CV % (*)	69	13	22	15	

(*) Valeurs ne tenant pas compte de l'échantillon F11-Am3

Les bilans varient de 73 à 123 % (m = 98 %) pour BNE*, de 51 à 314 % (m = 124 %) pour Ca-NE, de 79 à 128 % (m = 106 %) pour Mg-NE et de 57 à 112 % (m = 87 %) pour K-NE. Si les bilans sont acceptables pour BNE*, Mg-NE et K-NE, ils sont par contre, pour de nombreux échantillons, très mauvais pour Ca-NE. C'est le cas, en particulier, des échantillons de la situation FI1 et de l'échantillon Fr2-F qui présentent des teneurs extrêmement faibles (< 1 cmole/kg sol NF) pour Ca-NE (cf. Tableau VII.2., colonne 5). Ceci peut être dû à une mauvaise estimation, soit de la valeur Sol NF, soit de la valeur Somme :

- *imprécisions sur la valeur Ca-NE du Sol NF.* On peut invoquer les deux raisons suivantes : (i) les teneurs en cations non échangeables (Ca, Mg et K) des sols non fractionnés sont calculées par la différence entre les bases totales et les bases échangeables, ce qui peut introduire un risque d'erreur important pour des sols à faibles teneurs en bases totales et échangeables. C'est souvent le cas pour Ca-NE, (ii) la précision sur le dosage de Ca-NE étant estimée à 0,35 cmole/kg, l'erreur relative est alors importante pour tous les échantillons avec Ca-NE < 1,5 cmole/kg Sol NF ;
- *imprécisions sur la valeur Ca-NE de la Somme des fractions.* On peut invoquer les deux raisons suivantes : (i) imprécision de la mesure sur des fractions dont les teneurs sont proches du seuil de sensibilité de la méthode. C'est le cas des fractions Fd 20-2000 des situations FI1, Fr2 et Fr3 pour lesquelles les valeurs de Ca-NE, exprimées en cmole/kg fraction, varient de 0,36 à 0,71 (cf. Annexe VII.2.A.) mais qui représentent néanmoins de 8 à 40 % de la somme de Ca-NE. C'est aussi le cas bien souvent pour les fractions < 0,2 µm mais leur participation à la Somme de Ca-NE est très faible (de 0 à 3 %), (ii) la somme des cations non échangeables pour les fractions ne tient pas compte des cations perdus par voie soluble (fraction W). Ceux-ci sont supposés être des cations "échangeables", mais il n'est pas certain qu'il y ait une égalité stricte entre les cations échangeables extraits selon le protocole classique et l'ensemble des cations solubilisés au cours du fractionnement. Toutefois, les bilans acceptables pour Mg et K laissent supposer que cet effet est négligeable.

Les mauvais bilans obtenus pour Ca-NE peuvent laisser douter des calculs statistiques effectués au paragraphe B sur le Sol NF. Les mêmes régressions ont été testées en considérant la somme des fractions. Si les coefficients a, b et c diffèrent sensiblement des précédents, les conclusions générales restent toutefois les mêmes : la corrélation entre les teneurs en Ca-NE et en carbone est toujours hautement significative ($r=0,75$).

B . COMPOSITIONS EN BASES NON ÉCHANGEABLES DES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES

Pour simplifier la présentation des résultats nous raisonnerons essentiellement sur la moyenne des échantillons analysés (Tableau VII.3.). Les résultats détaillés par fraction, et les calculs statistiques correspondants, sont présentés dans le tableau-annexe VII.2.B.

Tableau VII.3. - Teneurs moyennes (cmole/kg fraction) en bases non échangeables des fractions granulométriques.

Fraction	Masse g/100 g sol	C g/kg fract.	C/N	cmole/kg fract.			
				Ca-NE	Mg-NE	K-NE	BNE*
FI 20-2000	3,9	90,0	19,9	15,2	18,2	7,9	31,2
Fd 20-2000	76,5	0,6	14,6	0,8	1,1	2,4	4,3
2-20	6,4	52,1	16,1	7,6	9,9	10,4	27,9
0,2-2,0	7,7	40,5	10,4	6,7	17,6	9,4	33,7
0-0,2	3,9	30,5	10,1	0,8	18,8	7,5	27,1

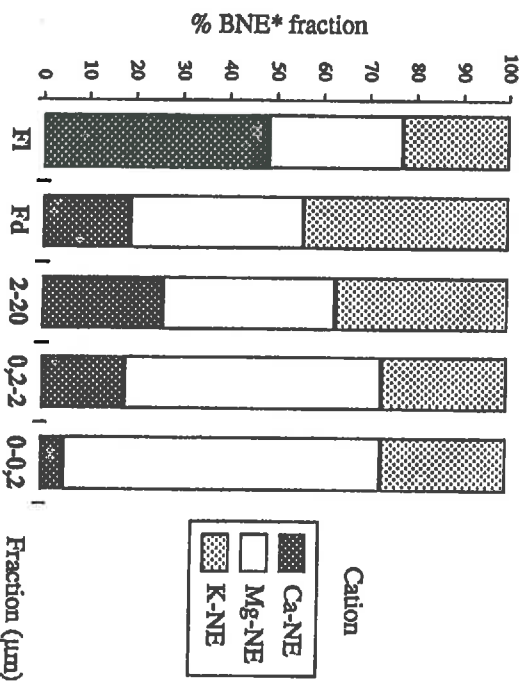
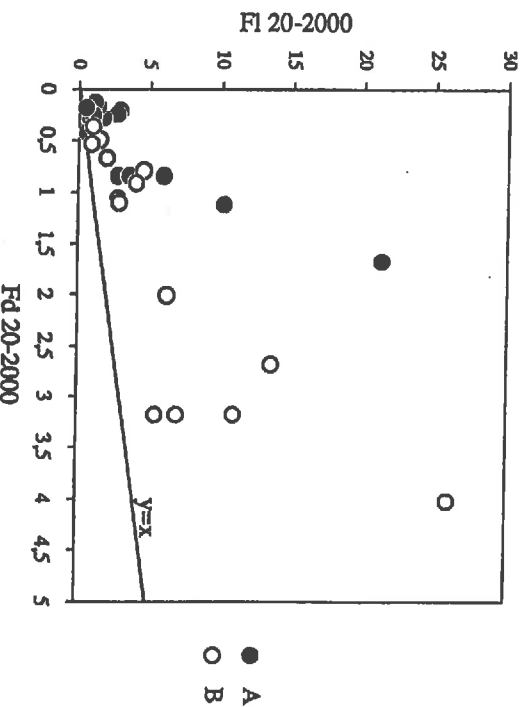


Fig VII.2 - Répartitions moyennes relatives de Ca, Mg et K-non échangeables (NE) dans chaque fraction granulométrique. Résultats en % des bases non échangeables totales (BNE*). Echantillons d'Afri- que de l'Ouest (n = 14).

Fig VII.3 - Rapports A et B des fractions FI 20-2000 et Fd 20-2000 pour chaque échantillon d'Afri- que de l'Ouest. $A = (Ca/K)_{NE}$; $B = [(Ca+Mg)/K]_{NE}$. Les points situés au dessus de la droite $y = x$ signifient que les rapports A et B des fractions FI 20-2000 sont supérieurs à ceux des fractions Fd 20-2000 correspondantes

Les teneurs en BNE* (Tableau VII.3.) varient de 27,1 à 33,7 cmole/kg fraction, à l'exception de la fraction Fd 20-2000, nettement plus pauvre (4,3 cmole/kg fraction). Ca-NE domine nettement dans la fraction FI 20-2000 ; ses teneurs diminuent ensuite avec la taille des fractions. Pour Mg-NE et K-NE, les variations sont moins systématiques : fraction Fd exceptée, de 9,9 à 18,8 pour Mg-NE et de 7,5 à 10,4 pour K-NE. Les différences de composition relative (en % de BNE*) sont schématisées sur la figure VII.2. On constate, avec la diminution de la taille des fractions, une diminution relative de Ca-NE, une augmentation de Mg-NE et une relative constance de K-NE.

Dans chaque fraction granulométrique, une partie des bases est intégrée aux structures organiques et le reste est associé sous forme de minéraux primaires et secondaires. Nous avons tenté de préciser cet aspect par différentes approches, : (i) pour la fraction FI 20-2000, par comparaison avec la fraction Fd correspondante, (ii) pour les autres fractions, par destruction de la MO par H₂O₂.

1 - Etude de la fraction FI 20-2000

Si la charge minérale des fractions FI 20-2000 était due à une contamination des sables et limons des fractions Fd 20-2000, les compositions minérales relatives des deux fractions devraient être identiques. Les comparaisons des fractions FI et Fd permettent donc d'étudier le rôle spécifique des débris végétaux du sol de taille supérieure à 20 µm dans le stockage des différentes bases. Les résultats moyens de la figure VII.2. font déjà apparaître le rôle probable des débris végétaux dans le stockage du calcium. Pour chaque échantillon et pour chaque fraction, on a établi les rapports suivants (Tableau-Annexe VII.2.C.) :

$$A = \frac{\text{Ca-NE}}{\text{K-NE}}$$

et

$$B = \frac{(\text{Ca} + \text{Mg})\text{-NE}}{\text{K-NE}}$$

La comparaison des fractions FI et Fd est faite pour chaque échantillon sur la figure VII.3. On constate que tous les points sont situés au-dessus de la bissectrice (droite d'équation $y = x$). Les rapports A et B des fractions FI sont effectivement systématiquement supérieurs à ceux des fractions Fd. Le tableau-annexe VII.2.C.³ indique qu'ils sont aussi supérieurs à ceux des fractions 2-20 ; 0,2-2,0 et 0-0,2 µm.

Le stockage sélectif de Ca-NE et Mg-NE dans les fractions FI est aussi confirmé par l'existence de corrélations positives et hautement significatives entre Ca-NE (ou Mg-NE) et les

³ Chaque rapport A ou B présente un intérêt particulier : A différencie bien les argiles fines des argiles grossières, mais peu les argiles grossières des limons fins. C'est l'inverse pour B.

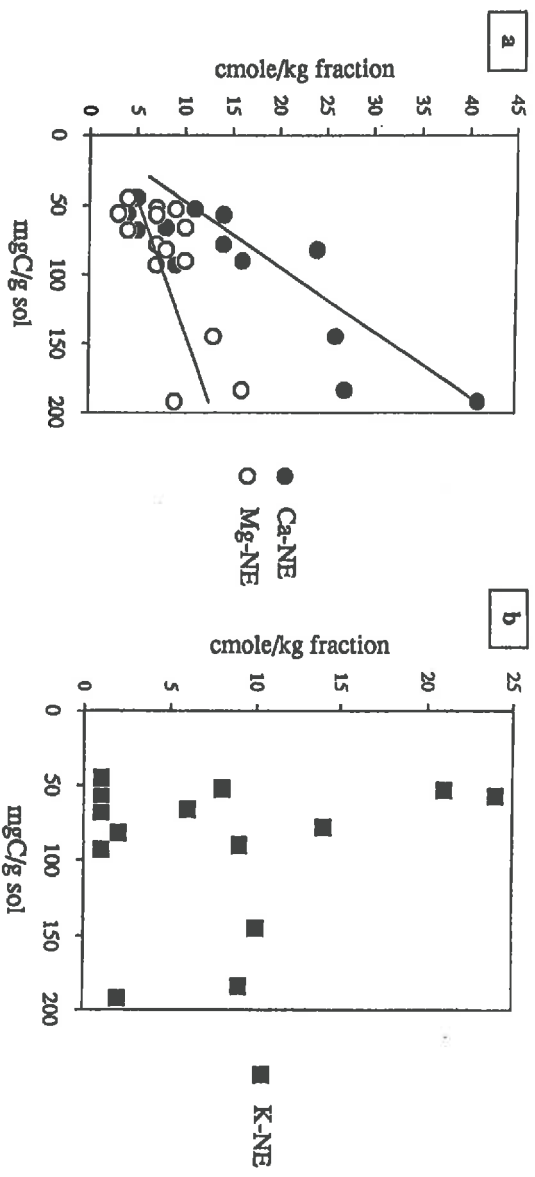


Fig VII.4 - Relations entre les teneurs en bases non échangeables et la teneur en carbone (C) pour les fractions FI 20-2000 des échantillons d'Afrique de l'Ouest :

(a) Calcium et magnésium : Ca-NE, Mg-NE,

(b) Potassium : K-NE.

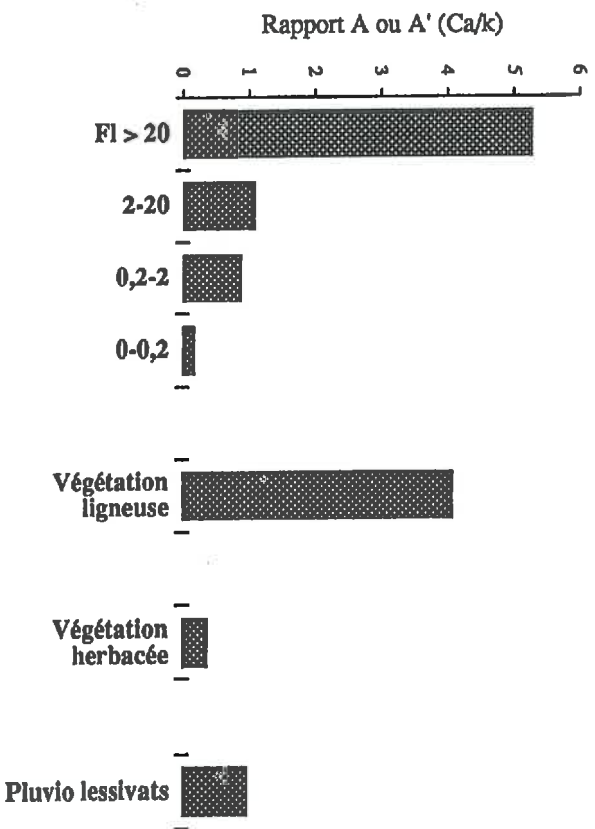


Fig VII.5 - Comparaison des rapports A ou A' pour différents matériaux : fractions de sol, végétations ligneuses et herbacées (litières et racines), pluvio-lessivats.

A = rapport (Ca/K) des fractions de sols,

A' = rapport (Ca/K) totaux des apports végétaux et solubles.

teneurs en carbone des fractions FI 20-2000 (Tableau-Annexe VII.2.E.). Ce n'est pas le cas pour le potassium ($r = 0,158$) (Figure VII.4.).

Ca-NE (cmole/kg fract.) = 0,192 C (mg/g fract.) - 2,08 ($r = 0,878$; HS)

Mg-NE (cmole/kg fract.) = 0,050 C (mg/g fract.) + 3,37 ($r = 0,714$; HS)

Nous avons cherché une explication de ce stockage préférentiel de Ca-NE et Mg-NE par rapport à K-NE dans la composition en bases des débris végétaux arrivant au sol ainsi que des pluvio-lessivats. En l'absence de données personnelles, nous avons calculé, à partir des données de la littérature⁴, les valeurs moyennes des rapports équivalents molaires :

$$A' = \frac{K_{total}}{K_{total}} \quad \text{et} \quad B' = \frac{(Ca + Mg)_{total}}{K_{total}}$$

des litères, racines et pluviolessivats⁵ pour diverses situations ferrallitiques (Tableau-Annexe VII.2.D.). On constate (Figure VII.5.) que la valeur moyenne du rapport A' des litères + racines sous végétation ligneuse est proche de celle du rapport A trouvé pour les fractions FI 20-2000 de cette étude. Par contre, le rapport A' des ligneux est beaucoup plus élevé que celui des pluviolessivats, ce qui confirme bien une solubilisation préférentielle du potassium par les eaux de pluie et donc sa non-accumulation dans les structures végétales résiduelles des fractions FI. Enfin, on peut noter les différences des rapports A' selon le type de végétation, ligneuse ou herbacée, mais en l'état actuel de ces données, l'effet sur la composition des différentes fractions granulométriques du sol reste à étudier.

2 - Etude des fractions inférieures à 20 μm

Les corrélations entre les différentes bases non échangeables et la teneur en C des fractions inférieures à 20 μm ne sont pas significatives (Tableau-Annexe VII.2.E.). Toutefois, cet absence d'effet des teneurs en C sur le stockage des bases peut être cachée par les teneurs relativement élevées en bases non échangeables des seuls constituants minéraux. Aussi, avons-nous comparé les teneurs en bases non échangeables des fractions avant et après traitement à H_2O_2 .

L'étude concerne uniquement l'échantillon Fr3-F (0-4 cm), riche en MO et en bases non échangeables (Tableau-Annexe VII.2.F.). Nous avons déjà vu plus haut que ce sont 59 % des

⁴ Pour les litères et racines, d'après les travaux de : NYE et GREENLAND, 1960 (tableaux 2 p. 24-25 et 5 p. 38) ; YOUNG, 1989 (tableau 23, p. 52) ; MILLER et al., 1982 (tableau 1, p. 106) ; LAUDELOUT, 1990 (tableaux 4, p. 12 et 6, p. 18) ; UHL et JORDAN, 1984 (tableau 5, p. 1484). Pour les pluviolessivats : BOISSEZON, 1973 (p. 19) ; BERNHARD-REVERSAT (1975) ; ROOSE, 1979 et 1980/1981.

⁵ Le calcul de A' et B' ne tient compte que des éléments Ca, Mg et K réellement solubilisés par les eaux de pluies, déduction faite de Ca, Mg et K apportés par les précipitations elles-mêmes.

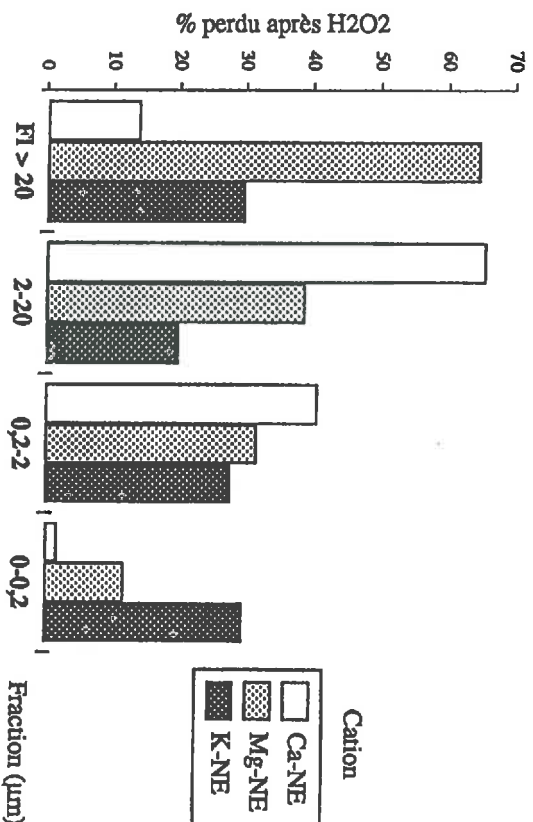


Fig VII.6 - Pertes de Ca, Mg et K non échangeables (NE) des fractions granulométriques de l'échantillon Fr-3-F après traitement à H₂O₂. Résultats exprimés en % des teneurs initiales.

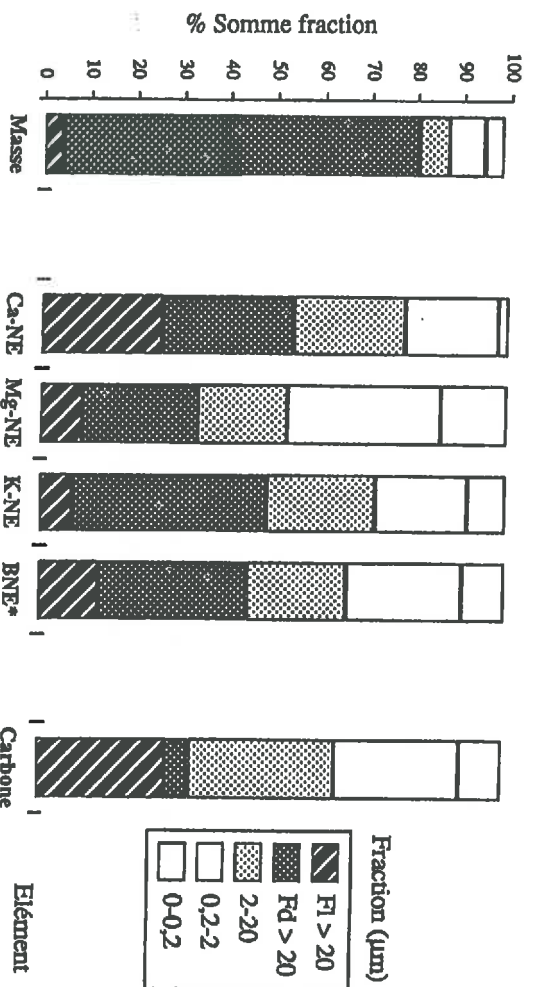


Fig VII.7 - Participations des fractions granulométriques des sols à la masse, aux bases non échangeables et au carbone d'échantillons de sols d'Afrique de l'Ouest (n = 14). Résultats en % de la somme des fractions.

bases non échangeables totales (BNE*) du sol total (Sol NF) qui sont perdus à la suite du traitement à H₂O₂. Pour les différentes fractions granulométriques, l'effet de la destruction de la MO est apprécié, sur la figure VII.6, par le pourcentage de perte en chaque cation :

- *fraction F1 20-2000*. Les pertes en Ca-NE apparaissent anormalement faibles (14 %) pour cette fraction riche en MO et en Ca-NE. Ceci est probablement dû, au cours de l'oxydation, à la formation d'oxalate de calcium, sel peu soluble dans l'eau, qui ne serait pas éliminé par les différents lavages⁶. Les pertes en Mg-NE sont fortes (65 %) et celles en K-NE moyennes (30 %) ;
- *fractions 2-20 et 0,2-2 µm*. Les pertes en Ca-NE et Mg-NE sont élevées et celles en K-NE restent moyennes
- *fraction 0-0,2 µm*. Les pertes en Ca-NE et Mg-NE sont très faibles et celles en K-NE restent moyennes.

En résumé, dans les fractions inférieures à 20 µm, l'effet de la MO sur le stockage des bases non échangeables est important pour le calcium et le magnésium dans les fractions de taille comprise entre 0,2 et 20 µm, mais faible dans les fractions < 0,2 µm. Dans ces dernières, ce sont les pertes en potassium qui dominent relativement.

C - DISTRIBUTION DES BASES NON ÉCHANGEABLES DANS LES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES. EFFET DU MODE DE GESTION DES SOLS.

La participation relative des différentes fractions aux distributions moyennes (% Somme des fractions) des bases non échangeables est présentée sur la figure VII.7. :

- *fraction F1 20-2000*. Elle ne contribue qu'à 13 % des bases non échangeables totales BNE* mais à 26 % de Ca-NE total, pourcentage proche de celui de la distribution du carbone. Par contre, sa participation au stockage de K-NE est très faible (7%) ;
- *fraction Fd 20-2000*. Elle participe pour 32 % à BNE*, et pour plus de 20 % à Ca-NE et Mg-NE. Sa participation à K-NE est importante (42 %) ;
- *fraction 2-20 µm*. Elle participe pour 21 % à BNE*, sans stockage préférentiel en Ca, Mg ou K dont les valeurs moyennes sont aux environs de 20 % ;
- *fraction 0-2 µm*. Elle contribue pour 34 % à BNE* et pour 47 % à Mg-NE.

De ces résultats sur la distribution des bases non échangeables au sein des fractions granulométriques on retiendra les deux points majeurs suivants :

⁶ Analyses de confirmation de l'hypothèse non faites.

• la "fraction débris végétaux" (F1 20-2000) constitue une réserve importante en Ca-NE. Quelle influence le mode de gestion des sols aura-t-il sur les variations en Ca-NE ? L'effet du défrièvement et d'une mise en culture continue sur les variations de Ca-NE des différentes fractions a été étudié à l'aide d'une simulation simple, présentée en annexe VIII.1., qui sera rediscutée au chapitre VIII. Signalons simplement que, pour des sols à texture grossière (teneur en argile variant de 5 à 10 %), les diminutions de Ca-NE avec la mise en culture, sont dues pour 45 à 47 %, soit 0,24 à 0,34 cmole/kg sol, à la seule fraction F1 20-2000 µm. Une valeur de 0,30 cmole/kg sol représente le tiers de la perte observée en Ca-échangeable dans le même type de sol (0,90 cmole/kg sol)⁷ et s'ajoute donc à celle-ci. La "fraction débris végétaux" du sol peut donc constituer, pour les sols sableux, à côté du calcium (et du magnésium) échangeable(s), une réserve en calcium (et en magnésium) mobilisable(s) à moyen terme.

• dans ces sols à texture grossière, les éléments fins A+LF participent pour 50 % aux bases non échangeables totales. Tout processus conduisant à un appauvrissement en éléments fins du sol aura donc un effet négatif très important sur les réserves en bases. Pour de nombreux sols d'Afrique de l'Ouest étudiés ici, ce processus existe naturellement à l'échelle pédogénétique multi-millénaire : c'est le phénomène d'appauvrissement décrit par FAUCK (1971). Mais ce processus existe aussi à l'échelle annuelle ou décennale, avec la mise en culture, dès lors que des processus d'érosion en nappe se mettent en place (ROOSE, 1977). Cette perte par érosion amplifie les pertes dues au seul défaut de bilan organique, puisqu'elles s'accompagnent aussi de pertes en MO.

V. - SYNTHÈSE SUR LES FONCTIONS DE STOCKAGE DES BASES NON ÉCHANGEABLES PAR LES MATIÈRES ORGANIQUES ASSOCIÉES AUX FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES DES SOLS À ARGILLE 1:1

En conclusion, nous retiendrons de ce chapitre les points majeurs suivants :

- pour les sols totaux (0-2 mm) d'Afrique de l'Ouest étudiés, une analyse statistique a montré que c'est essentiellement le stockage du calcium non échangeable qui est déterminé par les teneurs en MO du sol. Pour le magnésium et le potassium le stockage dépend beaucoup plus des teneurs en éléments fins des sols ;
- cet effet positif de la MO sur le calcium non échangeable est particulièrement bien mis en évidence pour les fractions F1 20-2000. A l'opposé, il n'y a aucune relation significative pour cette fraction avec le potassium non échangeable. Ceci est expliqué par la composition en Ca, Mg et K des apports au sol : dominance de Ca dans les débris végétaux, et de K dans les fractions solubles (pluvio-lessivats). Un effet de la MO sur le stockage des bases non échangeables, et particulièrement de Ca, a été mis aussi en évidence dans les fractions inférieures à 20 µm à partir de traitements à H₂O₂ ;

⁷ En effet, les variations en Ca-échangeable pour les sols ferrugineux de la situation F11 (comparaison des parcelles SA et Am12 ou Am17 ou Am30, Tableau-Annexe I.3.D.) sont d'environ 0,90 cmole/kg sol.

- en terme de distribution des bases non échangeables dans les différentes fractions granulométriques, plus de 50 % des bases sont localisées dans les fractions inférieures à 20 µm, mais une proportion importante du calcium non échangeable est retrouvée dans la fraction F1 20-2000. Cette dernière constitue donc un compartiment de réserve à moyen terme (3 à 10 ans) de cet élément ;
- les variations des bases non échangeables à la suite du défrichement et de la mise en culture peuvent être importantes et rapides (30 à 50 %). Elles s'expliquent, à la fois par la dynamique de la MO, et en particulier par celle des fractions supérieures à 20 µm, et par des processus d'érosion sélective avec appauvrissement en fractions inférieures à 2 ou à 20 µm. En ce qui concerne le calcium non échangeable, les variations de la fraction F1 20-2000 expliquent à elles seules environ 45 % des pertes observées. En valeur absolue, ces pertes ne sont pas négligeables puisqu'elles équivalent à environ 30 % des pertes déjà observées pour le calcium échangeable. La fraction F1 20-2000 exerce donc une fonction spécifique vis-à-vis de la dynamique du calcium dans les sols ferrugineux et ferrallitiques à texture grossière.

CHAPITRE VIII

**SYNTHÈSE DE L'ÉTUDE DES FONCTIONS
BIOGÉOCHIMIQUES DE LA MATIÈRE ORGANIQUE
DANS LES SOLS FERRUGINEUX ET FERRALLITIQUES.
IMPLICATIONS AGRONOMIQUES**

SYNTHÈSE DE L'ÉTUDE DES FONCTIONS BIOGÉOCHIMIQUES DE LA
MATIÈRE ORGANIQUE DANS LES SOLS FERRUGINEUX ET FERRALLITIQUES.
IMPLICATIONS AGRONOMIQUES

I. - INTRODUCTION

A la fin du chapitre III, sur la base des caractéristiques morphologiques et chimiques de différentes fractions granulométriques, nous avons identifié deux compartiments de la MO très différents : un *compartiment "figuré végétal" ou "débris végétaux"* représenté par l'ensemble des fractions supérieures à 20 µm et un *compartiment "organo-minéral colloïdal" ou "organo-argileux"* correspondant à l'ensemble des fractions < 2 µm. Par contre, les fractions 2-20 µm apparaissent comme un mélange de formes très différentes de MO, associées au sein de microagrégats organo-limoneux très stables, et ne présentant pas de spécificité aussi forte que les deux compartiments précités. Aussi cette fraction avait-elle été nommée "*complexe organo-limoneux*". L'étude, au chapitre IV, des dynamiques réelle et apparente de la MO des différentes fractions confirmait l'intérêt de cette large subdivision opposant le *compartiment "figuré végétal"* au *compartiment "organo-minéral colloïdal"*, le "*complexe organo-limoneux*" présentant là encore un comportement intermédiaire par rapport aux deux autres compartiments.

Dans la troisième partie de ce travail, il s'agissait d'analyser les "fonctions" respectives exercées par les différentes fractions retenues vis-à-vis de quelques processus biogéochimiques majeurs dans les horizons de surface des sols tropicaux à argile 1:1 afin, *in fine*, de préciser le "*caractère fonctionnel*" des compartiments identifiés antérieurement. Aussi, ce huitième chapitre vise à présenter, d'une part, une synthèse des résultats acquis dans cette troisième partie, d'autre part, quelques réflexions générales d'ordre agro-pédologique qui découlent de l'ensemble des données de ce travail.

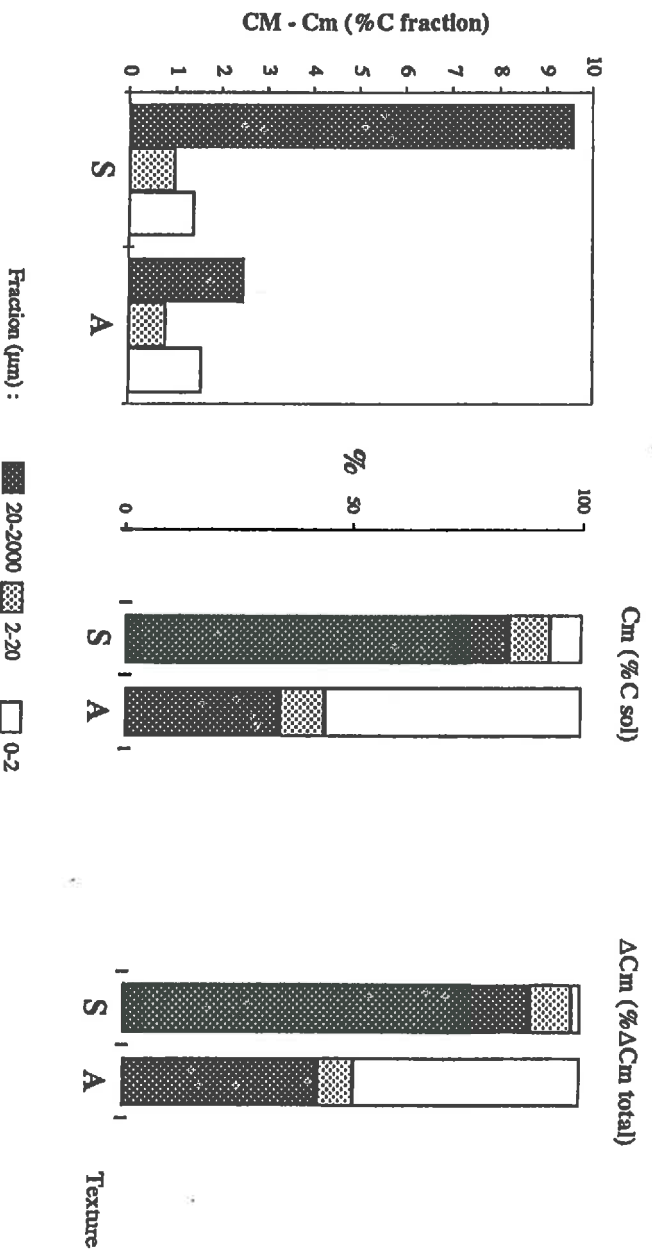


Fig VIII.1 - Illustration d'approches différentes du caractère fonctionnel d'un compartiment. Exemple du carbone facilement minéralisable Cm (CM - Cm = coefficient de minéralisation du carbone).

II. RÉFLEXIONS SUR LE CARACTÈRE FONCTIONNEL D'UN COMPARTIMENT ORGANIQUE

Nous avons pris en considération trois grands types de fonctions exercées par la matière organique du sol :

- les fonctions de "mise en réserve de nutriments". Elles sont basées sur la fonction de stockage, à moyen ou long terme, de nutriments par la MO. Nous avons plus particulièrement étudié cette fonction vis-à-vis des bases non échangeables, mais on peut aussi lui associer le stockage du carbone, de l'azote et du phosphore ;
- les fonctions "biologiques ou énergétiques", basées sur les interrelations entre la MO du sol et les activités microbiennes, enzymatiques ou racinaires : potentiels de minéralisation du carbone et de l'azote, cycle minéralisation-immobilisation de l'azote, organisations microbienne et racinaire de l'azote-engrais, activité phosphatase ;
- les fonctions d' "échange et de sorption", basées sur les propriétés de surface des constituants et leurs modifications par la MO : surfaces spécifiques (SS), capacité d'échange cationique et sélectivité d'échange K/Ca, pouvoir fixateur vis-à-vis des ions PO_4^{3-} , adsorption de molécules organiques avec les pesticides comme molécules modèles.

Toutefois, avant la présentation de synthèse de ces résultats, il nous faut préciser les critères généraux nous permettant d'attribuer un caractère fonctionnel, ou non, spécifiquement à une fraction ou à un compartiment. En effet, si l'utilisation du terme "fonctionnel" pour les MO du sol est relativement courante ces dernières années (DUXBURY *et al.*, 1989 ; THENG *et al.*, 1989 ; TSBF, 1989 ; BONDE *et al.*, 1992 ; CHRISTENSEN, 1992 ; CAMBARDELLA et ELLIOTT, 1993 et 1994 ; FELLER, 1993 ; WOOMER, 1993), cette appellation est rarement clairement définie. Les remarques suivantes peuvent être faites :

- cette appellation est généralement appliquée à des fractions ou à des compartiments conceptuels sur la seule base de la dynamique du carbone ou de l'azote. Les autres types de fonctions telles que les fonctions d'échange et de sorption ou les fonctions de réserve minérale sont rarement considérées ;

- il y a rarement quantification de la fonctionnalité étudiée selon le type de sol, son mode de gestion et la période de temps considérée. Le critère est généralement d'ordre qualitatif. Prenons l'exemple du carbone facilement minéralisable (C_m). Tous les travaux indiquent que le coefficient de minéralisation du carbone ($CM-C_m$) des fractions grossières est généralement largement supérieur à celui des fractions fines (CHRISTENSEN, 1987 ; BERNHARD-REVERSAT, 1987 ; GREGORICH *et al.*, 1989). C'est le cas pour les deux situations étudiées ici (Figure VIII.1.a.). On pourrait donc attribuer un caractère fonctionnel spécifique aux fractions grossières et faible aux fractions fines. Toutefois, si l'on analyse, pour un sol donné, la participation des

différentes fractions aux quantités de carbone minéralisé (Cm en % Cm sol), on devra prendre en compte, à la fois, les coefficients de minéralisation du carbone et la distribution du carbone total dans les différentes fractions du sol. Il ressort alors (Figure VIII.1.b.) que si l'essentiel du carbone minéralisé provient effectivement des fractions >20 µm dans les sols sableux, il est issu, par contre, majoritairement, de la fraction < 2 µm dans les sols argileux. Si maintenant on s'intéresse à l'effet du mode de gestion des sols sur les variations ΔCm du carbone facilement minéralisable, on devra prendre en compte, cette fois-ci, les coefficients de minéralisation du carbone et la distribution des variations de carbone total dans les différentes fractions du sol, et ce pour un intervalle de temps donné. On constate (Figure VIII.1.c.) que l'essentiel des variations de carbone minéralisé (ΔCm fract. en % ΔCm tot.) proviendra des fractions >20 µm dans les sols sableux et, à égalité, des fractions >20 µm et <2 µm dans les sols argileux. Cet exemple montre typiquement la nécessité :

- (i) d'une définition précise du "caractère fonctionnel" d'une fraction, (ii) d'une prise en compte du type de sol et de son mode de gestion dans la définition de ce caractère.

Aussi, adopterons nous ici, pour les trois compartiments décrits plus haut, la définition arbitraire suivante :

"Un caractère fonctionnel spécifique sera attribué à un compartiment organique donné, pour un sol donné, et vis-à-vis d'une propriété donnée, lorsque ce compartiment participera pour plus de 50 % à l'expression de cette propriété dans le sol total ou à plus de 50 % des variations maximales susceptibles d'être observées pour cette propriété sous l'effet de l'action anthropique. Dans ce dernier cas, l'échelle de temps considérée sera celle correspondant à l'obtention du nouvel état d'équilibre".

A titre d'illustration, cette définition a été appliquée, pour toutes les fonctions étudiées, au cas de la succession défrichement - culture, avec la prise en considération de deux critères de fonctionnalité relatifs aux situations initiales et aux variations observées après culture :

- sous végétation naturelle, prairie ou jachère ancienne, le niveau organique du sol correspond à un état d'équilibre. Le caractère fonctionnel d'un compartiment vis-à-vis d'une propriété donnée est alors apprécié par sa contribution relative (%) à la valeur correspondante obtenue pour le sol total (exemple de la figure VIII.1b) :

- après défrichement et culture annuelle continue, le niveau organique du sol correspond à un nouvel état d'équilibre de la MO et des propriétés du sol qui y sont associées. Les différences observées avec la situation initiale représentent généralement les variations maximales susceptibles d'être observées, *in situ*¹, sous l'effet de l'action anthropique. On s'intéresse alors aux compartiments organiques spécifiquement concernés par les variations de propriété observées.

¹ Hors des processus d'érosion.

Le caractère fonctionnel d'un compartiment vis-à-vis d'une propriété donnée sera alors apprécié par sa contribution relative (%) à la variation de la valeur correspondante obtenue pour le sol total (exemple de la figure VIII.1c). Ce deuxième critère du caractère fonctionnel d'un compartiment est particulièrement important dans l'optique des recherches actuelles sur la durabilité du mode de gestion des terres.

Les modalités d'application de cette démarche sont décrites ci-dessous.

III. - MÉTHODE D'ÉTUDE DU CARACTÈRE FONCTIONNEL D'UN COMPARTIMENT

A. CALCUL DE VALEURS INTERPOLÉES

Compte-tenu de l'importance de la teneur en éléments fins sur le stockage de la MO dans les différentes fractions de sol, il est évident que le critère texture doit être pris ici en considération dans l'analyse du caractère fonctionnel des différents compartiments. Aussi, pour permettre une comparaison aisée des résultats et pallier aux données manquantes, nous avons effectué pour chaque compartiment et chaque fonction, des interpolations pour quatre types de texture² : sableuse S (A % = 5), sablo-faiblement argileuse Sa (A % = 10), sablo-argileuse SA (A % = 20) et argileuse A (A % = 50). Rappelons que les horizons de surface des sols cultivés d'Afrique de l'Ouest ont des textures variant généralement de sableuse à sablo-argileuse.

Les trois compartiments (fractions) retenus sont : les "débris végétaux" (20-2000 µm ou FI 20-2000 seule quand nécessaire), le "complexe organo-limoneux" (2-20 µm) et le "compartiment organo-argileux" (0-2 µm). En s'appuyant sur les données brutes ou les équations de régression fournies tout au long de ce travail pour les horizons 0-10 cm, on interpole les valeurs recherchées pour les textures considérées, selon le schéma général suivant :

(i) on détermine, pour les séries "cultivées" (CULT) et "non cultivées" (NCULT), les teneurs (mg/g sol) en C (ou N) de chaque fraction, pour une teneur en argile (A %) donnée, à partir des équations de régression du type :

$$C \% \text{ (ou N) fraction} = a A \% + b$$

(ii) on en déduit les différences $\Delta C \% \text{ (ou } \Delta N)$ entre les deux séries NCULT et CULT ;

(iii) Les valeurs obtenues pour C % (ou N) et $\Delta C \% \text{ (ou } \Delta N)$ sont ensuite utilisées pour les calculs correspondants aux autres éléments ou propriétés (X) analysés. Ainsi, par exemple, si X est

² Parfois moins lorsque nos données sont insuffisantes.

le calcium non échangeable (Ca-NE), on calcule les quantités de Ca-NE pour chaque fraction, chaque texture et chaque série, à partir d'une équation du type :

$$\text{Ca-NE fraction} = a C\% + b A\% + c$$

(iv) On en déduit, pour chaque texture, la différence ΔX entre les deux séries NCULT et CULT ;

(v) les résultats, pour une propriété X ou ses variations ΔX avec la mise en culture, sont alors exprimés sous trois formes différentes :

- X exprimé en % de la valeur de l'échantillon non cultivé : X (% sol),
- X perdu avec la mise en culture et exprimé en % de la valeur initiale du sol :
X-perte (% X sol),
- X perdu avec la mise en culture et exprimé en % des pertes totales du sol :
 ΔX -perte (% X-perte).

Les modes de calcul et les données utilisées sont détaillés pour chaque élément et chaque propriété dans l'annexe VIII.1.

B - APPLICABILITÉ DE LA DÉMARCHE

1 - Aspects liés à la méthode de fractionnement

Tous les résultats présentés ici sont fondés sur des mesures de composition ou de réactivité de fractions séparées après désagrégation et dispersion du sol. Ceci suppose donc que le mode de fractionnement utilisé modifie peu les compositions et les réactivités étudiées pour chaque fraction. Nous rappelons que ces aspects ont été abordés systématiquement pour chaque type de propriété en comparant les résultats obtenus pour le sol non fractionné à ceux calculés pour la somme des fractions. Les principales conclusions sont :

- en terme de composition, il y a peu d'effet du mode de fractionnement sur l'estimation des teneurs en carbone, en azote, en phosphore³ et en bases non échangeables (BNE*, Mg et K), à l'exception de mauvais bilans plus ou moins expliqués pour Ca-NE. Pour ce dernier élément, les interprétations faites ici devront donc être considérées avec prudence ;

- en terme de réactivité, il y a peu d'effet attribuable au mode de fractionnement sur la minéralisation du carbone, de l'azote ainsi que sur l'activité phosphatésique², sur les surfaces spécifiques, sur la fixation des ions phosphate à l'exception des sols argileux très fixateurs, sur la capacité d'échange cationique et sur l'adsorption de l'atrazine.

³ Aspect non détaillé dans le texte principal mais rappelé ici pour mémoire.

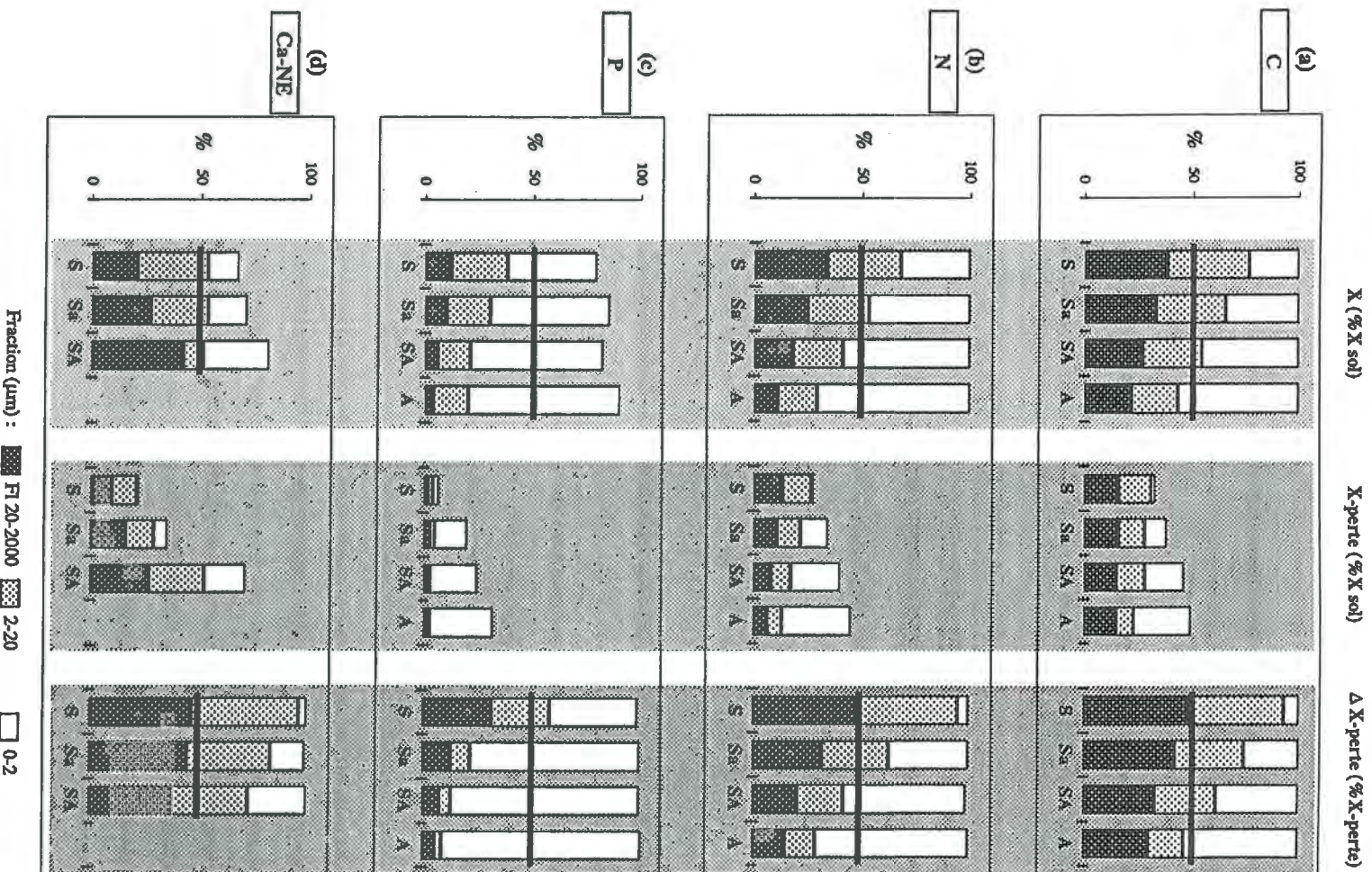


Fig VIII.2 - Participations relatives (%) des différentes fractions granulométriques aux réserves en nutriments du sol et à leurs variations avec la mise en culture : (a) carbone C, (b) azote N, (c) phosphore total Pt, (d) calcium non-échangeable Ca-NE.

Simulation pour des sols sableux S (A% = 5), sablo-faiblement argileux Sa (A% = 10), sablo-argileux SA (A% = 20), argileux A (A% = 50).

De gauche à droite de la figure, les participations des fractions sont exprimées en % de l'élément total du sol non cultivé, en % de l'élément total perdu après la mise en culture et en % des pertes totales observées.

2 - Aspects liés à l'insuffisance de données

Les simulations qui sont faites sont fondées d'une part sur la distribution d'un élément total donné (carbone, azote, phosphore, bases non échangeables) dans les fractions, d'autre part sur la réactivité de chaque fraction. Si les données sont nombreuses pour l'estimation de la composition des fractions (34 échantillons fractionnés considérés), il n'en est pas de même pour leur réactivité qui est estimée à partir d'un nombre (n) très réduit d'échantillons : n = 2 pour la minéralisation de C et N, la CEC et la sélectivité K/Ca, n = 3 pour le pouvoir fixateur vis-à-vis des ions phosphate et l'adsorption de l'atrazine, n = 5 pour les surfaces spécifiques. La prudence s'impose donc dans la généralisation de ces résultats, et nous considérons que nous révélons ici plus des tendances que des lois déjà bien établies.

IV. - APPRÉCIATION DU CARACTÈRE FONCTIONNEL DES DIFFÉRENTS COMPARTIMENTS ORGANIQUES DES SOLS TROPICAUX À ARGILE 1:1

Cette appréciation est faite pour chaque grand type de fonction à partir des résultats schématisés sur les figures VIII.2. à VIII.5. L'échelle de temps considéré pour l'exemple de la succession "défrichement - culture" est de 3 à 5 ans pour les sols à texture grossière ($A\% \leq 10$) et de 5 à 10 ans pour les sols à texture moyenne et fine ($A\% \geq 20$). Des résultats similaires auraient été trouvés pour des successions "culture - jachère (ou prairie)" mais en considérant des échelles de temps plus longues : 5 à 10 ans pour les sols à texture grossière, 10 à 20 ans pour les sols à texture moyenne et fine. Nous rappelons que l'on attribue un "caractère fonctionnel spécifique" à un compartiment lorsque sa participation à une propriété donnée représente plus de 50 % de la valeur mesurée pour le sol total.

A - LES FONCTIONS DE "RÉSERVE DE NUTRIMENTS"

Les résultats sont présentés sur la figure VIII.2.

Ces fonctions concernent le stockage et la dynamique pluriannuelle du carbone, de l'azote, du phosphore total et du calcium non échangeable (Ca-NE). Nous avons vu que les distributions des autres bases non échangeables (Mg- et surtout K-NE) sont beaucoup moins dépendantes de la MO du sol. Elles ne seront donc pas commentées ici.

Le compartiment "débris végétaux". En terme de stockage (colonne de gauche), ce compartiment ne représente jamais, pour aucun des éléments analysés (C, N, P, Ca-NE), un compartiment fonctionnel spécifique. Par contre, en terme de dynamique (colonne de droite,

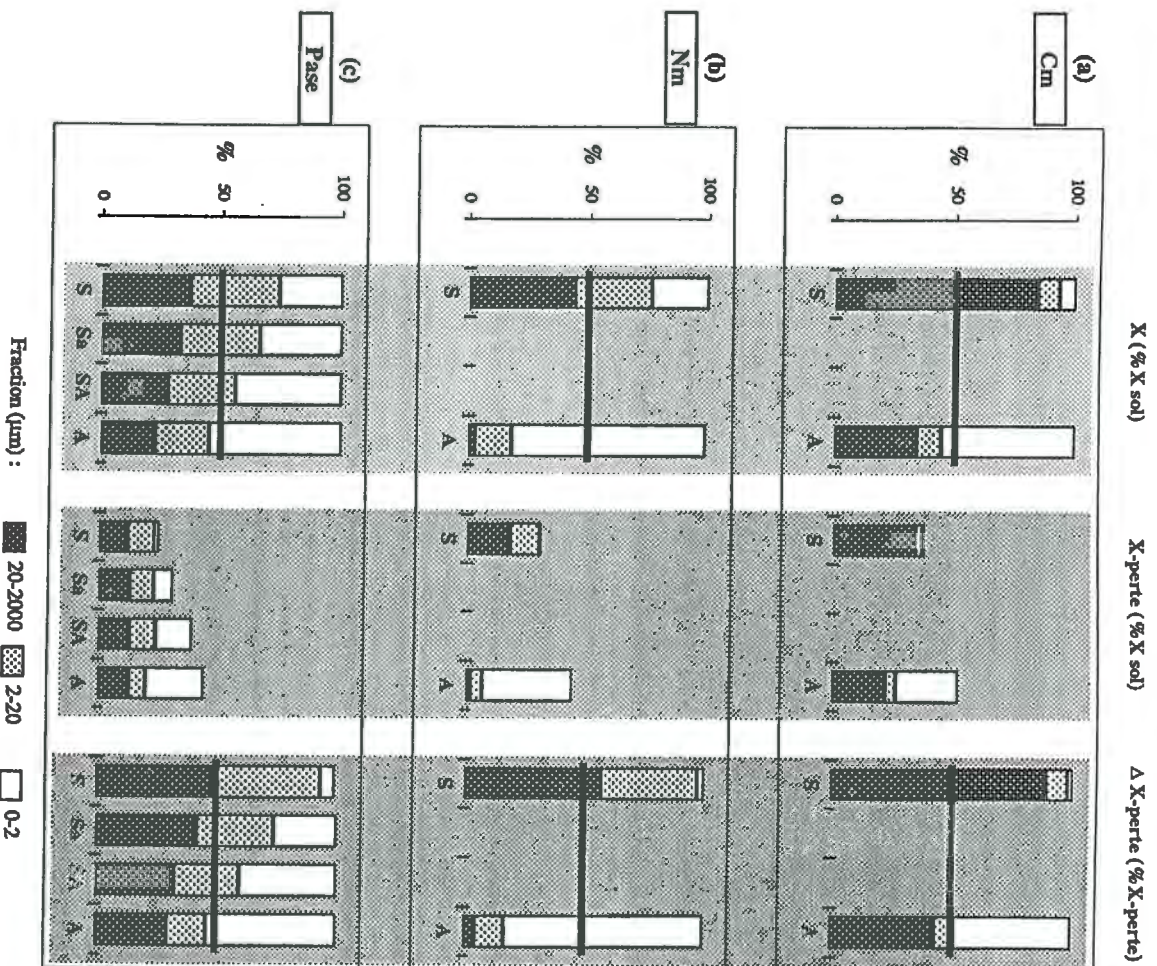


Fig VIII.3 - Participations relatives (%) des différentes fractions granulométriques aux activités minéralisatrices du sol et à leurs variations avec la mise en culture : (a) carbone minéralisable Cm, (b) azote minéralisable Nm, (c) activité phosphatase Pase.

Simulation pour des sols sableux S (A% = 5), sablo-faiblement argileux Sa (A% = 10), sablo-argileux SA (A% = 20), argileux A (A% = 50).

De gauche à droite de la figure, les participations des fractions sont exprimées en % de l'élément total du sol non cultivé, en % de l'activité totale perdue après la mise en culture et en % des pertes d'activités totales observées.

valeurs Δ en %-perte), il exerce, dans le cas des sols très sableux S, une fonction spécifique pour le carbone et l'azote et éventuellement le calcium non échangeable.

Le complexe organo-limonieux. En terme de stockage, ce compartiment ne représente un compartiment fonctionnel spécifique pour aucun des éléments analysés (C, N, P, Ca-NE). Par contre, comme le compartiment "débris végétaux", dans le cas des sols sableux S, il peut jouer un rôle relativement important, quoique non spécifique, dans la dynamique du carbone, de l'azote et du calcium non échangeable.

Le compartiment organo-argileux. En terme de stockage, ce compartiment représente un compartiment fonctionnel spécifique, dans les sols sablo-argileux à argileux (SA à A) pour le stockage du carbone et de l'azote, et dans tous les sols pour celui de l'azote et du phosphore. Sa participation au stockage du calcium non échangeable est moyenne.

En terme de dynamique, l'étendue du caractère fonctionnel de ce compartiment augmente du carbone (sols argileux) à l'azote (sols sablo-argileux à argileux) puis au phosphore (sols sablo-faiblement-argileux à argileux). Sa participation à la dynamique du calcium non échangeable est faible.

En résumé, on retiendra le caractère fonctionnel du compartiment "débris végétaux" vis-à-vis de la dynamique du carbone, de l'azote et du calcium non échangeable dans les sols très sableux, et celui du compartiment organo-argileux vis-à-vis de la dynamique du carbone, de l'azote et du phosphore dans les sols dont la teneur en argile est supérieure à 20 %.

B - LES FONCTIONS BIOLOGIQUES

Nous distinguerons, de manière un peu arbitraire, les aspects liés aux activités microbiennes ou enzymatiques de ceux liés aux activités racinaires. Dans tous les cas, on s'intéresse aux fonctions de minéralisation et d'immobilisation.

Concernant la minéralisation, les exemples sont ceux des tests d'activité biologique globale : minéralisation du carbone (C_m), de l'azote (N_m) et activité phosphatase (P_{ase}). Pour les processus d'immobilisation, nous avons choisi des exemples d'immobilisation de l'azote.

1 - Les fonctions de minéralisation

Les résultats sont sur la figure VIII.3. Une analyse identique à celle faite au paragraphe II.A. conduit aux remarques suivantes :

Le compartiment "débris végétaux". Dans les sols très sableux S, on peut lui attribuer un caractère fonctionnel spécifique vis-à-vis du carbone et de l'azote facilement minéralisables et,

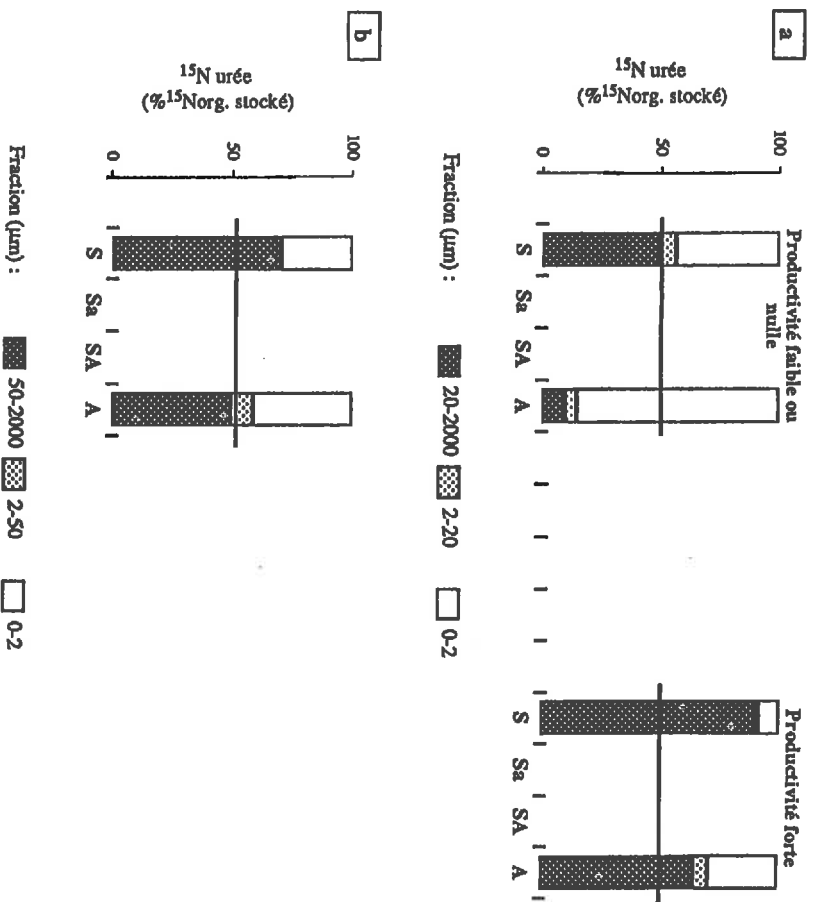


Fig VIII.4 - Participations relatives (%) des différentes fractions granulométriques au stockage, à court terme, sous forme organique, d'azote de différentes origines :

(a) stockage de N-urée. Effet du niveau de la productivité végétale.

(b) stockage de N-végétal (paille, feuille).

Exemple d'un sol sableux S (A% = 5) et argileux A (A% = 50).

secondairement, vis-à-vis de l'activité phosphatase. Dans ces deux derniers cas, le caractère fonctionnel est dû à la dynamique de ce compartiment plutôt qu'à sa composition.

Le complexe organo-limoneux n'exerce aucune fonction spécifique vis-à-vis de ces processus de minéralisation à court terme.

Le compartiment organo-argileux. Aussi bien en terme de composition que de dynamique, ce compartiment exerce, dans les sols argileux, une fonction spécifique vis-à-vis de la minéralisation à court terme du carbone, de l'azote et du phosphore. Une extrapolation de ces résultats montre que, pour l'azote facilement minéralisable, cette fonction serait déjà exercée pour les sols sablo-argileux SA (20 % d'argile). Rappelons aussi qu'au sein du compartiment organo-argileux, les MO solubles à l'eau chaude (EC 0-2) constituent une fraction très facilement minéralisable.

2 - Les fonctions d'immobilisation vis-à-vis des différentes formes d'azote et le rôle de la plante

Les résultats présentés sur la figure VIII.4. sont ceux tirés des expérimentations avec ^{15}N . Ils sont exprimés en % de ^{15}N organique restant dans le sol en fin d'expérimentation.

a - Immobilisation microbienne de l'azote-engrais

En l'absence de plante (cas du sol argileux, expérimentation incubation) (Figure VIII.4.a., à gauche), l'azote-urée immobilisé par voie microbienne, trois mois après l'apport, est localisé essentiellement dans le *compartiment organo-argileux*. Avec une productivité végétale faible (cas du sol sableux, expérimentation culture) (Figure VIII.4.a., à gauche) près de 50 % de l'azote sont retrouvés aussi dans le compartiment organo-argileux, le reste étant stocké essentiellement sous forme racinaire dans le compartiment "débris végétaux". Rappelons que lorsque l'azote est apporté sous forme de résidus de récolte (feuilles ou racines), l'essentiel du transfert d'azote sous forme organique des débris végétaux apportés vers les fractions granulométriques du sol s'effectue vers le compartiment organo-argileux. Le *compartiment organo-argileux* représente donc un compartiment fonctionnel vis-à-vis du stockage des métabolites microbiens. Au sein de ce compartiment, les MO solubles à l'eau chaude (EC 0-2) constituent une fraction d'accueil préférentiel de ces métabolites.

b. - Immobilisation racinaire de l'azote-engrais

En présence de plante, une partie de l'azote-engrais apporté est absorbée par le système racinaire et donc immobilisée sous forme organique en fin de culture dans le *compartiment "débris végétaux"* du sol, et plus particulièrement dans la fraction de taille supérieure à 200 μm , tandis qu'une autre partie est immobilisée par voie microbienne dans la

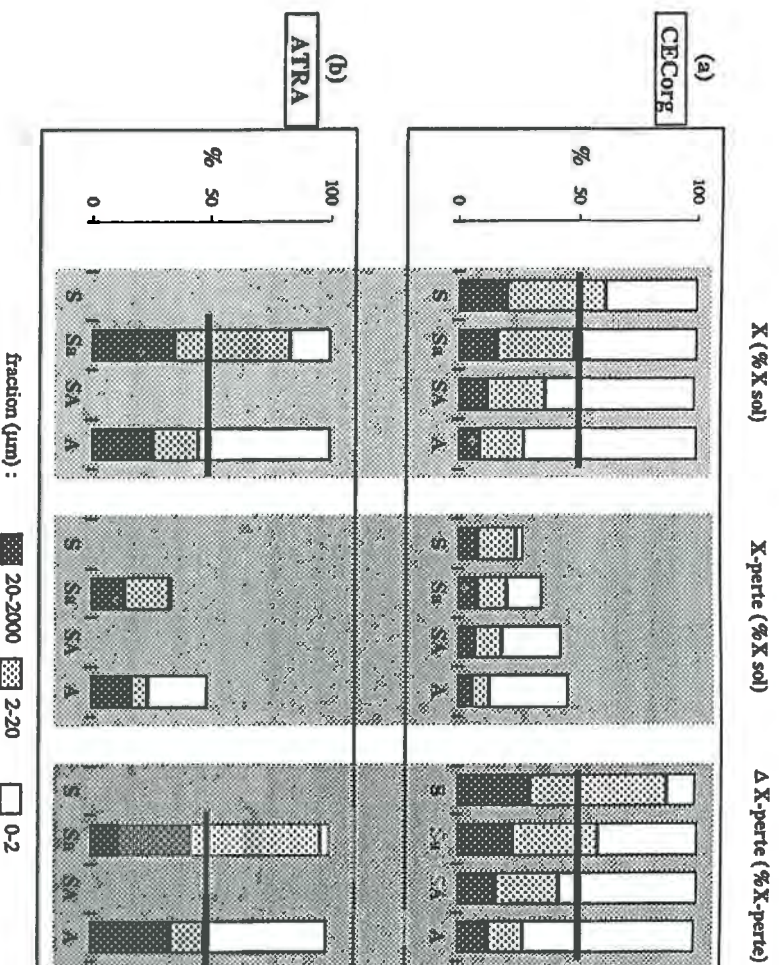


Fig VIII.5 - Participations relatives (%) des différentes fractions granulométriques à :

- (a) la capacité d'échange cationique organique CECorg,
 (b) l'adsorption d'atrazine ATRA.

Simulation pour des sols sableux S (A% = 5), sablo-faiblement argileux Sa (A% = 10), sablo-argileux SA (A% = 20), argileux A (A% = 50).

De gauche à droite de la figure, les participations de fractions sont exprimées en % de l'élément total du sol non cultivé, en % de la diminution de la propriété après la mise en culture et en % des diminutions totales observées.

fraction organo-argileuse (cf. ci-dessus). De manière indirecte, le compartiment "débris végétaux" assure donc une fonction d' "immobilisation" de l'azote engrais. Cette immobilisation racinaire peut être tout à fait importante et sera fortement dépendante, pour une plante donnée, du niveau de la productivité végétale. Sur la figure VIII.4.a., la comparaison des valeurs pour les productivités "faibles" et "fortes" illustre cet effet pour des cultures de 3 à 4 mois.

Remarquons enfin, la participation extrêmement faible exercée par le *complexe organo-limonieux* vis-à-vis de cet ensemble de processus.

C - LES FONCTIONS DE "SORPTION ET DÉCHARGE"

Les résultats présentés sur la figure VIII.5. ne concernent que la capacité d'échange cationique organique (CEC_{Org}) et l'adsorption de l'atrazine (ATRA) car toutes les autres propriétés d'échange ou de sorption du sol étudiées (surfaces spécifiques, pouvoir fixateur vis-à-vis des ions phosphate, sélectivité d'échange K/Ca) ont montré, de fait, relativement peu de dépendance vis-à-vis du stock organique du sol.

Une analyse identique à celle faite au paragraphe II.A. conduit aux remarques suivantes :

Le compartiment "débris végétaux" n'exerce aucune fonction spécifique vis-à-vis des propriétés d'échange et de sorption dans ces sols.

Le complexe organo-limonieux apparaît, par contre, pour les sols aux teneurs en argile inférieures à 10 %, comme un compartiment fonctionnel spécifique vis-à-vis de la CEC organique et de l'adsorption de molécules organiques neutres comme l'atrazine.

Le compartiment organo-argileux exerce une fonction spécifique vis-à-vis de la CEC organique et de l'adsorption de l'atrazine pour les sols sablo-argileux à argileux (teneurs en argile supérieures à 20 %)

D - CONCLUSIONS SUR LES FONCTIONS BIOGÉOCHIMIQUES DES DIFFÉRENTS COMPARTIMENTS ORGANIQUES ÉTUDIÉS

De l'ensemble des observations précédentes, deux points majeurs ressortent :

(i) - il est impossible d'attribuer un rôle fonctionnel à l'un ou l'autre des compartiments retenus sans prendre en compte, pour la collection de situations étudiées, la texture qui est le principal déterminant du niveau des stocks organiques dans ce sols ;

(ii) - il en résulte que, pour un compartiment donné, le caractère fonctionnel peut varier d'un sol à l'autre ou, que, pour un sol donné, une même fonction peut être répartie plus ou moins également entre les différents compartiments. Dans cette optique, cette approche granulométrique

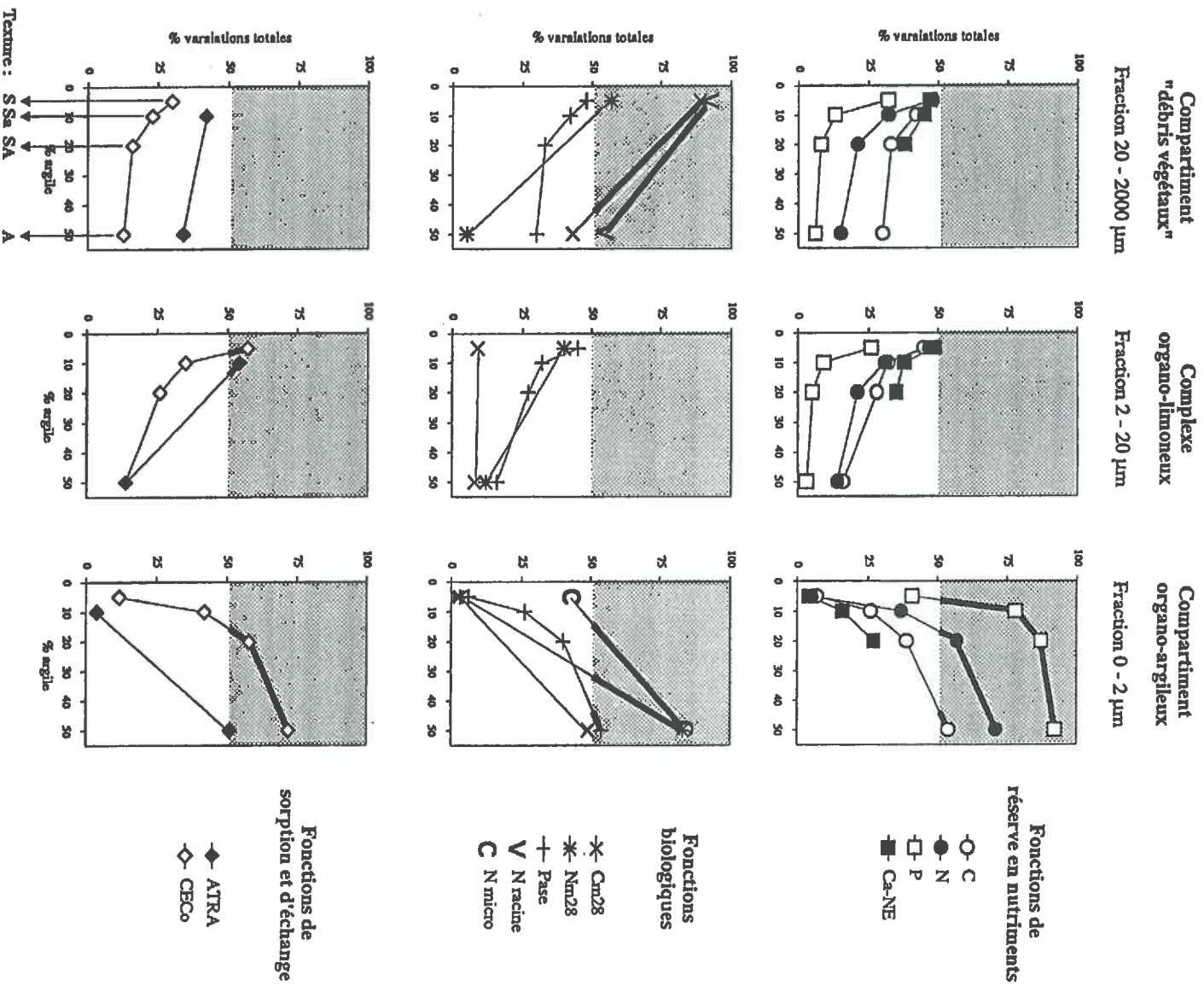


Fig VIII.6 - Fonctions spécifiques exercées par les différents compartiments organiques en fonction de la teneur en argile (% argile) du sol
On estimera qu'un compartiment exerce une fonction spécifique donnée pour une texture donnée (abscisse) lorsque les variations mesurées en % (ordonnée) sont supérieures à 50 (points et lignes dans la zone grisée)

présente t-elle un intérêt pour l'identification de compartiments organiques fonctionnels dans les sols ?

Pour tenter de répondre à cette question, nous avons résumé sur la figure VIII.6., l'essentiel des données concernant le caractère fonctionnel des trois compartiments organiques du sol en prenant comme seul critère la participation de chaque compartiment aux variations, après défrichement et culture, d'une propriété donnée du sol total (ΔX -perte en % X-perte). Les valeurs limites considérées sont 50 %. A partir de cette représentation graphique, on peut estimer que :

- le *compartiment "débris végétaux"* sera spécifiquement fonctionnel pour les sols sableux présentant moins de 10 % d'argile en surface, et ses fonctions seront essentiellement des fonctions biologiques telles que : la minéralisation à court terme du carbone, de l'azote et du phosphore, ainsi que les possibilités de stockage, via le système racinaire ou les débris végétaux apportés au sol, de divers nutriments comme l'azote provenant de l'engrais ou encore du calcium non échangeable. Ces sols aux horizons de surface sableux sont fortement représentés dans la zone semi-aride d'Afrique de l'Ouest ;

- le *complexe organo-limoneux* ne sera, aussi, spécifiquement fonctionnel que dans les sols sableux, mais ses fonctions seront limitées essentiellement aux propriétés de surface de la MO : CEC organique et adsorption des molécules organiques ;

- le *compartiment organo-argileux* apparaît spécifiquement fonctionnel pour de nombreuses propriétés dès lors que les sols sont sablo-argileux à argileux. On peut citer en particulier son rôle concernant différents aspects des cycles internes de l'azote et du phosphore : réserve en azote total et minéralisable, compartiment de stockage de l'azote microbien, réserve en phosphore total et probablement en phosphore organique, siège d'une activité phosphatase importante dans les sols argileux. Les sols sablo-argileux en surface dominant dans la zone tropicale humide d'Afrique de l'Ouest et les sols argileux aux Antilles et au Brésil.

En résumé, et de façon très schématique, on retiendra que :

- le *compartiment "débris végétaux"* et le *complexe organo-limoneux* ne peuvent être considérés comme fonctionnels que dans les sols sableux, les fonctions du premier étant de type biologique, relatives, en particulier, aux processus de minéralisation à court terme du carbone, de l'azote et du phosphore, et celles du second étant relatives aux propriétés de surface des constituants organiques, capacité d'échange cationique et processus de sorption des molécules organiques neutres ;

- le *compartiment organo-argileux* peut être considéré comme fonctionnel vis-à-vis de nombreuses propriétés biogéochimiques des sols à argile 1:1 pour les sols sablo-argileux à

argileux dès lors que leur teneur en argile est supérieure à 10 %. C'est le cas en particulier pour les réserves en azote et le cycle interne de minéralisation-immobilisation de cet élément.

Finalement, sous réserve de prendre en considération la texture du sol, l'approche granulométrique proposée dans ce travail pour les sols ferrugineux et ferrallitiques permet, dans un certain nombre de cas, d'associer une fonction biogéochimique donnée à un compartiment organique particulier.

V. - QUELQUES CONSIDÉRATIONS SUR LA GESTION ORGANIQUE DES SOLS TROPICAUX À ARGILE 1:1

A - RÉFLEXIONS PRÉLIMINAIRES

Il serait hors de propos d'imaginer des recommandations précises de gestion des stocks organiques des sols ferrugineux et ferrallitiques au vu des seuls enseignements qui ressortent de l'analyse de la dynamique et des fonctions biogéochimiques des différents compartiments organiques étudiés, car :

- (i) au seul niveau des processus, bien d'autres aspects n'ont pas été abordés, comme l'importance des activités fauniques et les relations entre la MO, les activités biologiques et les propriétés physiques des sols ;
- (ii) on ne peut pas parler de "gestion" d'une ressource, le stock organique en l'occurrence, sans une analyse détaillée, non seulement des systèmes de culture, mais aussi des systèmes de production dans un système agraire donné.

A ce niveau de finalisation de la recherche, chaque cas apparaît bien souvent comme particulier, nécessitant une approche spécifique, et prenant en compte toute une série de facteurs agro-socio-économiques.

Ainsi, si on préconise l'utilisation d'amendements organiques il y a lieu de s'interroger sur : leur disponibilité réelle dans le système agraire, leur valorisation actuelle (agricole ou non ?), l'intérêt de leur transformation (compostage, etc.) et le coût de cette transformation (disponibilité en eau, problèmes de transport etc.), les doses à apporter pour atteindre une efficacité perceptible par le paysan, les conséquences induites en terme de travail du sol, l'existence ou les possibilités d'intégration de l'élevage à l'agriculture, etc.

De la même manière, toutes les solutions proposées pour la gestion des systèmes de culture impliquant des jachères spontanées ou améliorées (PELTIER et EYOG-MATTIG, 1988) doivent

prendre en compte (SEBILLOTTE, 1976, GUIRAN et CASTELLANET, 1993) : la disponibilité en terres et en main-d'œuvre, l'accessibilité aux parcelles (éloignement des habitations, relief), les pratiques d'élevage, la dynamique de la végétation en fonction du climat, le bénéfice espéré en cas de jachère améliorée, etc.

Des réflexions similaires pourraient être développées en ce qui concerne les innovations attendues en terme d'agro-foresterie ou de systèmes de culture associant des légumineuses arborées, comme l' "alley-cropping". Dans ce dernier cas, par exemple, à côté des bénéfices attendus (KANG et al., 1981) en terme de gestion des MO et d'économie des engrais azotés, on cite parfois des inconvénients tels que : les superficies importantes occupées par les bandes arbustives au détriment des couloirs de culture, les compétitions vis-à-vis de l'eau entre arbuste et culture annuelle, le développement de parasites ou de rongeurs dans la végétation arbustive, le travail induit par la gestion du système (RAO, 1994), etc.

Si des recommandations précises sont donc tout à fait illusoirs au seul niveau de cette étude, celle-ci peut toutefois servir de cadre général pour orienter certains choix quand différentes stratégies sont envisageables.

B - CONSÉQUENCES DES RÉSULTATS ACQUIS EN TERME DE GESTION DES STOCKS ORGANIQUES DES SOLS

Les réflexions qui suivent s'appuient sur les constats suivants :

- (i) le système racinaire de la plante cultivée joue un rôle essentiel, non seulement en terme de compartiment d'entrée de matière organique à temps de renouvellement rapide dans le sol, mais aussi en terme de stockage, à court terme, des engrais azotés, voire d'autres nutriments ;
- (ii) dans les sols à texture grossière ($0-2 \mu\text{m} \leq 10 \%$), la dynamique des MO et ses conséquences en terme de cycles biogéochimiques sont commandées essentiellement par le compartiment "débris végétaux du sol". Gérer le stock organique de ces sols, c'est favoriser le stockage de MO dans ce compartiment ;
- (iii) dans les sols à texture sablo-argileuse à argileuse ($0-2 \mu\text{m} \geq 20 \%$), les résultats acquis conduisent à accorder de l'importance, non seulement aux débris végétaux du sol, mais aussi, et surtout, au compartiment organo-argileux, aussi bien en terme de cycles biogéochimiques (C, N, P, Ca) que de propriétés physiques (non étudiées ici). Gérer le stock organique de ces sols, c'est :
 - a) limiter au maximum les pertes en éléments fins par érosion en nappe, b) favoriser le stockage de MO dans ce compartiment ;
- (iv) les différences texturales entre les horizons de surface peuvent s'exprimer à différentes échelles spatiales, non seulement à l'échelle régionale, au niveau des grands types de sols (sols ferrallitiques argileux des Antilles et du Brésil, sols sableux à sablo-argileux sur les grès d'Afrique

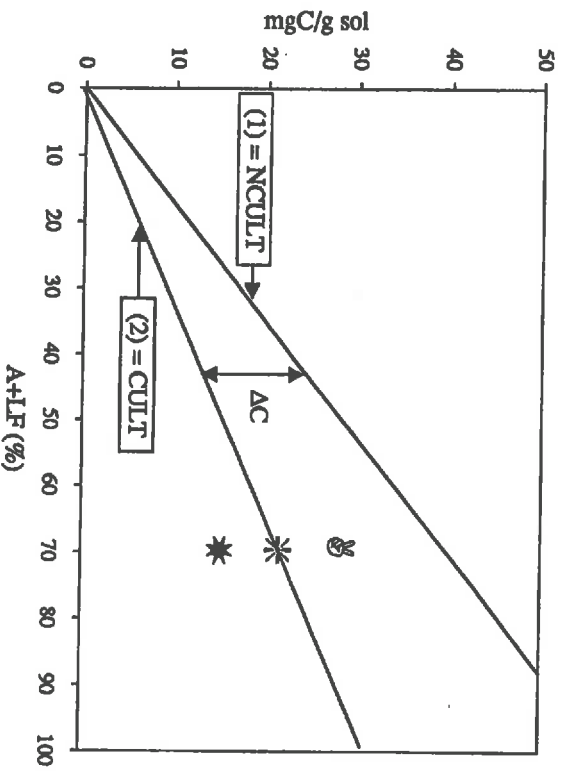


Fig VIII.7 - Appréciation du staut organique de l'horizon de surface (0 - 20 cm) des sols cultivés à ar- giles 1/1.

Légende : (1) = NCULT = non cultivé

(2) = CULT = cultures annuelles

⊗ = teneur en MO satisfaisante

* = teneur en MO préoccupante

* = teneur en MO alarmante

de l'Ouest), mais aussi à l'échelle très locale des séquences de sols, sur quelques centaines de mètres. Cette échelle doit être prise en considération en terme de gestion organique des sols.

Bien évidemment, tous les systèmes de culture ne nécessitent pas que l'on s'interroge particulièrement sur le mode de gestion de leur stock organique, soit que celui-ci puisse être considéré comme satisfaisant, c'est le cas de nombreux systèmes de culture pérennes à bon niveau de restitution organique (canne à sucre, banane, ananas), soit que les modalités d'intervention à moyen terme soient limitées (plantations palmiers à huile, etc.). C'est surtout dans le cas des cultures annuelles que le problème de l'amélioration des stocks organiques des sols prend toute son importance.

1 - Appréciation de l'état organique du sol

La droite C % = f(A+LF %) établie pour les situations de cultures annuelles continues dans des conditions où l'érosion en nappe est supposée limitée (Figure VIII.7.) peut servir d'appréciation de l'état organique d'un horizon de surface donné pour une texture donnée (FELLER, 1995b) :

- les points situés sur la droite correspondent au seuil minimum acceptable. Les stocks doivent être améliorés à moyen terme ;
- les points situés au dessus de la droite correspondent à un état organique du sol satisfaisant ;
- les points situés en dessous de la droite correspondent à un état organique du sol alarmant, dû, entre autres, à un appauvrissement du sol par érosion en nappe.

Comment donc augmenter, à moyen terme, le stock organique des sols dans un état préoccupant ou alarmant ? Sur quels déterminants des stocks organiques peut-on agir ?

La variation de stocks de carbone ΔC pour un horizon donné et une unité de temps donnée peut s'exprimer simplement par l'équation :

$$\Delta C = \sum_k C_k - \sum_j C_j - \text{sol perdu}$$

où C_i -apporté représente les différentes formes d'apports de carbone :

C_1 = apports racinaires (racines *sensu stricto* + exsudats)

C_2 = parties aériennes restant au sol (chaumes, etc.)

C_3 = fumure organique (fumiers, composts, etc.)

où k_j sont les "coefficients isohumiques" ⁴ respectifs k_1 , k_2 et k_3 de C_1 , C_2 et C_3 ,

où C_j -sol perdu représente les différentes formes de pertes en carbone :

C_4 = C-sol perdu par minéralisation (C-CO₂)

C_5 = C-sol perdu par voie soluble (lixiviation ou ruissellement)

C_6 = C-sol perdu par voie solide, érosion en nappe en particulier.

Pour un système de culture donné, certains termes du bilan sont, *a priori*, peu contrôlables ou modifiables. C'est le cas des coefficients isohumiques k_1 et k_2 des apports par la plante cultivée, ainsi que des pertes par minéralisation C_4 et lixiviation C_5 . Par contre, il est théoriquement possible d'agir sur tous les autres termes du bilan, aussi bien sur la nature (k_3) et les quantités (C_1 , C_2 , C_3) de carbone apporté au sol, que sur les pertes par érosion (C_6). Ce sont ces aspects que nous discutons maintenant.

2 - Limiter les pertes en MO par érosion en nappe (facteur C_6)

Dans tous les cas, sols sableux ou argileux, il faut veiller à contrôler les pertes de terre par érosion en nappe. Ces pertes concernent spécifiquement les éléments fins du sol (fraction 0-20 μm). Elles peuvent être très importantes, comme l'a montré ROOSE (1979 et 1980/1981) pour différentes situations d'Afrique de l'Ouest. Compte tenu de la répartition granulométrique d'éléments tels que C, N, P, bases échangeables, Ca non échangeable, ceci conduit à un appauvrissement rapide et difficilement renouvelable des réserves nutritives du sol. Nous avons vu, ci-dessus, qu'un indicateur de ce processus souvent difficilement décelable sur le terrain, pouvait être la valeur de la teneur en carbone du sol en relation avec sa texture (Figure VIII.7.). Les solutions contre l'érosion en nappe sont nombreuses et à considérer dans le contexte local. Nous ne développerons pas ces aspects ici, mais nous rappelons qu'elles mettent souvent en œuvre une politique de gestion des MO : pailis, haies, agroforesterie, etc. (ROOSE, 1994).

3 - Améliorer le stock organique des sols à texture grossière. Exemple des sols ferrugineux d'Afrique de l'Ouest

Nous avons vu que, pour ces sols, toute la dynamique des MO et leurs implications biogéochimiques concernent essentiellement les fractions "débris végétaux" du sol qui ont un temps de renouvellement rapide. L'entretien du stock organique se fait donc par des apports organiques annuels endogènes (racines) ou exogènes (amendements).

⁴ Le "coefficient isohumique" représente ici la quantité de C provenant de l'apport organique considéré et retrouvée dans le sol lorsqu'une unité de temps s'est écoulée.

a. - Augmenter les restitutions racinaires (facteur C1)

Ceci nécessite⁵, d'une part, une politique d'intensification des cultures actuelles, d'autre part, un mode de gestion différent des jachères :

- *augmenter la productivité végétale de la culture annuelle pour augmenter les restitutions racinaires.* La productivité végétale en milieu paysan d'Afrique de l'Ouest est souvent très faible, alors qu'en raison de la pression anthropique l'espace de terroir disponible pour les jachères est de plus en plus réduit. Il est clair que le maintien et l'amélioration des stocks organiques de ces sols passe par une intensification des cultures (PIERI, 1989). Les recherches agronomiques développées dans cette région mettent l'accent sur la nécessité d'associer fertilisations organiques (compost, fumier) et minérales à doses moyennes pour maintenir durablement la productivité végétale, les fertilisations minérales seules étant insuffisantes, même à fortes doses (PIERI, 1989). Les résultats présentés dans ce travail indiquent que dans ces conditions : (i) on maintient un stock organique satisfaisant du sol, (ii) on assure, grâce au développement du système racinaire, une meilleure utilisation de l'azote-engrais par la plante et un stockage plus élevé, dans le sol, de l'azote-engrais non utilisé ;

- *maintenir des jachères courtes (1 à 3 ans) et (ré)intégrer les légumineuses arborées dans les parcelles.* Nous rappelons à ce sujet que les restitutions racinaires par une jachère d'un an sont estimées à 1,4 tMS/ha/an, valeurs à comparer à celles de 0,3 à 0,8 t MS/ha/an pour le mil, le sorgho, l'arachide et le maïs (PIERI, 1989) :

b. - Une politique de fumure organique (facteur C3 et K3)

Ceci implique de :

- *favoriser les restitutions animales par l'association cultivateur-éleveur.* Rappelons que le seul parage d'animaux sur une parcelle une année sur deux conduit à l'obtention d'un stock organique en surface pratiquement équivalent à celui d'une jachère de longue durée (Chapitre III, § II.C.2.c.). Cet aspect n'a pas encore été suffisamment étudié à ce jour en prenant en compte, tout à la fois, la disponibilité en biomasse, le mode de gestion des troupeaux et les transferts de fertilité.

- *favoriser les amendements végétaux sous forme pré-humifiée* (compost, poudrette, etc.) Nous rappelons que les apports de compost ou de fumier induisent un développement accru du système racinaire (CISSE, 1986) et conduisent à des augmentations rapides des stocks organiques en trois à quatre ans (FELLER *et al.*, 1981), dont l'arrière-effet est encore sensible au moins quatre années après la cessation des apports (Chapitre III, §II.C.2.c.) :

⁵ Selon l'expression populaire : "yaka", ou encore, pourrait-on ajouter : "c'est plus facile à écrire qu'à faire !"

• *favoriser l'utilisation d'amendements organiques caractérisés par des coefficients isohumiques k_3 élevés ou des vitesses de décomposition relativement faibles.* C'est l'avantage des composts pailleux sur les pailles, et de certains matériaux à teneurs en fibres élevées, comme les coques d'arachide, par rapport à des matériaux plus facilement biodégradables (FELLER et GANRY, 1982).

c. - Tenir compte du sol dans le paysage (*facteur texture*)

Il faut se souvenir qu'à l'échelle du paysage, souvent sur quelques centaines de mètres, la texture des horizons de surface peut varier fortement. C'est le cas au Sénégal Oriental (FELLER et MILLEVILLE, 1977) et au Burkina Faso (BACYE, 1993), où, sur des plateaux à pentes faibles, on passe de sols sableux en haut de pente à des sols à texture plus fine en bas de pente. A l'opposé, pour des petits bassins versants du Nord de la Côte d'Ivoire (HYPERBAV, 1990), les horizons de surface sont sablo-argileux en rebord de plateau et sableux à mi-pente et bas de pente. On devra donc essayer de moduler la gestion des MO dans le paysage selon la texture du sol. Pour les sols sableux, on se reportera aux indications données ci-dessus. Pour les sols sablo-argileux à argilo-sableux, et en référence à l'effet de la texture sur la dynamique des MO (importance du compartiment organo-argileux), il faudra préférer les restitutions organiques par des systèmes racinaires bien développés : jachères herbacées à arbustives de durée moyenne (5 ans), développement de l'agroforesterie.

4 - Améliorer le stock organique des sols argileux. Exemples des Antilles et du Brésil

Dans ces sols, l'amélioration de l'ensemble des propriétés édaphiques passe, à court terme, par une augmentation du stock de débris végétaux (20-2000 μm) mais surtout, à moyen et long terme, par celle du compartiment organo-argileux. Or, tous les exemples étudiés dans ce travail indiquent que les amendements organiques à doses "raisonnables"⁶ ne permettent pas d'augmenter notablement les teneurs en MO du compartiment organo-argileux pour les sols à texture fine. Seules des végétations pérennes à forts niveaux de restitution racinaire peuvent conduire à moyen terme à ces augmentations.

Pour ces sols, il faudra donc faire alterner des cultures annuelles de moyenne à longue durée (5 à 10 ans) avec, selon le système de production, des jachères et des prairies pâturées de moyenne à longue durée (au moins 5 ans pour les jachères et plus de 10 ans pour les prairies), des plantations arbustives ou arborées ou encore des cultures pérennes de type agro-industriel (plus de 10 ans).

⁶ Bien évidemment, il existe des situations où des fumures organiques peuvent être disponibles à fortes doses (> 10 tMS/ha/an) mais c'est rarement le cas pour de grandes superficies.

A titre d'exemple, on peut rappeler que, pour les situations des Antilles, des augmentations spectaculaires des teneurs en carbone du sol, mais aussi en carbone du compartiment organo-argileux, ont été observées après des jachères ou des prairies artificielles pâturées faisant suite à des cultures maraichères ou vivrières.

VI. - CONCLUSIONS

La matière organique exerce un rôle important dans les propriétés édaphiques des sols tropicaux à argile 1:1, à travers ce que nous avons appelé les "Fonctions de réserve en nutriments", les "fonctions biologiques", et les "Fonctions d'échange et de sorption". Par ailleurs, si le niveau des teneurs en MO conditionne le mode et la stabilité de l'agrégation, cette dernière ne semble pas exercer, dans ces sols, un rôle protecteur important vis-à-vis de l'accessibilité d'un réactif aux surfaces minérales et aux sites organiques. Les variations des propriétés chimiques, physico-chimiques et biologiques de ces sols, en fonction des teneurs en MO, sont donc uniquement dues aux variations quantitatives et qualitatives des MO, et non au mode d'organisation des constituants organiques et minéraux.

L'étude de la participation de chaque compartiment organique du sol (débris végétaux, complexe organo-limonieux, compartiment organo-argileux) à différents aspects des cycles biogéochimiques du carbone, de l'azote, du phosphore et des bases, a été associée à celle de la dynamique sous culture de ces mêmes compartiments. Ceci nous a permis de révéler le caractère fonctionnel du "compartiment débris végétaux" vis-à-vis des propriétés biologiques des sols à texture grossière, de celui du "complexe organo-limonieux", dans les mêmes sols, vis-à-vis des propriétés d'échange et de sorption, et de celui du "compartiment organo-argileux", dans les sols à texture moyenne à fine, pour de nombreuses propriétés.

Ces résultats peuvent orienter des grands types de choix quant au mode de gestion des stocks organiques de ces sols, même si ces choix sont fortement dépendants, par ailleurs, d'autres contingences liées au système agraire considéré.

Le problème de la restauration des stocks organiques se pose surtout pour les cultures annuelles continues. Les conditions préalables à cette amélioration sont, tout à la fois, la lutte contre l'érosion en nappe pour éviter les pertes de nutriments associés aux éléments fins du sol, et l'amélioration de la productivité végétale pour favoriser les restitutions en résidus de récolte (racinaires et autres) au sol. Par ailleurs :

- pour les sols à texture grossière, le maintien et l'amélioration des stocks organiques sera envisagé préférentiellement : (i) par des fertilisations organo-minérales privilégiant les enfoncements organiques humifiés (composts, fumiers) ou riches en fibres, (ii) par l'intercalation de jachères de courte durée dans les rotations de cultures annuelles et l'intégration de légumineuses arborées dans les parcelles ;
- pour les sols à texture moyenne à fine, seule la remise en végétation pérenne, à forte restitution racinaire, pendant des durées moyennes à longues (5 à 10 ans) permettent d'augmenter notablement le stock organique du compartiment organo-argileux. Selon le contexte local, les niveaux d'intensification des cultures et de l'élevage, ou les possibilités de plantation forestière, on fera succéder aux cultures annuelles des jachères pâturées, des prairies artificielles, des plantations arbustives ou arborées ou des cultures agro-industrielles (banane, ananas, canne à sucre, etc.).

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Dans ce travail, nous nous sommes essentiellement intéressé aux sols ferrugineux et ferrallitiques (sols F), bien drainés, profonds et aux horizons de surface non gravillonnaires, des régions intertropicales chaudes. Ces sols occupent des superficies importantes et représentent environ 70 % des terres cultivées. Nous avons sélectionné des situations agro-pédologiques en Afrique de l'Ouest, aux Antilles et au Brésil qui nous paraissent représentatives de quelques grands types de sols à argile 1:1 et du mode de gestion des terres de ces régions.

Pour les sols à argile 1:1, l'importance du rôle joué par la matière organique (MO) dans les propriétés physiques, chimiques et biologiques des horizons de surface a été maintes fois signalée dans la littérature et confirmée ici, à des degrés divers, pour les situations étudiées. Toutefois, au-delà de ces approches générales, relativement classiques, sur l'analyse des relations entre les paramètres de l'environnement (climat, sol et mode de gestion des terres), le niveau des stocks organiques et le fonctionnement des sols, relativement peu de données existaient, il y a encore une dizaine d'années, sur la nature et la dynamique des MO exerçant une fonction particulière vis-à-vis d'une propriété édaphique donnée, telle que la réserve et la disponibilité en nutriments ou encore le maintien d'une porosité efficace vis-à-vis des fluides et des acteurs biologiques (racine, faune et microflore).

L'objectif initial de ce travail a donc été de chercher à identifier des "compartiments" organiques et organo-minéraux "naturels" du sol qui soient : (i) fortement différenciés par leur nature et leur dynamique, (ii) explicatifs par rapport à un certain nombre de fonctions majeures exercées par le sol dans le cadre de quelques grands cycles biogéochimiques. Ceci nous a conduit à un "aller-retour" constant dans ce travail entre une recherche menée, *a priori*, sur la séparation et la caractérisation de fractions organiques différenciées par leur nature et leur origine et sur l'étude, *a posteriori*, du caractère "fonctionnel" de ces fractions vis-à-vis de quelques propriétés édaphiques.

Les principales conclusions de ce travail seront donc présentées autour de quatre caractéristiques de l'approche suivie :

- une approche renouvelée des compartiments organiques du sol,
- une approche intégrée des compartiments organiques et minéraux du sol,
- une approche fonctionnelle des compartiments organiques et organo-minéraux du sol,
- une approche opérationnelle dans divers domaines de l'agronomie et de l'environnement.

I.- UNE APPROCHE RENOUVELÉE DES COMPARTIMENTS ORGANIQUES DANS LES SOLS TROPICAUX À ARGILLE 1:1

A - LA NÉCESSITÉ D'UNE NOUVELLE APPROCHE

Un certain nombre de constats que nous rappelons ci-dessous nous ont amené à privilégier une caractérisation de la matière organique par fractionnement physique du sol :

1°) *le constat historique* d'une applicabilité limitée des approches chimiques de caractérisation de la MO du sol en terme de fonction exercée par la MO dans les propriétés des horizons de surface des sols tropicaux, et, en particulier, dans les modifications induites par l'action anthropique. Il est, en effet, souvent difficile d'attribuer une fonction précise et quantifiable à l'une ou l'autre des fractions séparées. La nature et la distribution des fractions de type chimique ne nous informent guère plus que les seules teneurs en carbone et azote totaux sur des propriétés importantes du sol telles que la stabilité structurale, le potentiel de minéralisation ou les propriétés de surface de l'échantillon. Dans cette analyse des relations constituants - fonctionnement, les recherches sur la MO des sols ont un grand retard par rapport à l'état des connaissances sur les constituants minéraux. De nouvelles approches étaient donc nécessaires pour une identification de compartiments organiques "fonctionnels" des sols, et des sols tropicaux en particulier. Nous avons évoqué à ce sujet, dans une perspective historique (chapitre III), comment des voies de recherches nouvelles ont émergé à partir des années 1960 : approches biologiques de compartiments très actifs à renouvellement rapide et basées sur la quantification d'une biomasse microbienne et de ses métabolites, approches physiques inspirées de nombreux travaux précurseurs de chercheurs français, et dont est issue l'approche développée ici, enfin, plus récemment, approches totalement conceptuelles basées sur des modèles de dynamique de compartiments organiques définis par des vitesses de renouvellement :

2°) *le constat* que l'on peut qualifier de *naturaliste* que, d'une part, la plus grande partie des MO arrivant dans le sol sont sous forme de débris végétaux de tailles supérieures à 50 µm, et que d'autre part, de nombreuses propriétés des sols, à commencer par le stockage de la MO, sont fortement dépendantes des teneurs en éléments fins 0-20 µm. Ceci nous a conduit à choisir une approche granulométrique comme étape préalable de séparation des MO du sol, afin de bien caractériser : (i) un des compartiments d'entrée de la MO du sol, (ii) le rôle de la MO sur le compartiment minéral le plus réactif du sol ;

3°) *le constat méthodologique* (travaux des années 1965-75) qu'il était effectivement possible, en première approximation, de séparer, par simples tamisages dans l'eau, et sans utilisation de liqueurs denses organiques ou minérales ou de solvants de la MO, des fractions organiques à caractère figuré (débris végétaux) de fractions organiques à caractère colloïdal

(complexe organo-minéral). A partir de là, une approche granulométrique pour la caractérisation de la MO devenait donc possible.

B - LE CHOIX D'UNE MÉTHODE DE FRACTIONNEMENT - DE LA NOTION DE FRACTON À CELLE DE COMPARTIMENT

Sur la base de cette approche granulométrique, et compte-tenu de contraintes méthodologiques spécifiques à ce type de démarche - recherche d'un état satisfaisant de dispersion du sol sans altération et solubilisation des MO du sol -, la méthode de fractionnement utilisée, mettant en oeuvre des résines sodiques et des ultrasons, conduit à la séparation de trois grands types de fractions organiques ou organo-minérales :

- des fractions à caractère figuré végétal, de taille supérieure à 20 μm , dont l'état de décomposition augmente des fractions les plus grossières aux fractions les plus fines, ce qui s'exprime à travers les variations des rapports carbone/azote, fibres/contenus cellulaires, cellulose/lignine, xylose/mannose. Les rapports C/N moyens varient de 25 (200-2000 μm) à 15 (20-50 μm). Ces fractions peuvent représenter de 20 à 40 % de la MO totale ;
- un complexe organo-limoneux, de taille 2-20 μm , constitué d'un mélange de débris végétaux et fongiques, très décomposés, associés à des microagrégats organo-limono-argileux très stables, ayant résisté à l'étape de dispersion. Les rapports C/N moyens sont d'environ 15. Cette fraction représente de 20 à 30 % de la MO totale ;
- des fractions organo-argileuses, de tailles inférieures à 2 μm , constituées essentiellement de MO sous forme amorphe, qui sont associées, pour les argiles grossières, à des colonies bactériennes et parfois à quelques débris figurés, difficilement reconnaissables. Les rapports C/N moyens sont généralement inférieurs à 10. L'origine microbienne d'une partie de la MO de ces fractions est attestée, entre autres, par des rapports xylose/mannose très faibles. Ces fractions représentent de 30 à 60 % de la MO totale. Une partie (de 5 à 15 %) des MO amorphes associées aux argiles est extractible à l'eau chaude et présente aussi des rapports C/N et xylose/mannose très faibles.

Les composés humifiés du sol sont localisés, pour l'essentiel, dans les fractions inférieures à 20 μm .

L'étude de la dynamique réelle du carbone de ces fractions à l'aide du traceur ^{13}C en abondance naturelle montre que le temps de renouvellement du carbone décroît des fractions grossières (de 1000 à 20 μm) jusqu'aux fractions fines (< 20 μm). En 10 à 15 ans, et selon les situations, le taux de renouvellement du carbone des fractions grossières varie de 40 à 100 %, et celui des fractions fines de 20 à 30 %. Ces dernières valeurs sont loin d'être négligeables et indiquent qu'une fraction organique labile est associée aux fractions organo-argileuses. Sur la

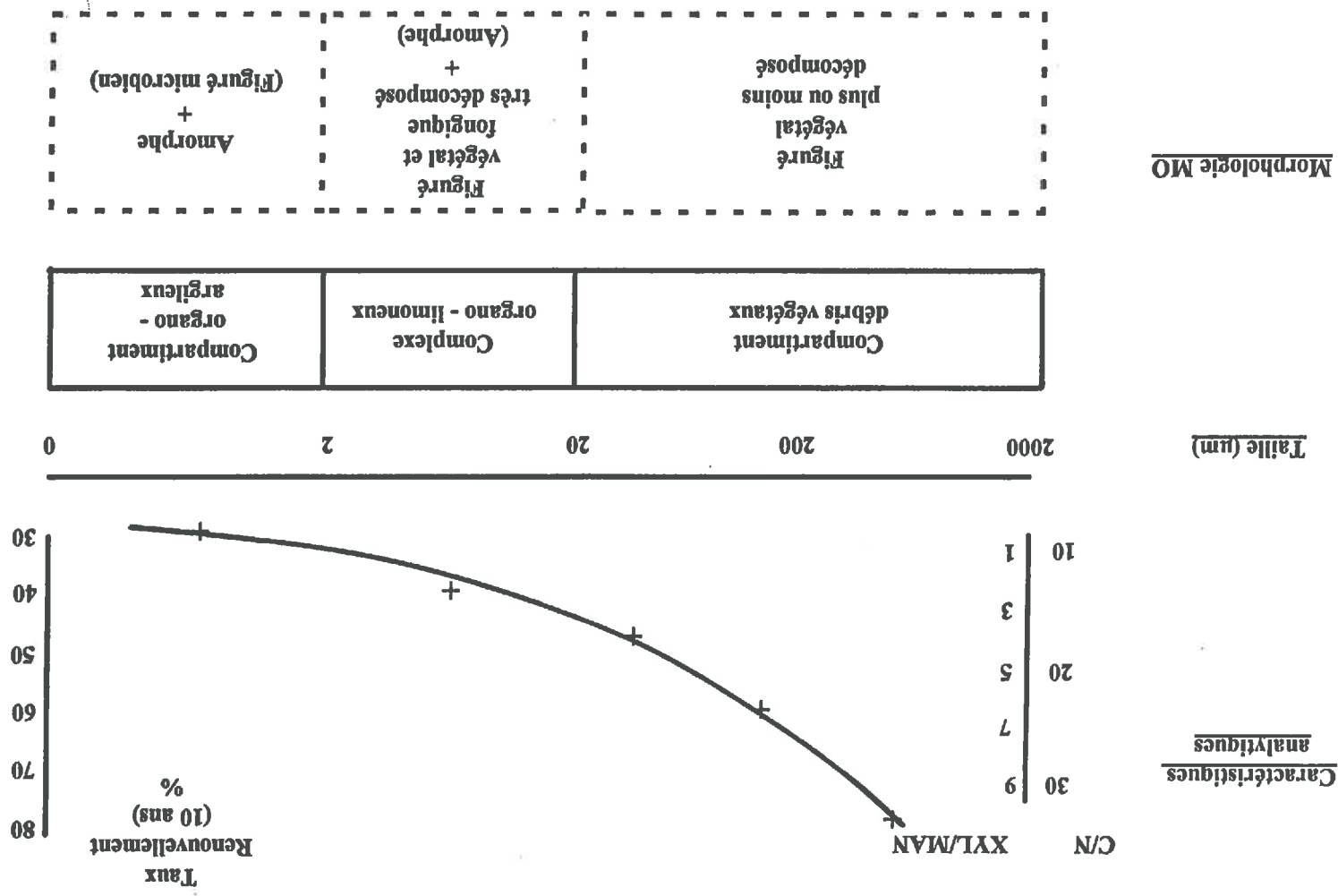


Fig. IX . 1 - Schéma simplifié des caractéristiques morphologiques, chimiques (C/N, XYI/MAN) et dynamiques (Taux Renouvellement en 10 ans) des compartiments organiques retenus.

base des résultats obtenus dans les études d'immobilisation microbienne de l'azote et de minéralisation du carbone et de l'azote des fractions < 2 µm, cette fraction labile pourrait être en partie formée de métabolites microbiens facilement extractibles à l'eau chaude (fraction EC 0-2).

Cet ensemble de résultats nous a incité à passer de la notion de "fraction", qui est strictement liée à un protocole technique, à celle de "compartiment", qui oppose des MO d'origine, de nature et de dynamique différentes, même si un certain continuum apparaît des fractions grossières aux fractions fines. On distingue ainsi (Figure IX.1) :

- un "compartiment débris végétaux" (> 20 µm), à renouvellement élevé, aux liaisons très fragiles avec les sables minéraux ;
- un "complexe organo-limoneux" (2-20 µm) à renouvellement moyen à faible, constitué d'un mélange de MO à caractère figuré, de particules minérales et de microagrégats organo-minéraux très stables. La dénomination de "complexe" révèle la difficulté de définir plus précisément ce compartiment ;
- un "compartiment organo-argileux" (< 2 µm) riche en MO amorphe et humifiée liée aussi intimement que fortement aux particules argileuses, et site d'accueil de métabolites microbiens . Le taux de renouvellement de l'ensemble du "compartiment organo-argileux" est moyen à faible, mais une fraction organique plus labile, d'origine microbienne et extractible à l'eau chaude, a été identifiée.

C'est donc une *approche intégrée* des constituants organiques et minéraux du sol qui est menée dans ce type de démarche prenant en compte, au niveau des particules élémentaires, l'intensité des associations organo-minérales.

II.- UNE APPROCHE INTÉGRÉE DES COMPARTIMENTS ORGANIQUES ET MINÉRAUX DES SOLS TROPICAUX À ARGILE 1:1

Cette approche intégrée des constituants organiques et minéraux du sol offre un certain nombre d'intérêts tant sur un plan méthodologique que conceptuel :

1 - sur un plan méthodologique.

Un seul type d'opération, à savoir des fractionnements granulométriques, donne accès, à la fois, à des compartiments organiques de nature différente et aux compartiments minéraux classiques : sables, limons, argiles. A partir d'une seule opération de fractionnement, ce sont donc aussi bien des bilans minéraux qu'organiques qui peuvent être atteints. La méthodologie, très simple à mettre en oeuvre, et peu altérante pour les constituants du sol, peut

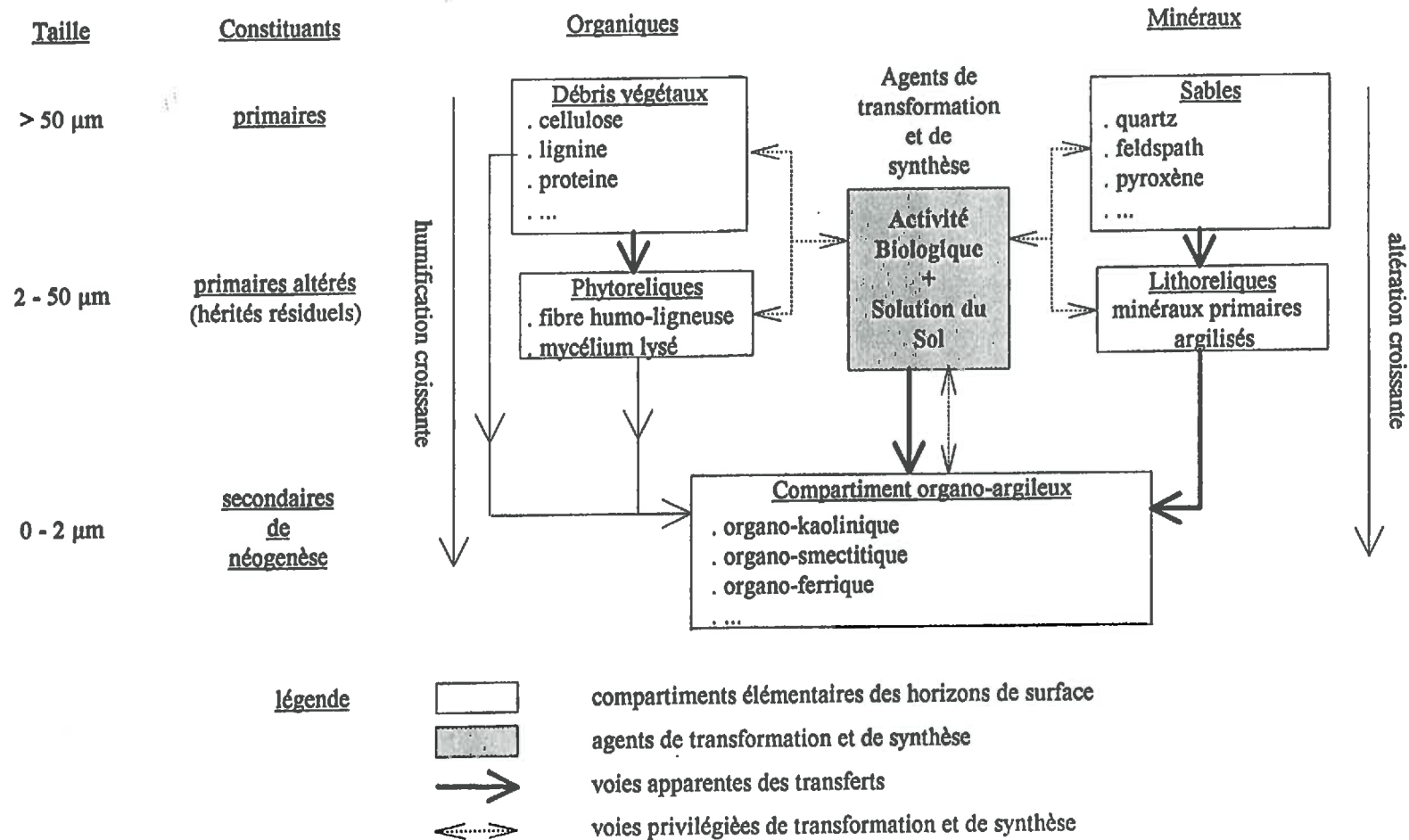


Fig . IX . 2 - Schéma général et simplifié des compartiments élémentaires organiques, minéraux et organo-minéraux des horizons de surface des sols.

être adaptée en routine dans de nombreux laboratoires des sols avec pratiquement les seuls moyens utilisés pour les analyses mécaniques. Elle peut être aussi modulée facilement selon les objectifs de l'étude, simplifiée en regroupant des fractions ou, au contraire, sophistiquée en introduisant, si nécessaire, des séparations supplémentaires.

En revanche, les limites d'une telle approche sont rencontrées lorsque les constituants minéraux présentent une réactivité très forte vis-à-vis de la MO à toutes les échelles granulométriques. C'est souvent le cas des sols à caractère andique dont les fractions sableuses sont très riches en minéraux amorphes (verres ou allophanes) fortement réactifs vis-à-vis des matières organiques humifiées. Dans ces conditions, même après dispersion, les fractions granulométriques de taille supérieure à 20 µm sont un mélange, difficile à séparer, de débris végétaux et de complexes organo-minéraux de la taille des sables : l'adéquation entre nature des MO et taille des fractions n'existe alors plus et la méthode granulométrique perd beaucoup de son intérêt.

2 - sur un plan conceptuel.

Pour les horizons de surface de sols à minéraux argileux cristallisés, sur la base des notions de constituants "primaires" et "secondaires", on peut intégrer, dans un même schéma général à caractère pédogénétique, les compartiments élémentaires organiques, minéraux et organo-minéraux décrits ci-dessus (Figure IX.2) :

- *les constituants "primaires"*. Ils sont retrouvés au niveau des fractions > 50 µm : sables pour les constituants minéraux, débris végétaux pour les constituants organiques. Dans les deux cas, les structures sont organisées : édifices cristallins dans le premier cas, polymères végétaux (cellulose, lignine, protéine) dans le second. En revanche, au niveau de la dynamique, ils s'opposent totalement. Le compartiment minéral est stable dans le premier cas, en particulier dans les sols tropicaux à argile 1:1 où dominant souvent les minéraux quartzeux ; le compartiment organique est labile, dans le second. Les liaisons directes entre ces constituants primaires organiques et minéraux, quand elles existent (cas des sols sableux), sont relativement faibles ;

- *les constituants "hérédés résiduels"*. Ce sont des minéraux primaires altérés (lithoreliques) pour la phase minérale, des débris végétaux et fongiques très décomposés (phytoreliques) et relativement enrichis en complexe humo-ligneux pour la phase organique. Dans les deux cas, les structures sont plus ou moins reconnaissables. C'est la "voie de l'altération / humification résiduelle". De telles particules sont retrouvées au niveau des fractions 2-50 µm (complexe organo-limoneux) et sont associées à des constituants de néogénèse soit sous forme de pseudo-limons pour les constituants minéraux, soit sous forme de microagrégats organiques pour les constituants organiques. La présence de constituants de néogénèse confère une grande stabilité

aux microagréats limoneux (cf. ci-dessous) et explique aussi probablement, en partie, la stabilité biologique relativement importante de cette fraction ;

• *les constituants "secondaires de néogénèse"*. Ils proviennent, sous l'action de l'eau et des activités biologiques, de l'"altération" des constituants primaires. Ils sont retrouvés essentiellement au niveau des fractions argileuses : phyllites et oxyhydroxydes cristallisés pour les constituants minéraux, matières humiques amorphes pour les constituants organiques. Il paraît difficile à l'heure actuelle de proposer une typologie simple des MO de néogénèse qui répondrait à celle utilisée pour les constituants minéraux (argile de type 1:1, 2:1, oxydes, etc.). En revanche, dans les deux cas, ces constituants sont caractérisés par de très fortes réactivités de surface, ce qui conduit à des liaisons organo-minérales très marquées et à des propriétés d'échange et de sorption dépendantes, à la fois, de la nature des constituants minéraux et des quantités de MO qui leur sont associées. Ces observations incitent, dans un schéma d'identification de compartiments élémentaires, à ne pas distinguer, pour les horizons de surface, deux compartiments organiques et minéraux secondaires séparés mais, au contraire, un seul compartiment organo-minéral colloïdal de néogénèse, autrement nommé "compartiment organo-argileux". Si les compositions minérale et organique de ce compartiment peuvent être étudiées séparément, ses fonctions devront être, en revanche, considérées au niveau de l'entité organo-minérale. Une typologie des *associations organo-argileuses naturelles* est nécessaire. Elle pourrait être établie sur une base minéralogique (compartiment organo-kaolinique, organo-smectitique, organo-ferritique etc.), modulée ensuite par une concentration en matière organique et d'autres paramètres tels que l'environnement ionique. De nombreuses recherches systématiques nous paraissent nécessaires pour élaborer une telle typologie fonctionnelle. Dans cet esprit, il nous semble que ce ne sont pas uniquement des critères de structure chimique qui devraient être pris en compte pour la caractérisation de la MO, mais aussi les modes d'organisation microstructurale, dépendant du minéral concerné, et pouvant conduire à l'identification de phases organiques définies par leur accessibilité à un réactif ou à un acteur biologique donné. Autrement dit, nous faisons l'hypothèse que le critère de MO physiquement protégée est tout aussi important que celui de la stabilisation chimique.

III.- UNE APPROCHE FONCTIONNELLE DES COMPARTIMENTS ORGANIQUES ET ORGANO-MINÉRAUX DES SOLS TROPICAUX À ARGILLE 1:1

A - DÉFINITION DU CARACTÈRE FONCTIONNEL D' UN COMPARTIMENT - REMARQUES PRÉALABLES

Dès l'introduction de ce travail, nous avons insisté sur la nécessité d'analyser le caractère fonctionnel de fractions, définies *a priori* par un protocole de laboratoire, pour juger *a posteriori* du choix judicieux de la démarche. Sur la base de caractérisations morphologiques et chimiques

associées à des études de dynamiques réelle et apparente de la MO (aux échelles pluri-annuelles) des différentes fractions granulométriques, il nous est apparu justifié de passer de la notion de "fractions empiriques de laboratoire" à celle de "compartiments organiques et organo-minéraux naturels du sol". Quelles sont les fonctions exercées par ces compartiments ? Quel est le niveau de spécificité de chaque compartiment vis-à-vis d'une fonction donnée ? Comment situer le caractère fonctionnel d'un compartiment par rapport à un mode de gestion des terres ? Et, *in fine*, le choix méthodologique initial sort-il conforté de cette aventure ?

Pour donner une base quantifiée à cette approche fonctionnelle, nous avons proposé la définition arbitraire suivante de la spécificité du caractère fonctionnel d'un compartiment vis-à-vis d'une propriété donnée :

"un caractère fonctionnel spécifique sera attribué à un compartiment organique donné, pour un sol donné, et vis-à-vis d'une propriété donnée, lorsque ce compartiment participera pour plus de 50 % à l'expression de cette propriété dans le sol total et/ou à plus de 50 % des variations maximales susceptibles d'être observées pour cette propriété sous l'effet de l'action anthropique. Dans ce dernier cas, l'échelle de temps considérée sera celle correspondant à l'obtention du nouvel état d'équilibre"

Le caractère fonctionnel de chaque compartiment organique a été étudié par rapport à trois types de fonctions :

- les fonctions de réserve d'éléments nutritifs : carbone, azote, phosphore total, bases non échangeables ;
- les fonctions biologiques : minéralisation du carbone, de l'azote et activité phosphatase, immobilisations microbienne et racinaire de l'azote-engrais ;
- les fonctions de sorption et/ou échange : capacité d'échange cationique, pouvoir fixateur du sol vis-à-vis de l'anion phosphate, sorption d'une molécule organique neutre, l'atrazine

Deux remarques préalables sont toutefois nécessaires avant d'aborder l'étude de ces différentes fonctions.

1°) Sur un plan méthodologique, il fallait s'assurer que la méthode de fractionnement du sol mise en jeu pour séparer les compartiments étudiés ne modifierait pas trop fortement les réactivités analysées. Nous avons effectivement pu montrer que ce n'était généralement pas le cas pour les sols à argile 1:1 étudiés, puisque le mode d'assemblage des particules dans les agrégats et micro-agrégats de taille supérieure à 2 µm ne semble avoir que peu d'effet sur les différentes fonctions analysées. Il n'est pas certain que ces observations soient généralisables à d'autres types

de sols, en particulier les vertisols, par suite de modes très différents d'organisation des constituants au sein des agrégats et micro-agrégats.

2°) La définition du caractère fonctionnel donnée ci-dessus implique de connaître d'une part, la participation d'un compartiment organique donné à la MO totale de l'horizon, d'autre part, sa dynamique selon le mode de gestion des terres. Nous rappelons brièvement les principaux résultats obtenus à ce sujet:

- Le niveau et les variations des stocks organiques des sols tropicaux étudiés dépendent essentiellement de la texture du sol et de son mode de gestion ;

- l'effet de la texture s'exprime aussi bien sur les sols sous végétation naturelle ou jachère de longue durée que sur les sols sous culture annuelle continue. Les teneurs en carbone du compartiment organo-argileux (mg C/g fraction 0-2 µm) étant relativement indépendantes de la texture, de la minéralogie et de la pluviosité, plus un sol sera argileux, plus la contribution du compartiment organo-argileux au stock organique total sera élevée. En corollaire, le compartiment "débris végétaux" du sol participera d'autant plus au stock organique total que le sol sera plus sableux ;

- l'effet du mode de gestion des sols a été étudié dans des contextes où il y a, soit diminution des stocks organiques - cas des successions "défrichement-culture" - soit augmentation des stocks organiques - cas des remises en jachères ou prairies après des cultures annuelles continues -, ou encore utilisation d'amendements organiques d'origine végétale ou animale. Dans tous les cas, les variations (diminutions ou augmentations) observées sont aussi fonction de la texture du sol. Pour les sols sableux, les variations sont dues d'abord au compartiment "débris végétaux", puis secondairement au complexe organo-limonieux. Pour les sols argileux, les variations sont dues en premier lieu au compartiment organo-argileux, puis secondairement aux deux autres compartiments pour la séquence "défrichement-culture" ou au compartiment "débris végétaux" pour les séquences "culture-jachère ou prairie". Pour les sols sablo-argileux, les trois compartiments contribuent de manière équilibrée aux variations observées.

En résumé, la texture joue donc un rôle majeur dans la dynamique apparente de la MO de ces sols.

B - CARACTÈRE FONCTIONNEL DE CHAQUE COMPARTIMENT

Des observations précédentes, il ressort, et il est effectivement constaté, qu'il est impossible d'attribuer un rôle fonctionnel à l'un ou l'autre des compartiments retenus sans prendre en compte, pour la collection de situations étudiées, la texture qui est le principal déterminant du niveau des

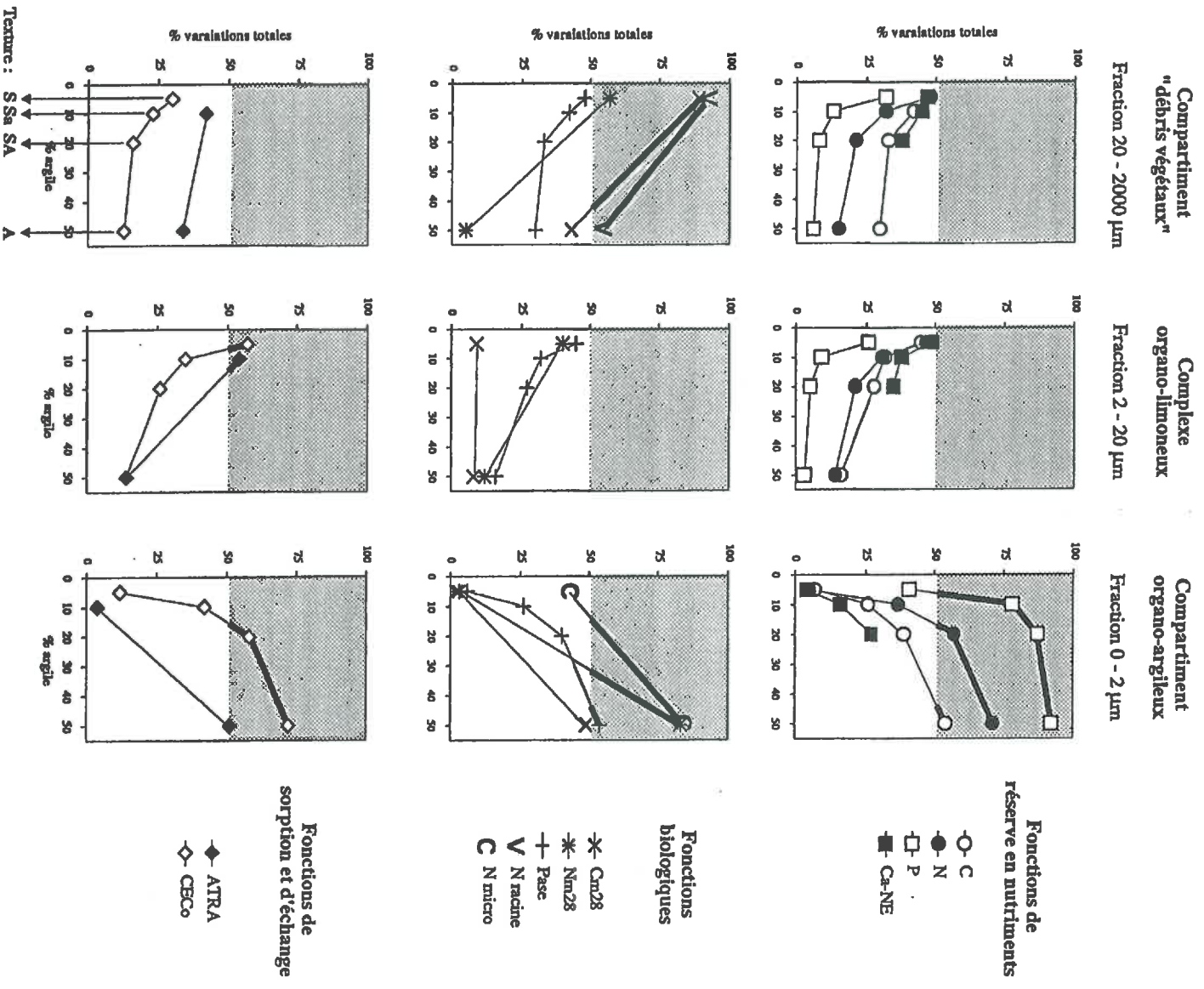


Fig VIII.6 - Fonctions spécifiques exercées par les différents compartiments organiques en fonction de la teneur en argile (% argile) du sol
On estimera qu'un compartiment exerce une fonction spécifique donnée pour une texture donnée (abscisse) lorsque les variations mesurées en % (ordonnée) sont supérieures à 50 (points et lignes dans la zone grisée)

stocks organiques de ces sols. Cette prise en compte conduit aux conclusions suivantes quant à la fonctionnalité de chaque compartiment (cf. Figure VIII.6.) :

- le *compartiment "débris végétaux"* peut être considéré comme fonctionnel essentiellement dans les sols sableux. Ce compartiment assure alors spécifiquement des fonctions de type biologique, relatives, en particulier, aux processus de minéralisation à court terme du carbone, de l'azote et du phosphore ;

- le *complexe organo-limoneux* peut être considéré comme fonctionnel essentiellement dans les sols sableux. Ce compartiment assure alors spécifiquement des fonctions relatives aux propriétés de surface des constituants organiques, capacité d'échange cationique et processus de sorption des molécules organiques neutres ;

- le *compartiment organo-argileux* peut être considéré comme fonctionnel vis-à-vis de nombreuses propriétés biogéochimiques des sols à argile 1:1 pour les sols sablo-argileux à argilleux lorsque leur teneur en argile est supérieure à 10 %. C'est le cas, en particulier, pour les réserves en azote et le cycle interne de minéralisation-immobilisation de cet élément.

Finalement, sous réserve de prendre en considération la texture du sol, l'approche granulométrique proposée dans ce travail pour les sols ferrugineux et ferrallitiques permet, dans un certain nombre de cas, d'associer une fonction biogéochimique donnée à un compartiment organique particulier. Il est toutefois clair que cette simple approche granulométrique reste encore largement insuffisante pour une analyse du caractère fonctionnel de la MO dans les sols. D'autres démarches de type chimique et biologique devront lui être associées au cours de recherches ultérieures.

IV.- UNE APPROCHE OPÉRATIONNELLE DANS DIVERS DOMAINES DE L'AGRONOMIE ET DE L'ENVIRONNEMENT

Malgré la réalité d'un continuum entre les différentes fractions organiques du sol, au moins deux sur trois des compartiments organiques retenus - le compartiment débris végétaux, d'une part, le compartiment organo-argileux, d'autre part - présentent, par rapport à diverses interrogations scientifiques, les caractéristiques suivantes :

- *ces deux compartiments sont explicatifs par eux-mêmes, car ils correspondent à des objets naturels*, l'un - les débris végétaux - se référant plutôt à la plante, l'autre - le compartiment organo-argileux - se référant plutôt au sol. Un certain nombre de recherches concernant le fonctionnement du système sol - plante, en milieu cultivé ou non, trouvera donc dans cette approche un premier cadre général pour situer un certain nombre de problèmes. Nous en avons vu quelques exemples tout au long de ce travail, à travers l'étude (i) du mode de gestion organique

des sols, (ii) de diverses fonctions du sol vis-à-vis de la plante : fonction de réserve d'éléments nutritifs, fonction de minéralisation-immobilisation, fonction de sorption et d'échange. Par ailleurs, tout un champ de recherche qui n'a pas été abordé ici, mais est étudié par ailleurs à l'ORSTOM, est celui des interactions bio-organo-minérales (activités rhizosphériques, fauniques et microbiennes) aux niveaux d'organisations supérieures des constituants du sol - agrégation et microagrégation :

• *ces deux compartiments sont caractérisés par des dynamiques très différentes* : un temps de renouvellement d'environ dix ans pour le compartiment "débris végétaux" et d'au moins 30 ans pour le compartiment organo-argileux. Toutefois, nous avons montré qu'au sein du compartiment organo-argileux, des MO solubles à l'eau chaude, formées en partie de métabolites microbiens, constituaient une fraction organique à dynamique plus rapide que le reste des MO de ce compartiment. Pour ces deux formes de MO (débris végétaux, MO soluble), on se situe dans les échelles de temps qui concernent les problématiques de la "gestion durable des terres". Il est certain que, dans la recherche d' "indicateurs de durabilité" pour les agrosystèmes tropicaux, l'indicateur "matière organique du sol" sera pris en considération (FELLER, 1994b) et ces quelques résultats illustrent déjà l'intérêt de l'approche granulométrique dans ce domaine. De même, l'identification de compartiments organiques des sols à dynamiques très différentes est aussi une nécessité pour valider les modèles globaux sur le cycle du carbone et mieux comprendre et prévoir le rôle du sol comme "puits" ou comme "source" de carbone en fonction du mode de gestion du milieu. Dans ces deux grands domaines scientifiques d'actualité - gestion durable des terres et changements globaux - l'approche granulométrique pour l'étude de la MO devrait être pertinente et devra être testée ;

• *ces deux compartiments sont caractérisés par des fonctions très différentes*. A titre d'exemple, si on considère les sols à texture grossière, le compartiment débris végétaux assure l'essentiel des fonctions biologiques, alors que le compartiment organo-argileux assure les fonctions de réserve à long terme de nutriments et les fonctions d'échange. Dans une thématique de recherche basée sur l'une ou l'autre de ces fonctions, on dispose là d'une approche méthodologique permettant d'accéder très simplement à l'un des compartiments majeurs recherchés.

En conclusion, l'approche granulométrique pour caractériser des "compartiments organiques fonctionnels" dans les sols tropicaux à argile 1:1 montre un certain nombre de limites, dues, en particulier, à l'existence d'un continuum des propriétés et des fonctions quand on passe des fractions grossières aux fractions les plus fines du sol ; elle apparaît toutefois prometteuse quand on la considère comme le premier maillon d'une séquence méthodologique incluant des caractérisations plus fines de nature physique, chimique et biologique. Les deux grands atouts que l'on peut retenir de cette approche sont : (i) au plan méthodologique, la

simplicité et la flexibilité des techniques mises en oeuvre, (ii) au plan scientifique, son caractère doublement intégrateur : d'une part, intégration dans une même démarche analytique des constituants organiques et minéraux du sol, et, d'autre part, intégration, à travers une simple technique, de problématiques scientifiques à l'interface sol-plante.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ACHARD F.K., 1786. Chemische untersuchung des torfs. *Crell's Chem. Ann.*, 2: 391-403.
- A.C.T.A., 1993. *Index Phytosanitaire*, 529 p.
- ADEPETU J.A. et COREY R.B., 1976. Organic phosphorus as a predictor of plant available phosphorus in soils of Southern Nigeria. *Soil Sci*, 122: 159-164.
- ALBRECHT W.A., 1938. Loss of soil organic matter and its restoration. *In* : "Soils and Men". USDA (ed.) Washington DC, 347-360.
- ALBRECHT A., BROSSARD M. et FELLER C., 1986. Etude de la matière organique des sols par fractionnement granulométrique. 2. Augmentation par une prairie à *Digitaria decumbens* du stock organique de vertisols cultivés en Martinique. *In* : C.R. 13ème Cong. Int. Sol, A.I.S.S., Hambourg, Vol. II, 214-215.
- ALBRECHT A., BROSSARD M., FELLER C. et PLENECASSAGNE A., 1985. Systèmes de culture et évolution des sols dans les agricultures caribéennes. Quelques exemples en Dominique, Haïti et Martinique. *In* : *Systèmes de production agricole caribéens et alternatives de développement*, C.R. Coll., 357-368.
- ALBRECHT A., BROSSARD M., CHOTTE J.L. et FELLER C., 1992a. Les stocks organiques des principaux sols cultivés de la Martinique (Petites Antilles). *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 27: 23-36.
- ALBRECHT A., RANGON L. et BARRET P., 1992b. Effets de la matière organique sur la stabilité structurale et la détachabilité d'un vertisol et d'un ferrisol (Martinique). *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 27: 121-133.
- AMATO M. et LADD J.N., 1980. Studies of nitrogen immobilization and mineralization in calcareous soils. V. Formation and distribution of isotope-labelled biomass during decomposition of ¹⁴C and ¹⁵N-labelled plant material. *Soil Biol. Biochem.*, 12: 405-411.
- AMATO M. et LADD J.N., 1992. Decomposition of ¹⁴C-labelled glucose and legume material in soils : properties influencing the accumulation of organic residue and microbial biomass C. *Soil Biol. Biochem.*, 24: 455-464.
- ANDERSON D.W. et PAUL E.A., 1984. Organo-mineral complexes and their study by radiocarbon dating. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48: 298-301.
- ANDERSON D.W., SAGGAR S., BETTANY J.R. et STEWART J.W.B., 1981. Particle size fractions and their use in the study of soil organic matter. I. The nature and distribution of forms of carbon, nitrogen and sulfur. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45: 767-772.

- 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*, 291D: 381-384.
- ANDREUX F. et CORREA A., 1981. Caractères généraux de la matière organique de sols eutrophes et mésotrophes affectés ou non par des migrations particulaires. *In*:: "Migrations organo-minérales dans les sols tempérés". Coll. Int. CNRS N° 303, Nancy, 1979, 329-339.
- ANDREUX F., PORTAL J.M., SCHIAVON M. et BERTIN G., 1992. The binding of atrazine and its dealkylated derivatives to humic-like polymers derived from catechol. *Sci. Tot. Environ*, 117/118: 207-217.
- ANGERS D.A. et MEHUVS G.R., 1990. Barley and alfalfa cropping effects on carbohydrate contents of a clay soil and its size fractions. *Soil Biol. Biochem*, 22: 285-288.
- ANGERS D.A. et N'DAYEGAMITSE S., 1991. Effects of manure application on carbon, nitrogen and carbohydrate contents of a silt loam and its particle-size fractions. *Biol. Fertil. Soils*, 11: 79-82.
- APPIAH M.R., 1975. Organic phosphorus and phosphatase activity in cocoa soils of Ghana. *J. Agric. Sci.*, 8: 45-50.
- ARINGHERI P. et SEQÜI P., 1979. The arrangement of organic matter in a soil crumb. *In*:: "Modification of soil structure". W.W. Emerson *et al.* (eds). Wiley and Sons, Chichester, Chap. 17, 145-150.
- ATLAS des Départements français d'Outre-Mer. 2. La Martinique, 1977. CNRS-IGN (Eds), Paris.
- ATLAS des Départements français d'Outre-Mer. 3. La Guadeloupe, 1982. CEGET-CNRS-IGN (Eds), Paris.
- AUBREVILLE A., 1957. Accord à Yangambi sur la nomenclature des types africains de végétation. *Bois et Forêts des Tropiques*, 51: 23-27.
- AYANABA A. et JENKINSON D.S., 1990. Decomposition of carbon-14 ryegrass and maize under tropical conditions. *Soil Sci.Soc.Am.J*, 54: 112-115.
- BABEL U., 1975. Micromorphology of soil organic matter. *In*:: "Soil components". F.J. Gieseking (ed.), Vol. I. "Organic Components". Springer Verlag, Berlin, 369-374.
- BACHELLER G., 1968. Contribution à l'étude de la minéralisation du carbone des sols. *Mém. ORSTOM* Paris, n° 30, 145 p.
- BACYE B., 1993. Influence des systèmes de culture sur l'évolution du statut organique et minéral des sols ferrugineux et hydromorphe de la zone soudano-sahélienne (provinces du Yatenga, Burkina Faso). Thèse Doct., Univ. Aix-Marseille III, 243 p.
- BAGNOIS F. et GAUSSEN H., 1957. Les climats biologiques et leur classification. *Ann. Geogr. Fr.*, 355: 193-220.
- BALABANE M. et BALESDENT J., 1992. Input of fertilizer-derived labelled N to soil organic matter during a growing season of maize in the field. *Soil Biol. Biochem*, 24: 89-96.

- BALDOCK J.A., KAY B.D. et SCHNITZER M., 1987. Influence of cropping treatments on the monosaccharide content of the hydrolysates of a soil and its aggregate fractions. *Can. J. Soil Sci.*, **67**: 489-499.
- BALESDENT J., 1991. Estimation du renouvellement du carbone des sols par mesure isotopique ^{13}C . Précision, risques de biais. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, **26**: 315-326.
- BALESDENT J., MARIOTTI A. et GUILLET B., 1987. Natural ^{13}C abundance as a tracer for soil organic matter dynamics studies. *Soil Biol. Biochem.*, **19**: 25-30.
- BALESDENT J., WAGNER G.H. et MARIOTTI A., 1988. Soil organic matter turnover in long-term field experiments as revealed by the carbon-13 natural abundance. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **52**: 118-124.
- BALESDENT J., MARIOTTI A., et BOISCONTIER, D., 1990. Effect of tillage on soil organic carbon mineralization estimated from ^{13}C abundance in maize fields. *J. Soil Sci.*, **41**: 587-596.
- BALESDENT J., PETRAUD J.P. et FELLER C., 1991. Effet des ultrasons sur la distribution granulométrique des matières organiques des sols. *Science du Sol*, **29**: 95-106.
- BARRET P., 1988. Effets du système de culture sur l'agrégation des horizons de surface de ferrisols (Martinique) : influence du stock organique. Mém. DEA Pédologie, Univ. Nancy I., Rapp. Mult., 50 p.
- BARRET P., CADET P., FELLER C. et ALBRECHT A., 1991. Le remodelage des terres à la Martinique. 2. Variabilité intraparcellaire du remodelage en relation avec la productivité végétale. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, **26**: 105-113.
- BARRIUSO E. 1985. Caractérisation des fractions organo-minérales et des constituants humiques d'un sol de pelouse subalpine. Thèse Doct. Univ., Univ. nancy I, 170 p. + Annexes.
- BARRIUSO E., ANDREUX F. et PORTAL J.M., 1985. Etude de la répartition des glucides associés aux constituants humiques dans un sol humière de montagne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **300**, sér. II: 827-830.
- BARRIUSO E., SCHIAVON M., ANDREUX F. et PORTAL J.M., 1991a. Localization of atrazine non-extractable (bound) residues in soil size-fractions. *Chemosphere*, **22**: 1131-1140.
- BARRIUSO E., ANDREUX F., SCHIAVON M. et PORTAL J.M., 1991b. Intérêts et limitations des méthodes de séparation des micropolluants organiques des sols. *Science du Sol*, **29**: 301-320.
- BARRIUSO E. et CALVET R., 1992. Soil type and herbicides adsorption. *Int. J. Environ. Anal. Chem.*, **46**: 117-128.
- BARRIUSO E., FELLER C., CALVET R. et CERRI C.C., 1992. Sorption of atrazine, terbutryn and 2,4-D herbicides in two Brazilian oxisols. *Geoderma*, **53**: 155-167.
- BEARE M.H., HENDRIX P.F. et COLEMAN D.C., 1994a. Water-stable aggregates and organic matter fractions in conventional and no-tillage soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **58**: 777-786.

- BEARE M.H., CABRERA M.L., HENDRIX P.F. and COLEMAN D.C., 1994b. Aggregate-protected and unprotected pools of organic matter in conventional and no-tillage soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58: 787-795.
- BENZING-PURDIE L., 1980. Organic matter and carbohydrate distribution in an orthic humic gleysol. *Soil Biol. Biochem.*, 12: 567-571.
- BERGER J.M., 1964. Profils culturaux dans le centre de la Côte d'Ivoire. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 1: 49-69.
- BERNHARD-REVERSAT F., 1975. Recherche sur les cycles biogéochimiques des éléments minéraux majeurs en milieu forestier subéquatorial (Côte-d'Ivoire). Thèse Doct. Sci. Nat., Univ. Paris Sud, ORSTOM Paris, 108 p.
- BERNHARD-REVERSAT F., 1981. Participation of light and organo-mineral fractions of soil organic matter in nitrogen mineralization in a sahelian savanna soil. *Zbl. Bakt. II Abt.*, 136: 281-290.
- BERNHARD-REVERSAT F., 1987. Litter incorporation to soil organic matter in natural and planted tree stands in Senegal. *Pedobiologia*, 30: 401-417.
- BERNHARD-REVERSAT F., 1988. Soil nitrogen mineralization under a Eucalyptus plantation and a natural Acacia forest in Senegal. *Forest Ecology and Management*, 23: 233-244.
- BERTRAND R., BOURGON G., ANGE A. et GREGOIRE C.M., 1984. Les paysages morphopédologiques du complexe sucrier de Borotou-Koro (Côte d'Ivoire). Caractéristiques et genèse. *L'Agronomie Tropicale*, 39: 107-119.
- BLONDEL D., 1971. Rôle de la matière organique libre dans la minéralisation en sol sableux ; relation avec l'alimentation azotée du mil. *L'Agron. Trop.*, 26: 1372-1377.
- BOISSEZON P. de, 1970. Etude du complexe absorbant des sols ferrallitiques forestiers de Côte d'Ivoire. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 8: 391-418.
- BOISSEZON P. de, 1973. Les matières organiques des sols ferrallitiques. In : "Les sols ferrallitiques", de Boissezon *et al.* (eds.), ORSTOM Paris, I.D.T. n° 21, T. IV, 9-66.
- BOISSEZON P. de, BELLIER G., BRION J.C., GAVINELLI E. et FARDoux J., 1991. Capacité d'échange cationique provenant de l'enfouissement de paille de luzerne dans le sol. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 26: 263-280.
- BOLLAG J.M., MYERS C.J. et MINNARD R.D., 1992. Biological and chemical interactions of pesticides with soil organic matter. *Sci. Tot. Environ.*, 123/124: 205-217.
- BONDE T.A., CHRISTENSEN B.T. et CERRI, C.C., 1992. Dynamics of soil organic matter as reflected by natural ¹³C abundance in particle size fractions of forested and cultivated oxisols. *Soil Biol. Biochem.*, 24: 275-277.
- BORCHERS J.G. et PERRY D.A., 1992. The influence of soil texture and aggregation on carbon and nitrogen dynamics in Southwest Oregon forests and clearcuts. *Can. J. Forest Res.*, 22: 298-305.

- BOULET R., FAUCK R., KALOGA B., LEPRUN J.C., VIEILLEFON J. et RIQUIER J., 1971. Carte pédologique à 1/5000 000 de l'Afrique de l'Ouest, avec notice. Atlas internat. ouest afric., Comm. Sci. Techn., Organisation de l'Unité africaine.
- BOUSQUET N., 1988. Devenir de différents apports azotés dans un système Vertisol-Maïs. Etudes en vases de végétation à l'aide de l'azote-15. Rapport Mult. de Stage CNEARC/ENSAT, ORSTOM-Martinique, 54 p. + Annexes.
- BOUYER S., 1958. Corrélation entre les résultats culturaux et les teneurs en phosphore dans le sol, dans le cas des sols ferrugineux tropicaux du Sénégal. In : C.R. 13ème Cong. Int. Sci. Sol, A.I.S.S., Hambourg, Vol. II, 244.
- BOYER J., 1982. Les sols ferrallitiques. T. X Facteurs de fertilité et utilisation. ORSTOM, I.D.T. n° 52, 384 p.
- BRASIL M.A., COMMISSÃO DE SOLOS, 1960. Levantamento de reconhecimento de solos do Estado de São Paulo. Bol. Técnico n° 12, Rio de Janeiro, 634 p.
- BREMNER J.M., 1965a. Inorganic forms of nitrogen; In : "Methods of soil analysis". C.A. Black (ed.). Amer. Soc. Agronomy, Madison, 1179-1237.
- BREMNER J.M., 1965b. Organic forms of nitrogen. In : "Methods of soil analysis". C.A. Black (ed.). Amer. Soc. Agronomy, Madison, 1238-1255.
- BREMNER J.M. et GENRICH D.A., 1990. Characterization of the sand, silt and clay fractions of some mollisols. In : "Soils colloids and their association in aggregates". M.F. De Boodt, M.H.B. Hayes et A. Herbilions (eds.), NATO ASI Series, Vol. 215, 598 p.
- BROSSARD M., BALESDENT J., FELLIER C., PLENECASSAGNE A. et TURENNE J.F., 1985. Etude de la matière organique des sols par fractionnement granulométrique. I. Décomposition au champ d'un compost enfoui dans plusieurs types de sols des Antilles. In : "Small Farm Systems in the Caribbean". Proc. 20th Caribbean Food Crops Society Meet., Sainte-Croix, U.S., Virgin Islands, 68-73.
- BROSSARD M., FARDEAU J.C., MONTEAU J.P. et LAURENT J.Y., 1988. Matière organique et mobilité du phosphore dans quelques types de sols. In : "Etude de la fertilité des sols dans les agricultures paysannes caribéennes. Effet des résistances organiques". Rapport Final, Projet CEE-TSDA 0178 F. Rapp. Mult. ORSTOM-Martinique, Chap. 5, 69-84.
- BROSSARD M., MENCH M., CLAIRON M. et LAURENT J.Y., 1991. Evolution à court terme des formes du phosphore d'un sol ferrallitique après apport d'une boue urbaine. Agronomie, 11: 699-706.
- BRUCKERT S., 1979. Séparation des complexes organo-minéraux et des matières organiques libres par tamisage dans l'eau. Application aux sols à complexes argilo-humiques flocculés. Ann. Univ. Besançon, 3ème sér. Biol. Vég., 20: 3-7.
- BRUCKERT S., ANDREUX F., CORREA A. et AMBOUTA J.M.K., 1978. Fractionnement des agrégats appliqué à l'analyse des complexes organo-minéraux des sols. In : C.R. 11ème Cong. Int. Sci. Sol, A.I.S.S., Edmonton, Canada.

- BRUCKERT S. et KILBERTUS G., 1980. Fractionnement et analyse des complexes organo-minéraux de sols bruns et de chernozems. *Plant and Soil*, 57: 271-295.
- BRUCKERT S. et CAIFFE M., 1983. Essai de séparation des principales fractions organiques des sols : bilan et caractérisation analytique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 297, sér. II: 627-630.
- BUOL S.W., SANCHEZ P.A., KIMBLE J.M. et WEED S.B., 1990. Predicted impact warming on soil properties and use. *In: "Impact of carbon dioxide and trace gases, and climate change on global agriculture"*, ASA Spec. Publ. N° 53, ASA-CSSSA-SSSA, Madison, 71-82.
- CADET P. et ALBRECHT A., 1992. Le remodelage des terres à la Martinique. 3. Effet sur le peuplement de nématodes parasites de la canne à sucre en relation avec la croissance végétale. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 27: 49-58.
- CALVET R., 1989. Adsorption of organic chemicals in soils. *Environ. Health Persp.*, 83: 145-177.
- CALVET R., TERCE M. et ARVIEU J.C., 1980. Adsorption des pesticides par les sols et leurs constituants. II. Les facteurs de l'adsorption. *Ann. Agron.*, 31: 125-162.
- CAMBARDELLA C.A. et ELLIOTT E.T., 1993. Methods for physical separation and characterization of soil organic matter fractions. *Geoderma*, 56: 449-457.
- CAMBARDELLA C.A. et ELLIOTT E.T., 1994. Carbon and nitrogen dynamics of soil organic matter fractions from cultivated grassland soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58: 123-130.
- CAMERON R.S. et POSNER A.M., 1979. Mineralizable organic nitrogen in soil fractionated according to particle-size. *J. Soil Sci.*, 30: 565-577.
- CASENAVE A. et VALENTIN C., 1989. Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. *ORSTOM Paris, sér. Didactiques*, 230 p. + Annexes.
- CASSAGRANDE D.J. et GIVEN P.H., 1980. Geochemistry of aminoacids in some Florida peat accumulations. II. Aminoacid distributions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44: 1493-1507.
- CASTELLANET C., GENTHON M. et ROUCOU J., 1989. L'agriculture paysanne dans le district sud-est de la Dominique. *In: "Agricultures caribéennes et Développement"*. Sacad (ed.), Pointe-à-Pitre, 2, 97-150.
- CATROUX G. et SCHNITZER M., 1987. Chemical, spectroscopic and biological characteristics of the organic matter in particle size fractions separated from an aquoll. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51: 1200-1207.
- CHE, 1988. Etude de la fertilité des sols dans les agricultures paysannes caribéennes. Effet des restitutions organiques. Rapport Final, Projet TSDA-0178 F. Rapp. Mult. ORSTOM-Martinique, 127 p. + Annexes.
- CERRI C.C., 1986. Dinamica de materia organica do solo no agrosistema cana-de-açúcar. Thèse Univ. São Paulo, ESALQ-USP Piracicaba, 197 p.
- CERRI C.C., FELLER C. et CHAUVEL A., 1991. Evolução das principais propriedades de um latossolo vermelho escuro após desmatamento e cultivo por 12 e 50 anos com cana-de-açúcar. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 26: 37-50.

- CERRI C.C., FELLER C., BALESDENT J., VICTORIA R. et PLENECASSAGNE A., 1985. Application du traçage isotopique naturel en ^{13}C à l'étude de la dynamique de la matière organique dans les sols. C.R. Acad. Sci. Paris, 300, sér. II: 423-428.
- CHARREAU C. et NICOU R., 1971. L'amélioration du profil cultural dans les sols sableux et sablo-argileux de la zone tropicale sèche ouest-africaine et ses incidences agronomiques. Bull. Agron., n° 23, IRAT Paris, 254 p.
- CHAUSSOD R., NICOLARDOT B., CATROUX G. et CHRETIEN J., 1986. Relations entre les caractéristiques physico-chimiques et microbiologiques de quelques sols cultivés. Science du Sol, 2: 213-226.
- CHAVANON M., 1987. Les exsudats racinaires de *Beta vulgaris* var. sacch. Analyse biochimique et rôle dans l'infection de la racine de betterave sucrière par *Polymyxa betae* Keshin, vecteur de la rhizomanie. Thèse Doct., I.N.P.L., 127 p.
- CHESHIRE M.V., 1979. Nature and origin of carbohydrates in soils. Academic Press, London, 216 p.
- CHESHIRE M.V., MUNDIE C.M. et SHEPHERD H., 1973. The origin of soil polysaccharide. Transformation of sugars during the decomposition in soil of plant material labelled with ^{14}C . J. Soil Sci., 24: 54-68.
- CHESHIRE M.V. et MUNDIE C.M., 1981. The distribution of labelled sugars in soil particle size fractions as a mean of distinguishing plant and microbial carbohydrate residues. J. Soil Sci., 32: 605-618.
- CHESHIRE M.V., CHRISTENSEN B.T. et SØRENSEN L.H., 1990. Labelled and native sugars in particle size fractions from soil incubated with ^{14}C straw for 6 to 18 years. J. Soil Sci., 41: 29-39.
- CHEVALIER P., 1988. Complexité hydrologique du petit bassin versant. Exemple en savane humide, Booro Borotou (Côte d'Ivoire). Ph. D. Univ. Montpellier, 329 p.
- CHEVIGNARD T., 1985. Etude en milieu tropical (Martinique) de la formation actuelle d'horizons humifères. Le cas des "sols remodelés". Thèse 3ème Cycle, Univ. Nancy I, 87 p.
- CHEVIGNARD T., FARDEAU J.C., DOULBEAU-PIASCO S., FELLER C., TURENNE J.F. et VALLERIE M., 1986. Effets du remodelage parcellaire sur la fixation des phosphates en divers types de sols des Antilles. Agronomie, 6: 149-156.
- CHEVIGNARD T., FELLER C., ANDREUX F. et QUANTIN P., 1987. Le "remodelage" des terres en Martinique. Modification des propriétés de "ferrisols" et d'andosols cultivés en canne à sucre. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., 23: 223-236.
- CHICHESTER F.W., 1969. Nitrogen in soil organo-mineral sedimentation fractions. Soil Sci., 107: 356-363.
- CHICHESTER F.W., 1970. Transformations of fertilizer nitrogen in soil. II. Total and ^{15}N -labelled nitrogen of soil organo-minéral sedimentation fractions. Plant and Soil, 33: 437-456.
- CHIOU C.T., LEE J.F. et BOYD S.A., 1990. The surface area of soil organic matter. Environ. Sci. Technol., 24: 1164-1166.

- CHOTTE J.L., 1988. Importance de l'activité rhizosphérique dans la dynamique de reconstitution du stock organique des sols (Vertisol, Martinique). Traçage isotopique ^{15}N . *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 24: 345-346.
- CHOTTE J.L., HETIER J.M., MARIOTTI A., LOURY J.L. et FELLER C., 1988. Bilans N-engrais et nutrition azotée du maïs pour quelques types de sols. Etude avec ^{15}N . *In* : "Etude de la fertilité des sols dans les agricultures paysannes caribéennes. Effet des restitutions organiques". Rapport final, Projet CEE -TSDA O178 F. Rapp. Mult. ORSTOM-Martinique, Chap. 8, 113-121.
- CHOTTE J.L., LOURI J., HETIER J.M., CASTELLANET C., GUIRAND E. de, CLAIRON M. et MAHIEU M., 1990. Effet de divers précédents culturaux sur l'utilisation de l'azote par un maïs. Apport d'urée ^{15}N sur quatre types de sols tropicaux (Petites Antilles). *L'Agron. Trop.*, 45: 67-74.
- CHOTTE J.L., JOCTEUR-MONROZIER L., VILLEMEN G. et ALBRECHT A., 1993. Soil microhabitats and the importance of the fractionation method. *In* : "Soil Organic Matter Dynamics and Sustainability of Tropical Agriculture". K. Mulongoy et R. Merckx (eds.), Wiley-Sayce Co Publ., 39-45.
- CHRISTENSEN B.T., 1985. Carbon and nitrogen in particle size fractions isolated from Danish arable soils by ultrasonic dispersion and gravity-sedimentation. *Acta Agric Scandinv*, 35: 175-187.
- CHRISTENSEN B.T. 1992. Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates. *In* : "Advances in Soil Science". Vol. 20. Springer-Verlag, New-York, 1-90.
- CHRISTENSEN B.T. et SØRENSEN L.H., 1986. Nitrogen in particle-size fractions of soils incubated for five years with ^{15}N -ammonium and ^{14}C -cellulose. *J. Soil Sci.*, 37: 241-247.
- CISSE L., 1986. Etude des effets d'apports de matière organique sur les bilans hydriques et minéraux et la production du mil et de l'arachide sur un sol sableux dégradé du Centre-Nord du Sénégal. Thèse Doct. Sci. Agron., IN.P.L. Nancy, 184 p.
- COLMET-DAAGE F. et LAGACHE P., 1965. Caractéristiques de quelques groupes de sols dérivés de roches volcaniques aux Antilles françaises. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 3: 91-121.
- COLMET-DAAGE F., GAUTHIEROU M., KIMPE C. de et FUSIL G., 1972. Dispersion et étude des fractions fines de sols à allophane des Antilles et d'Amérique latine. 1ère partie : la dispersion. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 10: 169-191.
- CORTEZ J., 1989. Effect of drying and rewetting on mineralization and distribution of bacterial constituents in soil fractions. *Biol. Fertil. Soils*, 7: 142-151.
- CORTEZ J. et HAMEED R., 1992. Mineralization of ^{15}N -labelled organic compounds adsorbed on soil size fractions : effect of successive wheat cropping. *Soil Biol. Biochem.*, 24: 113-119.
- C.P.C.S., 1967. Classification des sols. Travaux C.P.C.S. 1963-1967. Rapp. Mult., 96 p.

- CURL E.A. et TRUELOVE B., 1986. *The rhysosphere*. Springer-Verlag, Berlin, 288 p.
- CURTIN D., HUANG P. et ROSTAD H.P.W., 1987. Components and particle size distribution of soil titratable acidity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51: 332-336.
- DABIN B., 1961. Les facteurs de la fertilité des sols des régions tropicales en culture irriguée. *Bull. A.F.E.S.*, N° spéc., 108-130.
- DABIN B., 1967. Application des dosages automatiques à l'analyse des sols. 3ème Partie. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 5: 257-286.
- DABIN B., 1971. Etude d'une méthode d'extraction des matières humiques du sol. *Science du Sol*, 1: 47-63.
- DABIN B., 1980-1981. Les matières organiques dans les sols tropicaux normalement drainés. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 18: 197-215.
- DAVIES C.W., 1962. *Ion association*. Butterworths, London.
- DECAU J., 1968. Contribution à l'étude de l'influence des conditions du milieu sur la répartition de l'azote dans le sol. I. Principales formes d'azote obtenues par hydrolyse. *Ann. Agron.*, 19: 653-683.
- DEJOU J., 1989. La surface spécifique des argiles, sa mesure, relation avec la CEC et son importance en agronomie. *In* : "CEC et fertilisation des sols agricoles", C.R. Coll. A.F.E.S. Caen, 1987, 7-83.
- DELVAUX B., 1988. Constituants et propriétés de surface de sols dérivés de pyroclastes basaltiques du Cameroun occidental. *Approche génétique de leur fertilité*. Thèse Doct. Sci. Agro., Univ. Catholique de Louvain, 335 p. + Annexes.
- DESJARDINS T., 1991. Variations de la distribution de la matière organique (carbone total et ¹³C) dans les sols ferrallitiques du Brésil. Modifications consécutives à la déforestation et à la mise en culture en Amazonie orientale. Thèse Univ., Univ. Nancy I, 137 p. + Annexes.
- DESJARDINS T., ANDREUX F., VOLKOFF B. et CERRI C.C., 1994. Organic carbon and ¹³C contents in soils and soil size-fractions, and their changes due to deforestation and pasture installation in eastern Amazonia. *Geoderma*, 61: 19-25.
- DIENG M., 1965. Contribution à l'étude géologique du Continental Terminal du Sénégal. Rapport BRGM-Dakar, DAK 65-A27, 2t.
- DJEGUIN, 1992. Influence des systèmes de cultures sur le statut organique (particulièrement sur la dynamique de l'azote) des sols sur terres de barre du Sud-Benin. Thèse Doct., I.N.P.T. Toulouse, 191 p.
- DOMMERGUES Y., 1960. La notion de coefficient de minéralisation du carbone dans les sols. *L'Agron. Trop.*, 15: 54-60.
- DOMMERGUES Y., 1970. Les enzymes du sol. *In* : "Ecologie Microbienne du Sol". Y. Dommergues et F. Mangenot (eds.), Masson, Paris, 790 p.

- DORMAAR J.F., 1984. Monosaccharides in hydrolyzates of water-stable aggregates after 67 years of cropping to spring wheat as determined by capillary gas chromatography. *Can. J. Soil Sci.*, **64**: 647-656.
- DUBOIS M., GILLES K.A., HAMILTON J.K., REBERS P.A. et SMITH F., 1956. Colorimetric method for determination of sugar and related substances. *Anal. Chem.*, **28**: 350-356.
- DUCHAUFOR Ph., 1970. *Précis de Pédologie*. Masson, Paris.
- DUCHAUFOR Ph. et JACQUIN F., 1966. Nouvelles recherches sur l'extraction et le fractionnement des composés humiques. *Bull. ENSA, Nancy*, **8**: 3-24.
- DUFREY J.E. et DELVAUX B., 1989. Modeling potassium-calcium exchange isotherms in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **53**: 1297-1299.
- DUXBURY J.M., SMITH M. et DORAN J.W., 1989. Soil organic matter as a source and a sink of plant nutrients. *In* : "Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems". D.C. Coleman, J.M. Oades and G. Uehara (eds.), NITRAL Project, Hawai Univ., Chap. 2, 249 p.
- EDWARDS A.P. et BREMNER J.M., 1964. Use of sonic vibration for separation of soil particles. *Can. J. Soil Sci.*, **44**: 366.
- EDWARDS A.P. et BREMNER J.M., 1965. Dispersion of mineral colloids in soils using cation exchange resin. *Nature, London*, **205**: 208-209.
- EDWARDS A.P. et BREMNER J.M., 1967a. Dispersion of soil particles by sonic vibration. *J. Soil Sci.*, **18**: 47-63.
- EDWARDS A.P. et BREMNER J.M., 1967b. Microaggregates in soils. *J. Soil Sci.*, **18**: 64-73.
- EGOUMENIDES C., RISTERUCCI A. et MELEBOU K.E., 1987. Appréciation de la fertilité azotée des sols tropicaux : étude des fractions organiques de l'azote. *L'Agron. Trop.*, **42**: 85-93.
- EGOUMENIDES C., PIOMBO G., SERVAT D. et MARGER J.L., 1990. Etude des fractions granulométriques, des fractions organiques de l'azote et du rapport C/N dans un sol ferrallitique cultivé du Brésil. *L'Agron. Trop.*, **45**: 145-147.
- ELLIOTT E.T., 1986. Aggregate structure and carbon, nitrogen and phosphorus in native and cultivated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **50**: 627-633.
- ELLIOTT E.T. et CAMBARDELLA C.A., 1991. Physical separation of soil organic matter. *Agric. Ecosystems Environ.*, **34**: 407-419.
- ESCHENBRENNER V., 1988. Les glébules de Côte d'Ivoire. Nature et origine en milieu ferrallitique. Modalités de leur concentration. Rôle des termites. ORSTOM Paris, Coll. Travaux et Documents, n° 39, 282 p.
- FARDEAU J.C., 1981. Cinétiques de dilution isotopique et phosphore assimilable des sols. Thèse Doct. Etat, Univ. Paris VI, 198 p.
- FARDEAU J.C. et CONESSA A.P., 1994. Le Phosphore. *In* : "Pédologie. 2. Constituants et propriétés du sol". Masson, 2ème éd., Paris, 557-568.

- FAUCK R., 1971. Les sols rouges sur sables et sur grès d'Afrique Occidentale. Mém. ORSTOM n° 61, ORSTOM Paris, 257 p.
- FAUCK R., MOUREAUX C. et THOMANN C., 1969. Bilan de l'évolution des sols de Séfa (Casamance, Sénégal) après quinze années de culture continue. *L'Agron. Trop.*, 29: 1228-1248.
- FELBECK G.T., 1965. Structural chemistry of soil humic substances. *Adv. Agronomy*, 17: 327-368.
- FELLER C., 1974. Etude pédologique de la région de Panal (Sénégal Oriental). Rapp. Mult., ORSTOM -Dakar, 154 p. + Annexes.
- FELLER C., 1977. Evolution des sols de défriche récente dans la région des Terres Neuves (Sénégal Oriental). 2ème Partie : Aspects biologiques et caractéristiques de la matière organique. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 15: 291-302.
- FELLER C., 1979. Une méthode de fractionnement granulométrique de la matière organique des sols : application aux sols tropicaux, à textures grossières, très pauvres en humus. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 17: 339-346.
- FELLER C., 1981. Transformation de résidus de récolte marqués (paille ¹⁴C, ¹⁵N, compost ¹⁴C) et devenir de l'azote-engrais (urée ¹⁵N) dans un agrosystème tropical. Rapp. Mult., Antenne ORSTOM-Cadarache, 64 p. + Annexes.
- FELLER C., 1988. Effet de différents systèmes de culture sur les stocks organiques de sols argileux tropicaux des Petites Antilles. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 24: 341-343.
- FELLER C., 1993. Organic inputs, soil organic matter and functional soil organic compartments in low activity clay soils in tropical zones. *In* : "Soil organic matter dynamics and sustainability of tropical agriculture". K. Mulongoy et R. Merckx (eds.), J. Wiley-Sayce, Chichester, 77-88.
- FELLER C., 1995a. The concept of soil humus in the past three centuries. *Catena*, sous presse.
- FELLER C., 1995b - La matière organique du sol et la recherche d'indicateurs de la durabilité des systèmes de culture dans les régions tropicales semi-arides et subhumides d'Afrique de l'Ouest. CIRAD, Coll. "Colloque". Accepté pour publication.
- FELLER C. et MILLEVILLE P., 1977. Evolution des sols de défriche récente dans la région des Terres Neuves (Sénégal Oriental). Présentation de l'étude. *Cah. ORSTOM, sér. Biol.*, 12: 199-211.
- FELLER C., CHEVAL M. et GANTRY F., 1981. Décomposition et humification des résidus végétaux dans un agrosystème tropical. I. Influence d'une fertilisation azotée (urée) et d'un amendement organique (compost) sur la répartition du carbone et de l'azote dans différents compartiments d'un sol sableux. *L'Agron. Trop.*, 26: 9-17.
- FELLER C. et GANTRY F., 1982. Décomposition et humification des résidus végétaux dans un agrosystème tropical. III. Effet du compostage et de l'enfouissement de divers résidus de récolte sur la répartition de la matière organique dans différents compartiments d'un sol sableux. *L'Agron. Trop.*, 37: 262-269.
- FELLER C., GUIRAUD G. et GANTRY F., 1982. Soil organic matter and nitrogen interaction in a tropical agro-system. Study by size organic matter fractionation and isotope techniques. *In* :

Proc. Regional Coll. on Soil Organic Matter Studies. CENA-PROMOCET, Piracicaba (S.P.), Brésil, 185-192.

FELLER C., GUIRAUD G., HETTER J.M. et MAROL C., 1983a. Study by size fractionation of organic matter in a cultivated tropical soil fertilized with labelled crop residues ($^{14}\text{C}^{15}\text{N}$) and urea (^{15}N). *Intern. J. Trop. Agric.*, 1: 123-130.

FELLER C., BERNHARD-REVERSAT F., GARCIA J.L., PANTIER J.J., ROUSSOS S. et Van VLIET-LANOE B., 1983b. Etude de la matière organique de différentes fractions granulométriques d'un sol sableux tropical. Effet d'un amendement organique (compost). *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 20: 223-238.

FELLER C. et VALONY M.J., 1986. Utilisation des résidus de canne à sucre dans un agrosystème tropical : effet sur la nutrition minérale de la plante et sur le stock organique du sol. Etude avec ^{15}N . Rapport final Convention CORDEF N° C 71. Rapp. Mult., ORSTOM-Martinique, 18 p. + Annexes.

FELLER C., CHEVIGNARD T. et ANDREUX F., 1986. Etude de la matière organique des sols par fractionnement granulométrique. 3. Reconstitution de la matière organique de ferrisols tronqués en Martinique. In : C.R. 13ème Cong. Int. Sci. Sol, A.I.S.S., Hambourg, Vol. II, 286-287.

FELLER C., CHOPART J.L. et DANCETTE F., 1987. Effet de divers modes de restitution de pailles de mil sur le niveau et la nature du stock organique dans deux sols sableux tropicaux (Sénégal). *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 23: 237-252.

FELLER C., BURTTIN G., GERARD B. et BALESDENT J., 1991a. Utilisation des résines sodiques et des ultrasons dans le fractionnement granulométrique de la matière organique des sols. Intérêt et limites. *Science du Sol*, 29: 77-93.

FELLER C., FRITSCH E., POSS R. et VALENTIN C., 1991b. Effet de la texture sur le stockage et la dynamique des matières organiques dans quelques sols ferrugineux et ferrallitiques (Afrique de l'Ouest en particulier). *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 26: 25-36

FELLER C., FRANÇOIS C., VILLEMEN G., PORTAL J.M., TOUTAIN F. et MOREL J.L., 1991c. Nature des matières organiques associées aux fractions argileuses d'un sol ferrallitique. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 312, sér. II: 1491-1497.

FELLER C., CASABIANCA H. et CERRI C.C., 1991d. Renouvellement du carbone des fractions granulométriques d'un sol ferrallitique forestier (Brésil) mis en culture de canne à sucre. Etude par le ^{13}C en abondance naturelle. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 26: 365-369.

FELLER C., SCHOULLER E., THOMAS F., ROULLIER J. et HERBILLON A.J., 1992. N_2 -BET specific surface areas of some low activity clay soils and their relationships with secondary constituents and organic matter contents. *Soil Sci.*, 154: 293-299.

FELLER C., LAVELLE P., ALBRECHT A. et NICOLARDOT B., 1993. La jachère et le fractionnement des sols tropicaux. Rôle de l'activité biologique et des matières organiques. Quelques éléments de réflexion. In : "La jachère en Afrique de l'Ouest". C. Floret et G. Serpantié (eds), Collection Colloques et Séminaires, ORSTOM, Paris, 15-33.

- FELLER C. et BEARE M.H., 1994. Physical control of soil organic matter dynamics. Communication faite à "l'Atelier TSBF": 6-12 Février 1994, Nairobi, Kenya, Article en préparation.
- FELLER C., FROSSARD E. et BROSSARD M., 1994. Activité phosphatase de quelques sols tropicaux à argile 1:1. Répartition dans les fractions granulométriques. *Can J. Soil Sci.*, 74: 121-129.
- FELLER C., ALBRECHT A. et TESSIER D., 1995a. Aggregation and organic carbon storage in kaolinitic and smectitic tropical soils. *In* : "Advances in Soil Science". Vol. 2. Springer-Verlag, New-York. Accepté pour publication.
- FELLER C., PETERSCHMITT E., LO.CASCIO B., ROULLIER J., POSS R. et HERBILLON A.J., 1995b. Relationships between non exchangeable cations and organic matter for selected low activity clay soils of West Africa and South India. En préparation.
- FIELDS M. et PERROT K.W., 1966. The nature of allophane in soils. Part 3. Rapid field and laboratory test for allophane. *N. Z. J. Sci.*, 9: 623-629.
- FINCH P., HAYES M.H.B. et STACEY M., 1971. The biochemistry of soil polysaccharides. *In* : "Soil Biochemistry". A.F. Mc Laren and J. Skujins (eds.), Marcel Dekker Inc., New York, Vol. II, Chap. 9, 257-320.
- FINNELL H.H., 1933. Raw organic matter accumulations under various systems of culture. *Okla. Agr. Exp. Sta. Bull.*, 216: 1-12.
- FITZSIMMONS R.F., POSNER A.M. et QUIRK J.P., 1970. Electron microscopic and kinetic study of the flocculation of calcium montmorillonite. *Israel J. Chem.*, 8: 301-314
- FLAIG W., BEUTELSPACHER H. et RIETZ E., 1975. Chemical composition and physical properties of humic substances. *In* : "Soil Components". F.J. Gieseking. Vol. I. Organic Components. Springer Verlag, Berlin, 1-212.
- FOLSOM B.L., WAGNER G.H. et SCRIVNER C.L., 1974. Comparison of soil carbohydrates in several prairie and forest soils by gas-liquid chromatography. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 38: 305-309.
- FONTAINE S., 1988. Propriétés de surface et constituants de sols volcaniques de la Martinique : relation avec la dynamique du potassium en culture bananière. Mémoire Univ. Catholique de Louvain, 97 p.
- FORD G.W., GREENLAND D.J. et OADES J.M., 1969. Separation of the light fraction soils by ultrasonic dispersion in halogenated hydrocarbons containing a surfactant. *J. Soil Sci.*, 20: 291-296.
- FOX R.L. et KAMPRATH E.J., 1970. Phosphate sorption isotherms for evaluating the phosphate requirements of soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 34: 902-907.
- FRANÇOIS C., 1988. Devenir à court terme de différentes formes d'azote (urée, végétaux et sol) dans un ferrisol (Martinique). Caractérisation de N-organique par fractionnement granulométrique. Etude avec ¹⁵N. Thèse Doct., Univ. Nancy I, 135 p. + Annexes.

- FRANÇOIS C., FELLER C., GUIRAUD G., LOURY J. et BOUDOT J.P., 1991. Immobilization of nitrogen from urea and plant residues in a ferrallitic soil. Study by size-fractionation. *Biol. Fertil. Soils*, 12: 182-188.
- FRENEY J.R. et MILLER R.J., 1970. Investigation of the clay mineral protection theory for non-hydrolyzable nitrogen in soil. *J. Sci. Food Agric*, 21: 57-61.
- FRITSCH E., 1986. Les transformations d'un paysage cuirassé au Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire sur formations gneisso-migmatitiques. Séminaire Régional sur les Latérites. Coll. Colloques et Séminaires, ORSTOM, Douala, 59-76.
- 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. Pedol*, 22: 361-395.
- FRITSCH E., HERBILLON A.J., JEANROY E., PILLON P. et BARRES O., 1989. Variations minéralogiques et structurales accompagnant le passage "sols rouges-sols jaunes" dans un bassin versant caractéristique de la zone de contact forêt-savane de l'Afrique Occidentale (Booro-Borotou, Côte d'Ivoire). *Sci. Géol. Bull.*, 42: 65-89.
- FRITSCH E., VALENTIN C., MOREL P. et LEBLOND P., 1990. Structure et fonctionnement hydro pédologique d'un bassin versant de savane humide. La couverture pédologique : interactions avec les roches, le modelé et les formes de dégradation superficielles. In : "Structure et fonctionnement hydro pédologique d'un petit bassin versant de savane humide". Equipe HYPERBAV. ORSTOM Paris, "Etudes et Thèses", 32-57.
- FROSSARD E., TRUONG B. et JACQUIN F., 1986. Influence de l'apport de composés organiques sur l'adsorption et la désorption des ions phosphates en sol ferrallitique. *Agronomie*, 6: 503-508.
- FROSSARD E., FELLER C., TESSEN H., STEWART J.W.B., FARDEAU J.C. et MOREL J.L., 1993. Can an isotopic method allow for the determination of the phosphate-fixing capacity of soils ? *Comm. Soil Sci. Pl. Anal*, 23: 367-377.
- GAIN E., 1918. *Précis de chimie agricole*. J.B. Baillière Lib., Paris, 510 p.
- GALLEZ A., JUO A.S.R. et HERBILLON A.J., 1976. Surface and charge characteristics of selected soils in the tropics. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40: 601-608.
- GANTRY F., 1977. Etude en microlysimètres de la décomposition de plusieurs types de résidus de récolte dans un sol tropical sableux. *L'Agron. Trop*, 32: 51-65.
- GANTRY F., 1990. Application de la méthode isotopique à l'étude des bilans azotés en zone tropicale sèche. Thèse Doct. Sci. Nat., Univ. Nancy I, 355 p.
- GANTRY F., GUIRAUD G. et DOMMERGUES Y., 1978. Effect of straw incorporation on the yield and nitrogen balance in the sandy soil-pearl millet cropping system of Senegal. *Plant and Soil*, 50: 647-662.
- GANTRY F. et GUIRAUD G., 1979. Mode d'application du fumier et bilan azoté dans un système mil-sableux du Sénégal. Etude au moyen de ¹⁵N. In : C.R. Coll. Int. sur l'Emploi des isotopes des rayonnements dans la recherche en phytopédologie. Colombo. IAEA/SM 235/16, 313-331.

- GASPARIN Cie de, 1843. Cours d'agriculture. Tome 1, Maison Rustique, Paris, 732 p.
- GODEFROY J., 1974. Evolution de la matière organique du sol sous culture du bananier et de l'ananas. Relation avec la structure et la capacité d'échange cationique. Thèse Univ., Univ. Nancy 1, 166 p.
- GODEFROY J. et JACQUIN F., 1975. Influence de la végétation sur l'humification en sol ferrallitique. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 13: 279-298.
- GOODMAN L.A., 1960. On the exact variance of products. *J. Am. Stat. Assoc.*, 55: 708-713.
- GOTOH S., ARARAGI M., KOGA H. et ONO S., 1986. Hydrolysable organic forms of nitrogen in some rice soil profiles as affected by organic matter application. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 32: 535-550.
- GREEN R.E. et KARICKHOFF S.W., 1990. Sorption estimates for modeling. *In* : "Pesticides in Soil Environment". H.H. Cheng (ed.), SSA Book Series N° 1, SSA Madison, 79-101.
- GREENLAND D.J. et FORD G.W., 1964. Separation of partially humified organic materials from soils by ultrasonic dispersion. *In* : *Trans. 8ème Cong. Int. Sci. Sol*, A.I.S.S., 3, 137-148.
- GREENLAND D.J. et OADES J.M., 1975. Saccharides. A. Saccharides added to the soil. *In* : "Soil Components". J.E. Gieseking (ed.), Vol. 1. Organic components. Springer Verlag, Berlin, Chap. 2, 213-261.
- GREENLAND D.J., WILD A. et ADAMS D., 1992. Organic matter dynamics in soils of the tropics; From myth to complex reality. *In* : "Myths and Science of Soils of the Tropics", SSSA Spec. Publ. N° 29, SSSA-ASA Publ., Madison, 17-33.
- GREGORICH E.G., KACHANOSKI R.G. et VORONEY R.P., 1988. Ultrasonic dispersion of organic matter in size fractions. *Can. J. Soil Sci.*, 68: 395-403.
- GREGORICH E.G., KACHANOSKI R.G. et VORONEY R.P., 1989. Carbon mineralization in soil size fractions after various amounts of aggregate disruption. *J. Soil Sci.*, 40: 649-659.
- GREGORICH E.G., VORONEY R.P. et KACHANOSKI R.G., 1991. Turnover of carbon through the microbial biomass in soils with different textures. *Soil Biol. Biochem.*, 23: 799-805.
- GUICKERT A., BREISCH H. et REISINGER O., 1975. Interface sol-racine. I. Etude au microscope électronique des relations mucigel-argile-microorganismes. *Soil Biol. Biochem.*, 7: 241-250.
- GURAN E. de et SMOLKOWSKI B., 1988. L'agriculture paysanne dans la région sud-ouest de Sainte-Lucie. *In* : "Agricultures caribéennes et Développement", Sacad (ed.), Pointe-à-Pitre, 1: 53-149.
- GURAN E. de et CASTELLANET C., 1993. Systèmes de culture et pratiques de la jachère dans les agricultures paysannes caribéennes. Le cas des "Iles au vent". *Coll. "Colloques et Séminaires"*, ORSTOM, sous presse.
- GURAUD G., 1984. Contribution du marquage isotopique à l'évaluation des transferts d'azote entre les compartiments organiques et minéraux dans les systèmes sol-plante. Thèse Doct. Etat, Univ. Paris VI, 336 p.

- GUIRAUD G. et FARDEAU J.C., 1977. Dosage par la méthode Kjeldahl des nitrates contenus dans les sols et les végétaux. *Ann. Agron.*, 28: 329-333.
- GUIRAUD G., GANRY F. et LLIMOUS G., 1980a. Etude au moyen de ^{15}N de l'influence de l'enfouissement répété de compost de paille de mil sur la disponibilité de l'azote d'un sol sableux tropical. *L'Agron. Trop.*, 35: 215-219.
- GUIRAUD G., GANRY F. et LLIMOUS G., 1980b. Action de différents résidus de récolte en sol sableux tropical. Estimation au moyen de ^{15}N . *L'Agron. Trop.*, 35: 220-224.
- GUPTA U.C., SOWDEN F.J. et STOBBE P.C., 1963. The characterization of carbohydrate constituents from different soil profiles. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 27: 380-382.
- GUPTA U.C. et SOWDEN F.J., 1964. Isolation and characterization of cellulose from soil organic matter. *Soil Sci.*, 97: 328-333.
- GUPTA V.V.S.R. et GERMIDA J.J., 1988. Distribution of microbial biomass and its activity in different soil aggregate size classes as affected by cultivation. *Soil Biol. Biochem.*, 20: 777-786.
- HAMAKER J.W. et THOMPSON J.M., 1972. Adsorption. In : "Organic Chemicals in the Soil Environment". C.A.J. Goring et J.W. Hamaker (eds.), Marcel Dekker, New York, Vol. 1, 49-143.
- HANRION C., MERCKY P. et CHAUVEL A., 1971. Projet pilote des Terres Neuves. Etude pédologique du périmètre sud-Koumpentoum. *Rapp. Mult.*, ORSTOM Dakar, 75 p.
- HARRIS K.L., 1941. Foreign matter in corn meal. *Cereal. Chem.*, 18: 655-661.
- HASSETT J.J., BANWART W.L. et GRIFFIN R.A., 1983. Correlation of compound properties with sorption characteristics of non-polar compounds by soils and sediments : concepts and limitations. In : "Environment and Solid Wastes". C.W. Francis et S.I. Auerbach (eds.), Butterworths, Boston, 161-178.
- HASSINK J., 1992. Effects of soil texture and structure on carbon and nitrogen mineralization in grassland soils. *Biol. Fert. Soils*, 14: 126-134.
- HAWORTH R.D., 1970. The chemical nature of humic acid. *Soil Sci.*, 111: 71-79.
- HAYES M.H.B., 1970. Adsorption of triazine herbicides on soil organic matter, including a short review on soil organic matter chemistry. *Residues Rev.*, 32: 131-174.
- HELLMAN M.D., CARTER D.L. et GONZALEZ C.L., 1965. The ethylen glycol monoethyl-ether (EGME) technique for determining soil surface area. *Soil Sci.*, 100: 403-413.
- HENIN S. et TURCL L., 1950. Essais de fractionnement des matières organiques du sol. In : C.R. 4ème *Cong. Int. Sci. Sol*, A.I.S.S., Paris, 1, 152-154.
- HENIN S., GRAS F. et MONNIER G., 1969. Le profil cultural. Masson, Paris, 2ème éd., 332 p.

- HERBILLON A.J., 1989. Chemical estimation of weatherable minerals present in the diagnostic horizons of low activity clay soils. *In* : "Proc. 8th Int. Soil Classification Workshop", Rio de Janeiro, 39-48.
- HETTER J.M., ANDREUX F., SCHOULLER E. et MAROL C., 1986. Organic matter inputs to soil after growth of Carbon-14 Nitrogen-15 labelled maize. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50: 76-80.
- HINGSTON F.J., POSNER A.M. et QUIRK J.P., 1972. Anion adsorption by goethite and gibbsite. I. The rôle of the proton in determining adsorption envelopes. *J. Soil Sci.*, 23: 177-192.
- HOLFORD I.C.R., WEDDERBURN R.W.M. et MATTINGLY G.E.G., 1974. A Langmuir two surface equation as a model for phosphate adsorption by soils. *J. Soil Sci.*, 25: 242-255.
- HUANG P.M., GROVER R. et MCKERCHER R.B., 1984. Components and particle size fractions involved in atrazine adsorption by soils. *Soil Sci.*, 138: 20-24.
- HYPERBAV Equipe, 1990. *Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide*. Coll. ORSTOM Etudes et Thèses, ORSTOM Paris, 307 p.
- I.R.C.T., 1984. *Rapport annuel d'expérimentation au Nord-Togo*.
- JANEL P., JOCTEUR MONROZIER L. et TOUTAIN F., 1979. Caractérisation de l'azote des litières et des sols par hydrolyse acide. *Soil Biol. Biochem.*, 11: 141-146.
- JEANROY E., 1974. Analyse totale par spectrométrie d'absorption atomique des roches, sols, minerais, ciments, après fusion au métaborate de strontium. *Analusis*, 2: 703-712.
- JEANROY E., 1983. *Diagnostic des formes du fer dans les pédogénèses tempérées. Evaluation par les réactifs d'extraction et apports de la spectrométrie Mössbauer*. Thèse Doct., Univ. Nancy I, 168 p. + Annexes.
- JENKINSON D.S., 1966. Studies on the decomposition of plant material in soil. II. Partial sterilization of soil and the soil biomass. *J. Soil Sci.*, 17: 280-302.
- JENKINSON D.S. et AVANABA A., 1977. Decomposition of carbon-14 labelled plant material under tropical conditions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41: 912-915.
- JENNY H., 1941. *Factors of soil formation. A system of quantitative pedology*. McGraw Hill Book Co., New-York, 281 p.
- JENNY H., BINGHAM F. et PADILLA-SARAVIA B., 1948. Nitrogen and organic matter contents of equatorial soils of Columbia, South America. *Soil Sci.*, 66: 173-186.
- JOCTEUR MONROZIER L., 1984. *Nature et évolution de l'azote organique dans les sols et les sédiments marins récents*. Thèse Doct. Etat, Univ. Nancy I, 176 p. + Annexes.
- JOCTEUR MONROZIER L. et ANDREUX F., 1981. L'azote organique des sols. Exemples de quantification des formes protéiques et des combinaisons complexes. *Science du Sol*, 3: 219-242.
- JONES M.J., 1973. The organic matter content of the savanna soils of West-Africa. *J. Soil Sci.*, 24: 42-53.

- JUNK G.A. et SVEC H.J., 1958. Nitrogen isotope abundance measurements. *US Atomic Energy Comm*, ISC 1138.
- JUO A.S.R. et FOX R.L., 1977. Phosphate sorption characteristics of some bench-mark soils of West Africa. *Soil Sci*, 124: 370-376.
- KAISER E.A., MUELLER T., JOERGENSEN R.G., INSAM H. et HEINEMEYER O., 1992. Evaluation of methods to estimate the soil microbial biomass and the relationships with soil texture and organic matter. *Soil Biol. Biochem*, 24: 675-683.
- KANAZAWA S., 1979. Studies on the plant debris in rice paddy soils. 1. Morphological observation and numbers of microbes in fractionated plough layer of paddy soils. *Soil Sci. Plant Nutr*, 25: 59-69.
- KANG B.T., WILSON G.F., SIPKENS L., 1981. Alley cropping maize (*Zea mays* L.) and leucaena (*Leucaena leucocephala* Lam) in southern Nigeria. *Plant and Soil*, 63: 165-179.
- KEENEY D.R. et BREMNER J.M., 1966. Characterization of mineralizable nitrogen in soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc*, 30: 714-719.
- KÖGEL-KNABNER I., HATCHER P.G. et ZECH W., 1991. Chemical structural studies of forest soil humic acids : aromatic carbon fraction. *Soil Sci. Soc. Am. J*, 55: 241-247.
- KONONOVA M.M., 1960. *Soil organic matter, its nature, its role in soil formation and in soil fertility*. Pergamon Press, 505 p.
- KOSKINEN W.C. et HARPER S.S., 1990. The retention process : mechanisms. *In* : "Pesticides in the Soil Environment". H.H. Cheng (ed.), SSSA Book Series n° 2, SSSA, Madison, 51-77.
- KOWALENKO C.G. et ROSS G.J., 1980. Studies on the dynamics of "recently" clay-fixed NH_4^+ using ^{15}N . *Can. J. Soil Sci*, 60: 61-70.
- LADD J.N., 1985. Soil enzymes. *In* : "Soil organic matter and biological activity". D. Vaughan and R.E. Malcolm (eds.) Nijhoff and Junk Publ, Chap. 5, 175-221.
- LADD J.N., PARSONS J.W. et AMATO M., 1977. Studies of nitrogen immobilization and mineralization in calcareous soils. I. Distribution of immobilized nitrogen amongst soil fractions of different particle size and density. *Soil Biol. Biochem*, 9: 309-318.
- LAIRD A.D., YEN P.Y., KOSKINEN W.C., STEINHEIMER T.R. et DOWDY R.H., 1994. Sorption of atrazine on soil clay components. *Environ Sci. Technol*, 28: 1054-1061.
- LARACH J.O.I., CARDOSO A., CARVALHO A.P. de, HOCHMÜLLER D.P., FASOLO P.J. et RAUEN J., 1984. Levantamento de reconhecimento dos solos de Estado do Paraná. T.1. EMBRAPA-SNICS Boletim Técnico, 57.
- LAUDELOUT H., 1990. La jachère forestière sous les tropiques humides. Rapport Mult. Univ. Catholique de Louvain-C.R.F., Chimay, 84 p.
- LAUDELOUT H., MEYER J. et PEETERS A., 1960. Les relations quantitatives entre la teneur en matières organiques du sol et le climat. *Agricultura (Louvain)*, 8: 103-140.

- LAVELLE P.; 1983. The soil fauna of tropical savannas. I. The community structure. II. The earthworms. *In* : "Tropical Savannas". F. Bourière (ed.), Elsevier Publ., Amsterdam, 471-504.
- LAVELLE P. et MARTIN A., 1992. Small-scale and large scale effects of endogeic earthworms on soil organic matter dynamics in soils of the humid tropics. *Soil Biol. Biochem.*, 24: 1491-1498.
- LE BUANEK B., 1972. Dix ans de culture motorisée sur un bassin-versant du Centre de Côte d'Ivoire. *Agron. Trop.*, 27: 1191-1211.
- LEHNINGER A.L., 1982. *Principles of Biochemistry*. Worth Publications, 1011 p.
- LEIN Z.Y., 1940. The forms of combination of humus with the mineral part of the soil. *Pochvovedeniye*, 10: 41-57.
- LEFRUN J.C., 1971. Nouvelles observations sur les formations dunaires sableuses du Ferlo-Nord-Occidental (Sénégal). *Bull. ASEQUA*, 31: 69-78.
- LOPEZ-HERNANDEZ D., FARDEAU J.C., NINO H., NINNIPIERI P. et CHACON P., 1989. Phosphorus accumulation in savannah termite mound in Venezuela. *J. Soil Sci.*, 40: 635-640.
- LOWE L.E. et HINDS A.A., 1983. The mineralization of nitrogen and sulphur from particle size separates of gleysoic soils. *Can. J. Soil Sci.*, 63: 761-766.
- MAILLARD L.C., 1913. *Genèse des matières protéiques et des matières humiques*. Masson, Paris, 423 p.
- MALCOLM R.L., 1990. Variations between humic substances isolated from soils, streams waters, and groundwaters as revealed by ¹³C-NMR spectroscopy. *In* : "Humic Substances in Soil and Crop Sciences", P. Mc Carthy, C.E. Clapp, R.L. Malcolm et P.R. Bloom (eds.), ASA-SSSA Madison, USA, Chap. 2, 13-35.
- MARTIN A.F., 1829. *Traité théorique et pratique des amendements et des engrais*. Rousselon Libr. Ed., Paris, 576 p.
- MARTIN A., 1992. Short-term and long-term effect of the endogeic earthworm *Milnesium anomala* (Onodes Megascolecidae, Oligochaeta) of a tropical savanna, on soil organic matter. *Biol. Fert. Soils*, 11: 234-238.
- MARTIN A., MARIOTTI A., BALESDENT J., LAVELLE P. et VUATToux R., 1990. Estimate of organic matter turnover rate in a savanna soil by ¹³C natural abundance measurements. *Soil Biol. Biochem.*, 22: 517-523.
- MCCALLIA T.M., DULLEY F.L. et GOODING T.H., 1943. A method for measuring the plant residue fragments of the soil. *Soil Sci.*, 55: 159-165.
- MCGILL W.B., SHEELDS J.A. et PAUL E.A., 1975. Relation between carbon and nitrogen turnover in soil organic fractions of microbial origin. *Soil Biol. Biochem.*, 7: 57-63.
- MCGILL W.B. et PAUL E.A., 1976. Fractionation of soil and ¹⁵N nitrogen to separate the organic and clay interactions of immobilized N. *Can. J. Soil Sci.*, 56: 203-212.

- MCKEAGUE J.A., 1971. Organic matter in particle-size and specific gravity fractions of some Ah horizons. *Can. J. Soil Sci.*, 51: 499-505.
- MENCH M., 1985. Influence des exsudats racinaires solubles sur la dynamique des métaux dans la rhizosphère du maïs (*Zea mays* L.). Thèse Doct., I.N.P.L. Nancy, 109 p.
- MILLER R.H., NICHOLAIDES J.J., SANCHEZ P.A. et BANDY D.E., 1982. Soil organic matter considerations in agricultural systems of the humid tropics. *In* : Proc. Regional Coll. on Soil Organic Matter Studies. CENA-PROMOCET, Piracicaba, Brésil, 105-110.
- MITJA D., 1990. Influence de la culture itinérante sur la végétation d'une savane humide de Côte d'Ivoire. Thèse Doct., Univ. Paris VI, 371 p.
- MITJA D. et VALENTIN C., 1990. La couverture végétale : interactions avec la couverture pédologique et les réorganisations superficielles. *In* : "Structure et Fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide". Equipe HYPERBAV, ORSTOM Paris, 69-90.
- MONNIER G., TURC L. et JEANSON-LUUSINANG C., 1962. Une méthode de fractionnement densimétrique par centrifugation des matières organiques du sol. *Ann. Agron.*, 13: 55-63.
- MOREAU R., 1983. Evolution des sols sous différents modes de mise en culture en Côte d'Ivoire forestière et préforestière. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 20: 311-325.
- MOREL R. et QUANTIN P., 1972. Observations sur l'évolution à long terme de la fertilité des sols cultivés à Grimari (République Centrafricaine). *L'Agron. Trop.*, 27: 667-739.
- MOREL J.L., MENCH M. et GUCKERT A., 1986. Measurement of Pb^{2+} , Cu^{2+} , Cd^{2+} , binding with mucilage exudates from maize (*Zea mays* L.) roots. *Biol. Fertil. Soils*, 2: 29-34.
- MOREL J.L. et PLENCHETTE C., 1994. Is the isotopically exchangeable phosphate of a loamy soil the plant available P ? *Plant and Soil*, 158: 287-294.
- MOUREAUX C. et BOCCQUEL G., 1973. Microbiologie des sols ferrallitiques. *In* : "Les sols ferrallitiques". de Boissezon et al. (eds.), ORSTOM Paris, I.D.T. n° 21, T. IV, 67-106.
- MURAYAMA S., 1977. Saccharides in some Japanese paddy soils. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 23: 479-489.
- MURAYAMA S., 1980. The monosaccharide composition of polysaccharides in andosols. *J. Soil Sci.*, 31: 481-490.
- MURAYAMA S., 1984a. Changes in the monosaccharide composition during the decomposition of straws under field conditions. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 30: 367-381.
- MURAYAMA S., 1984b. Decomposition kinetics of straw saccharides and synthesis of microbial saccharides under field conditions. *J. Soil Sci.*, 35: 231-242.
- MURAYAMA S., 1988. Microbial synthesis of saccharides in soils incubated with ^{13}C -labelled glucose. *Soil Biol. Biochem.*, 20: 193-199.

- MURAYAMA S., CHESHIRE M.V., MUNDIE C.M., SPARLING P. et SHEPHERD H., 1979. Comparison of the contribution to soil organic matter fractions, particularly carbohydrates, made by plant residues and microbial products. *J. Sci. Food Agric.*, 30: 1025-1034.
- NGAKANOU D., 1987. Etude des propriétés de charge de sols ferrallitiques riches en halloysite et caractérisation de leurs fractions argileuses. Mémo. DEA, Rapp. Mult., CPB-CNRS Nancy, 32 p.
- NICHOLLS P.H., 1988. Factors influencing entry of pesticides into soil water. *Pest. Sci.*, 22: 123-137.
- NICOLARDOT B., 1988. Evolution du niveau de biomasse microbienne du sol au cours d'une incubation de longue durée : relations avec la minéralisation du carbone et de l'azote organique. *Rev. Ecol. Biol. Sol*, 25: 287-304.
- NICOLARDOT B., GUIRAUD G. et CHAUSSOD R., 1983. Décomposition dans un sol de corps microbiens marqués à l'azote-15. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 297, sér. III: 51-56.
- NYE P.H. et GREENLAND D.J., 1960. The soil under shifting cultivation. Commonwealth. Bur. Soils (Harpenden), Techn. Comm. N° 51, Bucks, England, 156 p.
- OLLAT C. et COMBEAU A., 1960. Méthode de détermination de la capacité d'échange et du pH d'un sol. Relation entre le complexe absorbant et le pH. *Sols Africains*, 5: 343-380.
- O.M.A. of A.O.A.C., 1975. Crude fiber (17). Official final action. In : "Official methods of analysis of the Association of Official Agricultural Chemists". 12th edit., AOAC Publ, N° 17, p. 138.
- PARFITT R.L., 1978. Anion adsorption by soils and soil materials. *Adv. Agron.*, 30: 1-50.
- PARFITT R.L., HUME L.J. et SPARLING G.P., 1989. Loss of availability of phosphate in New Zealand soils. *J. Soil Sci.*, 40: 371-382.
- PARTON W.J., SCHIMMEL D.S., COLE C.V. et OJIMA D.S., 1987. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51: 1173-1179.
- PARTON W.J., SANFORD R.L., SANCHEZ P.A. et STEWART J.W.B., 1989. Modeling soil organic matter dynamics in tropical soils. In : "Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems". D.C. Coleman, J.M. Oades et G. Uehara (eds.), NIFTAL Project, Univ. Hawaii. Chap. 6, 153-171.
- PAUL E.A. et MCGILL W.B., 1977. Turnover of microbial biomass plant residues and soil humic constituents under field conditions. In : "Soil Organic Matter Studies", IAEA, Vienne, Vol. 1, 149-157.
- PAYAPEREZ A.B., CORTES A., SALA M.N. et LARSEN B., 1992. Organic matter fractions controlling the sorption of atrazine in sandy soils. *Chemosphere*, 25: 887-898.
- PEDRO G., 1987. Géochimie, minéralogie et organisation des sols. Aspects coordonnés des problèmes pédogénétiques. *Calh. ORSTOM, sér. Pédol.*, 23: 169-186.
- PELLOUX P., DABIN B., FILLIMAN G. et GOMEZ P., 1971. Méthodes de détermination des cations échangeables et de la capacité d'échange dans les sols. ORSTOM Paris, I.D.T. n° 17, 17 p.

- PELTIER R. et EYOOG-MATTIG O., 1988. Les essais d'agroforesterie au Nord-Cameroun. Bois et Forêts des Tropiques, 217: 3-31.
- PENNMANN H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. London, A 193: 120-146.
- PERNET R., 1954. Evolution des sols de Madagascar sous l'influence de la végétation. Mém. Inst. Sci. Madagascar, sér. D, 6: 202-408.
- PERRAUD A., 1971. La matière organique des sols forestiers de la Côte d'Ivoire. Thèse Doct. d'Etat, Univ. Nancy, 87 p.
- PETERSCHMITT E., 1991. Les couvertures ferrallitiques des Ghats occidentaux (Inde du Sud) : caractères généraux sur l'escarpement et dégradation par hydromorphie sur le revers. Thèse Univ., Univ. Nancy I, 165 p.
- PICHOT J., 1975. Le rôle de la matière organique dans la fertilité des sols. L'Agron. Trop., 30: 170-175.
- PICHOT J., ALZAHAWE F. et CHABALIER P.F., 1977. Evolution de la fertilité d'un sol ferrallitique de Côte d'Ivoire après la mise en culture. Effet des apports d'engrais azoté et du compost. In : "Soil Organic Matter Studies", IAEA Vienne, Vol. I, 83-96.
- PICHOT J., SEDOGO M.P., POULAIN J.F. et ARRIVETS J., 1981. Evolution de la fertilité d'un sol ferrugineux tropical sous l'influence de fumures minérales et organiques. Agron. Trop., 36: 122-133.
- PIERI C., 1979. Etude de la composition de la solution d'un sol sableux cultivé du Sénégal, à l'aide de capteurs en céramique poreuse. Agron. Trop., 34: 9-22.
- PIERI C., 1989. Fertilité des terres de savanes. Ministère de la Coopération-CIRAD (eds.), Paris, 444 p.
- POONIA S.R. et NIEDERBUDE E.A., 1990. Exchange equilibria of potassium in soils. V. Effect of natural organic matter on K-Ca exchange. Geoderma, 47: 233-242.
- POSNER A.M., THENG B.K.G. et WAKE J.R.H., 1968. The extraction of soil organic matter in relation to humification. In : Trans. 9ème Cong. Int. Sci. Sol, A.I.S.S., Vol. III, 153-162.
- POSS R., 1991. Transferts de l'eau et des éléments minéraux dans les terres de barre du Togo. Conséquences agronomiques. Thèse Doct, Univ. Paris VI, 335 p.
- POSS R., FORGET A. et SARAGONI H., 1984. Quelques propriétés physiques et hydrodynamiques des Terres de Barre : étude des sols de la Station Agronomique de Davié. I.D.T., ORSTOM, Lomé.
- POSS R., SARAGONI H. et IMBERNON J., 1988. Bilan hydrique simulé du maïs au Togo méridional. L'Agron. Trop., 43: 18-29.
- POLWSON D.S., 1980. The effects of grinding on microbial and non-microbial organic matter in soil. J. Soil Sci., 31: 77-85. 1980

- QUANTIN P., 1982. Les andosols. Rapp. Mult., DEA Pédologie Paris, ORSTOM Bondy, 25 p.
- QUANTIN P., BALESDENT J., BOULEAU A., DELAUNE M. et FELLER C., 1991. Premiers stades d'altération de ponces volcaniques en climat tropical humide (Montagne Pelée, la Martinique). *Geoderma*, 50: 125-148.
- QUIRK J.P., 1979. Some physico-chemical aspects of soil structural stability. A review. In : "Modification of soil structure". W.W. Emerson *et al.* (eds.). Wiley and Sons, Chichester, Chap. 17, 3-16.
- RAO M.R., 1994. Agroforestry for sustainable soil management in humid and subhumid tropical Africa. Comm. à l'atelier IBSRAM sur "Strategies for the management of upland soils of humid and subhumid tropical Africa", 6-9 avril 1994, Abidjan, côte d'Ivoire. Sous presse.
- RABOT C., 1984. Vingt années de successions de cultures dans la moitié sud du Sénégal. Impacts écologiques. Mém. DEA Ecologie Tropicale, Univ. Montpellier, 38 p. + Annexes.
- RICHARD L. et DJOULET B., 1985. La fertilité des sols et son évolution. Zone cotonnière du Tchad. IRCT Paris, 49 p.
- RITTENBERG D., 1948. The preparation of gas sample for mass spectrographic isotope analysis. In : "Preparation and measurement of isotopic tracers". D.W. Wilson, A.D.C. Nier, P.S. Rieman et I.W. Edwards (eds.), Ann Arbor, Michigan, Publ., 31-42.
- ROBINSON J.B.D., 1967. Soil particle size fractions and nitrogen mineralization. *J. Soil Sci.*, 18: 109-117.
- ROCHE P., GRIERE L., BABRE D., CALBA H. et FALLAVIER P., 1980. Le phosphore dans les sols intertropicaux : appréciation des niveaux de carences et des besoins en phosphore. IMPHOS, Publ. Scient. N° 2, 48 p.
- ROOSE E., 1977. Erosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest. T.D. ORSTOM n° 78, ORSTOM Paris, 108 p.
- ROOSE E., 1979. Dynamique actuelle d'un sol ferrallitique gravillonnaire issu du granite sous culture et sous une savane arbustive soudanienne du nord de la Côte-d'Ivoire (Korhogo : 1967-1975). *Ch. ORSTOM, sér. Pédol.*, 17: 81-118.
- ROOSE E., 1980/1981. Dynamique actuelle d'un sol ferrallitique très désaturé sur sédiments sableux argileux sous culture et sous forêt dense humide subéquatoriale du sud de la Côte-d'Ivoire. Adiopodoumé 1967-1976. 2ème Partie : les transferts de matière. *Ch. ORSTOM, sér. Pédol.*, 18: 3-28.
- ROOSE E., 1994. Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES). FAO, Bull. Pédol. n° 70, Rome, ? p.
- ROSS P.J. et MARTIN A.E., 1970. A rapid procedure for preparing gas samples for ^{15}N determination. *Analyst*, 95: 817-822.
- ROULLIER J., BURTON G., et SOUCHIER B., 1972. La dispersion des sols dans l'analyse granulométrique. Méthode utilisant les résines échangeuses d'ions. *Bull. E.N.S.A.I.A. Nancy*, 14: 193-205.

- R.P.F., 1990. Référentiel Pédologique Français. 3ème Proposition. Rapp. Mult. INRA-AFES. AFES-Plaisir, 279 p.
- SALCEDO I.H., BERTINO F. et SAMPAIO E.V.S.B., 1990. Reactivity of phosphorus in northeastern brazilian soils assessed by isotopic dilution. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55: 140-145.
- SANCHEZ P.A., 1976. *Properties and management of soils in the tropics*. J. Wiley et Sons, New-York, 618 p.
- SANCHEZ P.A. et MILLER R.H., 1986. Organic matter and soil fertility management in acid soils of the tropics. *In* : *Trans. 13ème Cong. Int. Sci. Sol*, 6, 609-625.
- SAUERBECK D. et FÜHR F., 1968. Alkali extraction and fractionation of labelled plant material before and after decomposition. A contribution to the technical problems in humification studies. *In* : "Isotopes and Radiation in Soil Organic Matter Studies". IAEA Vienne, 3-11.
- SCHACHTSCHABEL P., 1940. Untersuchung über die Sorption der tonmineralien und organischen Bodenkolloide und die Bestimmung des Anteils dieser Kolloide and der Sorption in Boden. *Kolloide-Beihette* 51: 199-276.
- SCHLOESING T., 1874. Etude sur la terre végétale. *Ann. Chim. Phys.* 5ème sér., T.2., 514-542.
- SCHNITZER M., 1978. Humic substances : chemistry and reactions. *In* : "Soil Organic Matter". Developments in Soil Science, Vol. 1, Elsevier Press, Oxford.
- SCHNITZER M. et IVARSON K.C., 1982. Different forms of nitrogen in particle size fractions separated from two soils. *Plant and Soil*, 69: 383-389.
- SCHULZE D.G., 1988. Separation and concentration of iron containing phases. *In* : "Iron in soils and clay minerals". J.W. Stucki, B.A. Goodman et U. Schwertmann (eds.), NATO Publ., Sér. C. Vol. 2/77, Chap. 4, 110.
- SCHWERTMANN U., 1988. Some properties of soils and synthetic iron oxides. *In* : "Iron in soils and clay minerals". J.W. Stucki et al. (eds.). D. Reidel Pub. Co., 203-250.
- SEBILLOTTE M., 1976. *La jachère. Eléments pour une théorie*. Texte Conférence Centenaire I.N.A., Juillet 1976. Rapp. Mult., 26 p.
- SEDOGO M.P., 1981. *Contribution à la valorisation des résidus culturaux en sol ferrugineux et sous climat tropical semi-aride (matière organique du sol et nutrition azotée des cultures)*. Thèse Doct. Ing. Sciences Agronomiques, I.N.P.L. Nancy, 198 p.
- SEMENT G., 1983. *La fertilité des systèmes culturaux à base de cotonnier en Côte d'Ivoire. Neuf années d'expérimentation et d'observations multilocales (1973-1982)*. Coton, Fibres Trop., Sér. Documents, Etudes et Synthèses, 4, 40 p.
- SEQUI P. et ARINGHIERI P., 1977. Destruction of organic matter by hydrogen peroxide in the presence of pyrophosphate and its effect on soil specific surface area. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41: 340-342.
- SHIVELY S.B. et WEAVER J.E., 1939. Amount of underground plant materials in different grassland climates. *Nebr. Conserv. Bull.*, 21: 1-68.

- SIBAND P., 1974. Evolution des caractères et de la fertilité d'un sol rouge de Casamance. *L'Agron. Trop.*, 29: 1228-1248.
- SILVA J.A. et BREMNER J.N., 1966. Determination and isotope-ratio analysis of different forms of nitrogen in soils. 5. Fixed ammonium. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 30: 587-594.
- SKJEMSTAD J.O., LE FEUVRE R.P. et PREBBLE R.E., 1990. Turnover of soil organic matter under pasture as determined by ^{13}C natural abundance. *Aust. J. Soil Res.*, 28: 267-276.
- SMITH B.N. et EPSTEIN S., 1971. Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios for higher plants. *Plant Physiol.*, 47: 380-384.
- SOLLINS P., SPYCHER G. et GLASSMAN C.A., 1984. Net nitrogen mineralization from light and heavy-fraction forest soil organic matter. *Soil Biol. Biochem.*, 16: 31-37.
- SONDAG F., FELLER C. et DELCAMBRE L., 1990. Etude de la sélectivité d'échange K-Ca dans divers sols tropicaux. Effet de la matière organique. Rapp. mult. ORSTOM, Bondy, "Journées de Laboratoire".
- SØRENSEN L.H., 1972. Stabilization of newly formed amino-acid metabolites in soil by clay minerals. *Soil Sci.*, 114: 5-11.
- SPYCHER G. et YOUNG J.L., 1977. Density fractionation of water-dispersible soil organic-mineral particles. *Soil Sci. Plant Anal.*, 8: 37-48.
- SSC-ORSTOM (sans date). Méthodes d'analyses utilisées au laboratoire de physique des sols. SSC-ORSTOM Bondy, Rapp. Mult., 30 p.
- STANFORD G., 1982. Assessment of soil nitrogen availability. In : "Nitrogen in agricultural soils". F.J. Stevenson *et al.* (eds.). *Agronomy* 22, ASA Inc. madison, 651-688.
- STEPHENS D., 1969. The effects of fertilizers, manure and trace elements in continuous cropping rotations in Southern and Western Uganda. *East Afric. Agric. For. J.*, 34: 401-417.
- STEVENSON F.J., 1982. *Humus Chemistry. Genesis, Composition, Reactions.* Chap. 3 : Organic forms of soil nitrogen. J. Wiley and Sons, 55-93.
- STEWART B.A., JOHNSON D.D. et PORTER L.K., 1963. Availability of fertilizer nitrogen immobilized during decomposition of straw. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 27: 656-659.
- SÜSSER P. et SCHWERTMANN U., 1983. Iron oxide mineralogy of ochreous deposits in drain pipes and ditches. *Zeitsch. Kulturtechnik Flurbereinigung*, 24: 386-395.
- SUZUKI M. et KUMADA K., 1976. Mineralization of physically fractionated rotten plant residues under upland conditions. *Soil Sci. Pl. Nutr.*, 22: 373-385.
- SWINCER G.D., OADES J.M. et GREENLAND D.J., 1968. Studies on soil polysaccharides. II. The composition and properties of polysaccharides in soils under pasture and under a fallow-wheat rotation. *Aust. J. Soil Res.*, 6: 225-235.
- TABATABAI M.A., 1982. Soil Enzymes. In : "Methods of Soil Analysis". Part 2. *Agronomy* 9, 2nd Edition, A.L. Page, R.H. Miller et D.R. Keeney (eds.), 903-947.

- TALINEAU J.C., BONZON B., FILLONNEAU C. et HANNAUDX G., 1980-1981. Contribution à l'étude d'un agrosystème prairial dans le milieu tropical humide de la Côte d'Ivoire. 2. Analyse des données relatives à l'état de la matière organique. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 18: 29-48.
- TESSIER D., 1990. Organisation des matériaux argileux en relation avec leur comportement hydrique. *In* : "Matériaux argileux. Structure, propriétés et applications". A. Decarreau (ed.), Chap. 3, SFMC-GFA.
- THENG K.G., TATE K.R. et SOLLINS P., 1989. Constituents of organic matter in temperate and tropical soils. *In* : "Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems". D.C. Coleman, J.M. Oades et G. Uehara (eds.), NIFTAL Project, Univ. Hawai. Chap. 1, 5-32.
- THIERY J.P., 1967. Mise en évidence des polysaccharides sur coupes fines en microscopie électronique. *J. Microscopie*, 6: 987-1017.
- THOMANN C., 1964. Les différentes fractions humiques de quelques sols tropicaux de l'Ouest Africain. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 2: 43-79.
- THOMPSON M.L., ZHANG H., KAZEMI M. et SANDOR J.A., 1989. Contribution of organic matter to cation exchange capacity and specific surface area of fractionated soil materials. *Soil Sci.*, 148: 250-257.
- TIESSEN H. et STEWART J.W.B., 1983. Particle size fractions and their use in studies of soil organic matter. II. Cultivation effects on organic matter composition in size fractions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47: 509-514.
- TIESSEN H., STEWART J.W.B. et HUNT H.W., 1984. Concepts of soil organic matter transformations in relation to organo-mineral particle size fractions. *Plant and Soil*, 76: 287-295.
- TIESSEN H. et STEWART J.W.B., 1988. Light and electron microscopy of stained microaggregates : the role of organic matter and microbes in soil aggregation. *Biogeochemistry*, 5: 312-322.
- TIESSEN H., FROSSARD E., MERMUT A.R. et NYAMEKYE A.L., 1991. Phosphorus sorption properties of ferruginous nodules from semi-arid soils from Ghana and Brazil. *Geoderma*, 48: 373-389.
- TROUVÉ C., MARIOTTI A., SCHWARTZ D. et GUILLET B., 1991. Etude par le traçage naturel en ¹³C de la dynamique de renouvellement des matières organiques des sols de savane après plantation de pins et d'*Eucalyptus* au Congo. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 26: 357-364
- TROUVÉ C., 1992. Apport de la géochimie isotopique (^{δ13}C) à l'étude du renouvellement des matières organiques et des sucres neutres dans les sols tropicaux soumis à des changements d'écosystèmes. Thèse Doct., Univ. Orléans, 112 p. + Annexes.
- T.S.B.F., 1989. *Tropical Soil Biology and Fertility : A handbook of Methods*. J.M. Anderson et J.S.I. Ingram (eds.). CAB Int., Oxon, UK., 171 p.
- TURCHENEK L.W. et OADES J.M., 1974. Size and density fractionation of naturally occurring organo-mineral complexes. *In* : *CR. 10ème Cong. Int. Sci. Sol*, A.I.S.S., 2, 65-72.

- TURCHENEK L.W. et OADES J.M., 1978. Organo-mineral particles in soils. *In* : "Modification of soil structure". W.W. Emerson *et al.* (eds.), J. Wiley and Sons, Chichester, Chap. 16, 137-144.
- TURCHENEK L.W. et OADES J.M., 1979. Fractionation of organo-mineral complexes by sedimentation and density techniques. *Geoderma*, 21: 311-343.
- TURENNE J.F., 1977. Modes d'humification et différenciation podzolique dans deux toposéquences guyanaises. Mém. ORSTOM n° 84, Paris, 173 p.
- TYBURN P., 1985. Effet de l'intensification en cultures maraîchères et prairiales sur les propriétés de vertisols et ferrisols de la Martinique. Rapport Stage ISTOM Rouen., Rapp. Mult. IRAT-ORSTOM Martinique.
- UHL C. et JORDAN C.F., 1984. Succession and nutrient dynamics following forest cutting and burning in Amazonia. *Ecology*, 65: 1476-1490.
- VALENTIN C. et JANEAU J.L., 1989-1990. Les risques de dégradation structurale de la surface des sols en savane humide (Côte d'Ivoire). *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 25: 41-52.
- VANCURA V., 1964. Root exudates of plants. I. Analysis of root exudates of barley and wheat in their initial phases of growth. *Plant and Soil*, 21: 231-248.
- VAN DAMME H. et BEN OHMOUD M., 1990. From flow to fracture and fragmentation in colloidal media. Part II. Local order and fragmentation geometry. *In* "Disorder and fracture". J.C. Charret, S. Roux et E. Guillou (eds.), NATO ASI series B, Vol. 235, Plenum.
- VAN SOEST P.J., 1963. Use of detergents in the analysis of fibrous feeds. II. A rapid method for the determination of fiber and lignin. *J. of A.O.A.C.*, 46: 829.
- VAN SOEST P.J. et WHINE R.H., 1967. Use of detergents in the analysis of fibrous feeds. IV. Determination of plant-cell wall constituents. *J. of A.O.A.C.*, 50: 50.
- VAN VLIET-LANOE B., FAIVRE P., ANDREUX F., ROBIN A.M. et PORTAL J.M., 1981. Comportment of some organic components in blue and ultraviolet light. Application to the micromorphology of podzols, andosols and planosols. *In* : *Proc. Int. Work Meet. on Soil Microscopy*. P. Bullock et P. Murphy (eds). Academic Public. 1, 91-99.
- VAUGHAN D et ORD B.G., 1984. Soil organic matter. A perspective on its nature, extraction, turnover and role in soil fertility. *Developments in Plant and Soil Sciences*, 16: 1-35.
- VIIERS G., 1990. *Eléments de climatologie*. Nathan, Paris, 223 p.
- VILLEMEN G. et TOUTAIN F., 1987. Méthode de fixation d'échantillons organo-minéraux de sols pour la microscopie électronique à transmission. *In* : "Micromorphologie des sols". N. Fedoroff, L.M. Bresson et P.A. Courty (eds). AFES Paris, 43-48.
- VIOLANTE A., COLOMBO C. et BUONDONNO A., 1990. Competitive adsorption of phosphate and oxalate by aluminium oxides. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55: 65-70.
- VITTORELLO V.A., CERRI C.C., ANDREUX F., FELLER C. et VICTORIA R.L., 1989. Organic matter and natural carbon-13 distribution in forested and cultivated oxisols. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53: 773-778.

- VOLKOFF B., 1984-1985. Organisations régionales de la couverture pédologique du Brésil. Chronologie des différenciations. *Ch. ORSTOM, sér. Pédol.*, 21: 225-236.
- WADA K.J., 1985. The distinctive properties of Andosols. *In* : "Advances in Soil Science", B.A. Stewart (ed.), Springer Verlag, New York, Vol. 2, 233 p.
- WAKSMAN S.A., 1936. *Humus. Origin, chemical composition and importance in nature.* Baillière, Tindall and Cox Publ., London, 494 p.
- WALKER A. et CRAWFORD D.V., 1968. The role of organic matter in adsorption of the triazine herbicides by soils. *In* : "Isotopes and Radiation in Soil Organic Matter Studies". IAEA Vienne.
- WANENUKEM V., 1991. Test de diagnostic de la fertilité azotée d'un sol tropical. Essai de validation *in situ* d'un indicateur chimique du sol. DEA, INPT/ENSA Montpellier, Rapp. Mult. IRAT/CIRAD, 39 p. + Annexes.
- WATSON J.R., 1971. Ultrasonic vibrations as a method of soil dispersion. *Soils and Fertil.*, 34: 127-134.
- WATSON J.R. et PARSONS J.W., 1974. Studies of soil organo-mineral fractions. I. Isolation by ultrasonic dispersion. *J. Soil Sci.*, 25:1-8.
- WEBER J.B., 1970. Adsorption of s-triazines by montmorillonite as a function of pH and molecular structure. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 34: 401-404.
- WEBER J.B., WEED S.B. et WARD T.M., 1969. Adsorption of s-triazines by soil organic matter. *Weed Sci.*, 17: 417-421.
- WHITE R.E. et BECKETT P.H.T., 1964. Studies on the phosphate potentials of soils. Part I. The measurement of phosphate potential. *Plant and Soil*, 20: 1-16.
- WHITEHEAD D.C., BUCHAN H. et HARTLEY R.D., 1975. Component of soil organic matter under grass and arable cropping. *Soil Biol. Biochem.*, 7: 65-71.
- WHITTLES C.L., 1923. The determination of the number of bacteria in soil. *J. Agric. Sci. Camb.*, 13: 18-48.
- WOOMER P.L., 1993. Modelling soil organic matter dynamics in tropical ecosystems: model adoption, uses and limitations. *In* : "Soil organic matter dynamics and sustainability of tropical agriculture". K. Mulongoy et R. Merckx (eds.), J. Wiley-Sayce, Chichester, 279-294.
- YAMANE V.K. et GREEN R.E., 1972. Adsorption of ametryne and atrazine on an oxisol, montmorillonite and charcoal in relation to pH and solubility effects. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 36: 58-63.
- YOUNG A., 1989. *Agroforestry for soil conservation.* ICRAF, CAB Intern. (eds.). Wallingford UK, 276 p.
- ZECH W., HAUMAIER L. et HEMPFING R., 1990. Ecological aspects of soil organic matter in tropical land use. *In* : "Humic Substances in Soil and Crop Sciences", P. Mc Carthy, C.E. Clapp, R.L. Malcolm et P.R. Bloom (eds.), ASA-SSA Madison USA, Chap. 8, 187-202.

ZHIGUNOV A.V. et SIMAKOV V.N., 1977. Composition and properties of humic acids separated from decomposing plant residues. *Sov. Soil Sci.*, 9: 687-693.

Reproduit en février 1996
sur les presses de la Nouvelle Imprimerie Laballery
58500 Clamecy
Dépôt légal : février 1996
Numéro d'impression : 602316
Imprimé en France