

O.N.G. « Tafa »
Tany sy Fampandrosoana
BP : 266
Tél/fax : 261 20 44 496 30
E-mail : tafa@compromio.mg

D E A de l'Institut National Polytechnique de Lorraine

Randriantsoa Mihanta Malala

Rôle de la matière organique dans la fertilité phosphorique d'un sol ferrallitique des hautes terres malgaches.

Soutenu le 20 septembre 2001

Stage effectué au CIRAD-AMIS programme Agronomie

Maitres de stage : R. Oliver
R. Michellon
L. Rabearisoa



D E A de l'Institut National Polytechnique de Lorraine

Randriantsoa Mihanta Malala

**Rôle de la matière organique dans la fertilité
phosphorique d'un sol ferrallitique des hautes terres
malgaches.**

Stage effectué au Centre International de Recherches agronomiques pour le Développement

Soutenu le 20 septembre 2001

Stage effectué au CIRAD-AMIS programme Agronomie

Maîtres de stage : R. Oliver
R. Michellon
L. Rabeharisoa

REMERCIEMENTS :

Pour en être arrivée au terme de ce DEA, j'ai eu la chance de rencontrer des personnes à qui je dois l'aboutissement de ce travail. Je tiens à les remercier ici pour la confiance qu'elles m'ont accordée et pour le soutien qu'elles m'ont apporté durant ces 12 mois.

Tout d'abord je remercie le Service de Coopération et d'Action Culturelle (SCAC) de l'Ambassade de France à Madagascar pour m'avoir soutenue.

Merci aussi au Professeur **François LAURENT** et à toute l'équipe du DEA Sciences Agronomiques de l'ENSAIA (Ecole Nationale des Sciences Agronomiques et des Industries Agroalimentaires de Nancy), pour m'avoir admis et me permettre ainsi de me lancer dans cette aventure palpitante qu'est la recherche.

Merci également à **Francis GANRY** et à l'équipe du laboratoire **MOST** (Matière Organique des Sols Tropicaux) du CIRAD pour m'avoir accueilli pour le stage (Michel Fortier, Jean Luc Marger, Denis Montange, Marinus Brouwers). J'en ai retenu la convivialité qui a créé une ambiance de travail très stimulante.

Je tiens à remercier tout particulièrement **Robert OLIVER**, mon maître de stage, pour l'important investissement qu'il a donné dans l'encadrement de ce stage en me faisant profiter largement de son expérience, de ses compétences et de son temps.

Ma gratitude va aussi à **Roger MICHELLON**, du programme **GEC** (Gestion des Ecosystèmes Cultivés) du CIRAD, qui a assuré le relais avec les équipes de Madagascar et a contribué à la définition du sujet de stage, sans quoi ce travail n'aurait pu se faire.

Sans oublier **Lilia RABEHARISOA**, chef du service de Radioagronomie du **LRI** (Laboratoire des RadioIsotopes d'Antananarivo), pour l'intérêt qu'elle a toujours porté à cette étude et bien voulu siéger au jury de ce DEA ,

ni **Claire CHEVASSUS-ROSSET**, de l'équipe **SOLEMI** (Sols -ELéments Minéraux) du CIRAD, qui s'est consacrée aux manipulations du ^{32}P et m'a « initiée » à cette technique , ainsi que **Henri CALBA** du laboratoire **SOLEMI** pour ses conseils éclairés et sa disponibilité.

Enfin, je remercie mes chers parents à qui je dédie spécialement ce DEA, ma famille, et mes amis de Madagascar, de Nancy ou à Montpellier, pour le petit mot d'encouragement, pour le toit provisoire et pour les divers conseils et tous ceux qui ont contribué à la réalisation de ce travail.

A tous, ma profonde reconnaissance.

Mima

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION :	1
MATÉRIELS ET MÉTHODES :	3
EXPÉRIMENTATION :.....	3
ECHANTILLONNAGE ET CONSTITUTION DES ÉCHANTILLONS POUR ANALYSE :.....	4
TECHNIQUES D'ISOLEMENT DE COMPARTIMENTS SPÉCIFIQUES D'ÉVOLUTION DE LA MATIÈRE ORGANIQUE DES SOLS (MOS) ET TECHNIQUES ANALYTIQUES :.....	4
<i>Fractionnement physique des sols</i>	4
<i>Caractérisation « classique » des sols</i> :.....	5
<i>Les indicateurs de fertilité phosphorique</i> :.....	6
<i>Caractérisation analytique des fractions de la MOS</i> :.....	7
TRAITEMENT DES DONNÉES :.....	8
RÉSULTATS ET DISCUSSIONS :	8
CARACTÉRISATION DU SOL :.....	8
FRACTIONNEMENT GRANULOMÉTRIQUE DE LA MATIÈRE ORGANIQUE D'ÉCHANTILLONS SÉLECTIONNÉS :.....	11
<i>Bilan matière du fractionnement granulométrique de la MOS</i> :.....	11
<i>Répartition de la MOS dans les fractions granulométriques</i> :.....	12
<i>Fractions granulométriques et formes de phosphore</i> :.....	13
CARACTÉRISTIQUES DE LA CINÉTIQUE D'ÉCHANGE DE PHOSPHORE :.....	15
DÉTERMINANTS ET INDICATEURS DES PROPRIÉTÉS D'ÉCHANGE VIS À VIS DU PHOSPHORE.....	18
<i>Fraction « argileuse »</i> :.....	18
<i>Fraction « sableuse »</i> :.....	19
<i>Terre fine</i> :.....	20
CONCLUSION :	21

INTRODUCTION :

Pour pallier les problèmes d'accès à la terre, et ce afin de satisfaire une demande alimentaire toujours croissante (FAO), les paysans malgaches sont contraints d'intensifier leurs systèmes de culture et d'exploiter les terres jusqu'alors réservées aux pâturages. Cette intensification, mal maîtrisée, faute de moyens appropriés (accès aux intrants, au crédit, pression foncière) a des conséquences défavorables sur la fertilité des sols. Dans les régions où l'érosion est par ailleurs intense, elle met même en danger la pérennité et le développement de l'agriculture.

La mise au point de systèmes de production raisonnés pour la préservation de la ressource « sol », tout en assurant un niveau de production satisfaisant, est alors reconnue comme une nécessité pour la Recherche agronomique et le développement à Madagascar.

Dans un premier temps, on a cherché à adapter les modèles productivistes éprouvés en Europe : investissement dans une « fumure de redressement » par des apports massifs d'amendements minéraux (dolomie, supertriple), soutenu par apport régulier d'une fertilisation d'entretien (Roche, 1966).

Ces travaux ont permis de mettre en avant les potentialités importantes de production des sols de colline à Madagascar (5 t. ha⁻¹ de maïs) mais ont abouti à des recommandations d'investissement en fertilisation peu réalistes vis à vis des possibilités des paysans. De plus, la gravité des problèmes d'érosion implique de s'orienter vers une gestion des parcelles agricoles protectrice de la couche arable.

A l'heure actuelle, la recherche s'oriente vers des solutions mettant en jeu une « gestion agrobiologique » de l'espace agricole axée sur des systèmes de culture sous semis direct de plantes de couverture et/ou écobuage :

- l'écobuage consiste ici, en un transfert de fertilité, depuis les aires en jachère voisines vers les champs cultivés en effectuant un brûlis à « feu couvert » des produits collectés. Cette combustion lente libère des éléments minéraux et peut également modifier considérablement les caractéristiques pédologiques autour de la zone de brûlage (Nzila, 1992). La mise en œuvre de cette technique demande un investissement « travail » considérable et le paysan est en droit d'en attendre des retombées rapides et importantes
- le système avec semis direct vise avant tout à éviter tout travail du sol afin de limiter l'impact de l'érosion. Lorsqu'il est pratiqué en introduisant dans la sole cultivée une plante de couverture, et ce d'autant plus qu'il s'agisse d'une légumineuse, il peut conduire à des économies d'intrants appréciables. Pour l'azote, la fixation biologique joue un rôle majeur. Pour les autres éléments, les

plantes de couverture peuvent jouer un rôle « d'intercepteur d'éléments minéraux » (cas du sorgho et du mil) lorsque la couverture est en place pendant une période où la culture commerciale ne le peut pas (exemple : en début de la saison des pluies). Cette couverture et/ou les résidus de la récolte précédente sont gérés en mulch au travers duquel est effectué le semis. Ces systèmes de culture sont censés préserver, sinon améliorer le statut organique des sols et la qualité du profil cultural (Griffon, 1998) .

A Madagascar, ces systèmes sont testés depuis une dizaine d'années et conduisent apparemment à des améliorations de production intéressantes, s'ils sont intégrés dans un « paquet technique » où la fertilisation minérale raisonnable n'est pas absente. En effet, les contraintes de la carence en azote et, immédiatement après, de celle en phosphore restent toujours présentes.

Si l'impact des systèmes de culture préservant le statut organique du sol sur la dynamique de l'azote fait actuellement l'objet de nombreux travaux (Ibewiro, 2000; Mary, 1996), ceux relatifs à l'impact sur la disponibilité du phosphore sont rares (Iyamuremey, 2000; Rosell, 2000). Pourtant, dans le cas des sols ferrallitiques des collines malgaches, le phosphore (P) représente le 2^{ème} facteur limitant de la production (Rakotondranaly, 1998; IMPHOS, 1992; Rabeharisoa, 1985; Oliver, 1971). Malgré des teneurs en phosphore total assurant en théorie plusieurs années de mobilisations des cultures, la disponibilité du P est desservie par une forte fixation par les hydroxydes de fer et d'aluminium (IMPHOS, 1992; Oliver, 1971; Pieri, 1984; Rabeharisoa, 1985; Rabeson, 1998; Rakotondranaly, 1998; Roche, 1966) ainsi que par une distance de diffusion extrêmement réduite (de l'ordre du mm) qui rend son absorption étroitement dépendante de la qualité de l'enracinement (Barber, 1984). Le phosphore des résidus de culture et des amendements organiques, de par son intégration dans des molécules complexes serait protégé des phénomènes de fixation. Et dans de tels types de systèmes, le phosphore organique une part importante du P total du sol (Balesdent, 2000; Feller, 1992; Frossard, 1983; Hountin, 1999; Oliver, 1971; Rabeharisoa, 1985; Sui, 1999). D'autre part, l'association des apports de P minéral et d'amendements organiques, même en localisation pour rester dans des doses raisonnables, conduit à une amélioration de la production des cultures. La compréhension du rôle des apports organiques dans la gestion de la fertilité phosphorique s'avèrerait donc très utile pour l'analyse du fonctionnement, la modélisation et les choix de diffusion des systèmes de culture « agrobiologiques ».

Cette étude se propose donc d'analyser le rôle des formes de matière organique sur la fertilité phosphorique. Elle s'appuie sur des échantillons prélevés sur un essai agronomique mesurant les performances des systèmes de culture agrobiologiques. Le support du travail est donc un matériau homogène mais différencié par les pratiques culturales, pour ce qui est des états organiques. La caractérisation de ces derniers pour les échantillons analysés sera basée sur le fractionnement physique de la matière organique (MO), en faisant l'hypothèse que les techniques culturales

adoptées ont induit une discrimination dans les proportions relatives des constituants mis en avant par cette méthode (débris figurés dans la fraction grossière, MO de plus en plus intégrée au complexe argilo-humique dans la fraction « fine ») (Leclerc, 1995).

La fertilité phosphorique sera, elle, appréciée par des extractions et dosages sélectifs de compartiments assimilables (P Olsen, P Olsen-Dabin, P organique) mais surtout par les données issues de l'étude par dilution isotopique du phosphore « labile » sur un nombre réduit d'échantillons. Cette méthode, selon Fardeau (Fardeau, 1993), rend compte de l'approche compartimentaliste et dynamique de la biodisponibilité du phosphore.

MATERIELS ET METHODES :

Expérimentation :

Les échantillons utilisés sont issus d'un dispositif expérimental mis en place pour étudier l'impact de l'écobuage sur la fertilité des Hautes Terres de Madagascar. L'essai est situé à Bemasoandro, près d'Antsirabe. Le régime climatique est du type tropical d'altitude (1500 m). La pluviométrie (1300 mm. an⁻¹) est de type monomodal et la température annuelle moyenne est de 18°C avec une saison chaude et humide (novembre – mai) suivie d'une saison plus sèche et relativement froide.

Le sol, ferrallitique (classification FAO-UNESCO : ferralsols orthiques –Fo– ; classification américaine : orthox) (IMPHOS, 1992) sur dépôt lacustre, est caractérisé par un pH_{eau} acide allant de 4,9 à 5,1 ; une capacité d'échange faible de 4,6 cmol.eq kg⁻¹ de sol et un taux de saturation en bases faible de 4 – 15%. Le phosphore total est voisin de 630 mg.kg⁻¹ de P dont seul 1,2 mg.kg⁻¹, soit 0,2%, est extrait par la méthode d'Olsen (Michellon, 2001).

Les prélèvements sont effectués sur trois parcelles différant par les pratiques culturales mises en œuvre depuis 3 ans :

- parcelle écobuée (EC) : deux écobuages successifs ;
- parcelle écobuée puis conduite en semis direct sur résidus de culture (ECSD) ;
- parcelle conduite en labour à la charrue à soc traînée par des bœufs (LAB).

Toutes les parcelles choisies pour cette étude ont reçu, en début de chaque campagne 5 t ha⁻¹ de fumier de ferme apportant en moyenne 50 U de N, 15 de P₂O₅ et 75 de K₂O. Le « bozaka » (*Aristida sp*), récolté sur les friches voisines, est utilisé comme combustible pour l'écobuage à raison de 7 tha⁻¹, ce qui représente environ la matière sèche de 2 à 3 ha de friches, et la couverture végétale sur semis direct est constituée par les résidus de récolte issus de la rotation riz pluvial-soja mise en place sur ces parcelles.

Echantillonnage et constitution des échantillons pour analyse :

Pour chaque traitement principal (écobuage, écobuage + semis direct et labour) et pour chacun des blocs de l'essai, on choisit une parcelle sur laquelle sont distinguées 3 couches dans l'horizon de surface : [0 – 5cm]; [5-15 cm] et [15-30 cm]. Pour la parcelle écobuée, on différencie en outre l'inter rang, correspondant au billon de combustion du bozaka, du rang, a priori peu remanié par les travaux d'écobuage. Ces échantillons sont complétés par deux prélèvements effectués, selon le même protocole, dans une parcelle voisine, hors essai, et régulièrement labourée, ayant reçu des apports de fumier et de fertilisants équivalents à ceux effectués sur l'essai.

Chaque échantillon résulte d'un mélange composite de 3 ou 4 prélèvements dont les débris figurés grossiers sont écartés. Les analyses sont réalisées sur les échantillons tamisés à 2 mm.

Les échantillons prélevés ont été analysés par les laboratoires du CIRAD.

Techniques d'isolement de compartiments spécifiques d'évolution de la matière organique des sols (MOS) et techniques analytiques :

Fractionnement physique des sols.

L'étude portant plus particulièrement sur la fertilité phosphorique en relation avec l'état organique des parcelles, des déterminations spécifiques ont été conduites sur onze échantillons choisis parce qu'ils provenaient tous de combinaisons traitements vs horizons différentes. Ce choix a été effectué parce qu'il n'était pas possible de soumettre au fractionnement physique des sols la totalité des échantillons disponibles et parce qu'ils représentaient déjà, a priori, la plus large gamme de variations possibles. Les échantillons sont soumis à un fractionnement physique par tamisage et/ou sédimentation sélective. Le but est d'en isoler des fractions de sol dont la matière organique est caractérisée par un degré d'intégration de moins en moins important à la matrice minérale du sol depuis la fraction liée à l'argile jusqu'à celle liée aux sables grossiers (Feller, 1994). On en distingue quatre classes : les particules et/ou agrégats de taille inférieure à 20 μm , comprise entre 20 et 50 μm , entre 50 et 200 μm et enfin entre 200 et 2000 μm .

Les difficultés dans l'utilisation du protocole standard (Gavinelli, 1995) sont, dans notre cas, nombreuses. En effet, l'objectif de l'étude oblige à renoncer à l'ajout d'hexamétaphosphate de sodium pour la dispersion des agrégats. Cette dispersion devra alors être assurée exclusivement par l'action des deux billes en acier de 1cm de diamètre pendant l'agitation préalable de 4 heures et par celle des ultrasons (sonde 750 W utilisée à 75% de la puissance nominale). Cette difficulté est accrue par la nature très argileuse du sol, réduisant le poids de terre fine à traiter à 10g pour chaque opération.

Dans ces conditions, seules les fractions les plus grossières (200-2000 μm ou fraction A et 50-200 μm ou fraction B) ont été obtenues par tamisage humide et lavage des sables par des jets de pissette contenant de l'eau distillée. La séparation de la fraction 20-50 μm (fraction C) de la fraction la plus fine (< 20 μm ou fraction D) a été effectuée par sédimentation dans des allonges de hauteur utile voisine de 18 cm. On prélève par siphonnage les 13 premiers cm de suspension sol/eau après un temps de décantation tel qu'ils ne contiennent plus de particules de diamètre équivalent supérieur à 20 μm . Le temps de décantation nécessaire pour cela est calculé par application de la loi de Stokes. La suspension obtenue est transférée dans un bêcher de 1 litre, floculée par ajout d'environ 1g de chlorure de strontium. La phase floculée est séparée par décantation suivie de centrifugation, séchée à 50°C et broyée à 100 μm avant analyse. Les limons grossiers (fraction C), situés dans la partie inférieure de l'allonge de décantation, sont « pollués » par une part non négligeable de fraction fine (correspondant au rapport de hauteur utile de l'allonge et de celle choisie pour le prélèvement). Ils sont lavés par des remises en suspension successives suivies de décantations et siphonnages jusqu'à ce que le surnageant soit translucide ce qui correspond généralement à 3 ou 4 lavages successifs. Dans ces conditions, la part de fraction fine restant dans les limons grossiers est inférieure à 1%. Pour chaque échantillon choisi pour une caractérisation des fractions granulométriques, on a dû effectuer 20 extractions successives afin de traiter 200 g de terre fine (sol sec broyé et tamisé à 2mm). Ces répétitions ont été nécessaires, afin de disposer, pour toutes les fractions, de quantités de produit suffisantes pour l'ensemble des déterminations prévues.

Caractérisation « classique » des sols :

Les analyses physico-chimiques de terre ont été, pour la plupart réalisées par le laboratoire central du CIRAD¹ selon les méthodes suivantes :

La granulométrie a été déterminée selon la méthode internationale simplifiée (Norme AFNOR X 31 - 107, 1983), après prétraitement à l'eau oxygénée et dispersion à l'aide d'un mélange d'hexamétaphosphate de sodium et de carbonate de sodium.

Le carbone et l'azote total sont dosés par combustion à l'aide d'un analyseur automatique. La composition du complexe d'échange et la C.E.C. sont déterminées selon la méthode au chlorure de cobaltihexammine d'Orcini et Remy (1976) modifiée par Fallavier *et al.* (Norme AFNOR X31 - 130, 1985). Enfin le pH a été mesuré sur un mélange sol/solution selon le rapport 1/25 (Norme AFNOR X 31 - 103, 1981 pour le pH eau et norme X 1 - 104 pour le pH KCl).

Ces analyses classiques de terre ont été effectuées sur tous les échantillons collectés soit en trois répétitions pour les prélèvements correspondant aux traitements principaux «écobuage» et « semis direct succédant à l'écobuage » ; soit en deux répétitions pour le traitement « labour ».

¹ laboratoire certifié ISO 9002

La teneur en P total et en P assimilable Olsen-Dabin (1967) a aussi été déterminée sur tous les échantillons.

Les indicateurs de fertilité phosphorique :

Les indicateurs de la fertilité phosphorique des terres sont nombreux. Ils peuvent être distingués en trois groupes, tous utilisés dans notre étude :

(i) la quantification globale des compartiments fonctionnels : le phosphore total a été déterminé après attaque fluoro-nitro-perchlorique sur 200 mg de terre fine rebroyée. Le résidu d'attaque est solubilisé en milieu chlorhydrique (AFNOR 1999) et la teneur en ions PO_4^{3-} est déterminée par colorimétrie. Le phosphore organique est quantifié par la méthode de Saunders et Williams (1955) modifiée par Walker et Adams (1958) (Olsen, 1982) qui consiste à déterminer la différence de teneurs en ions PO_4^{3-} entre la teneur d'un échantillon de terre fine rebroyée soumis à une calcination au four à moufle (550°C – 2 heures) et celle d'un échantillon non calciné. Dans les deux cas, le P est extrait par une solution de H_2SO_4 0,5 M ;

(ii) la détermination d'index d'assimilabilité du phosphore pour les plantes : les techniques utilisées pour ce faire sont adaptées aux sols acides. Ce sont le phosphore « Olsen » (Olsen, 1982) (extraction pendant une heure par une solution de NaHCO_3 à pH 8,5 dans un rapport sol/solution de 1/20) et le phosphore « Olsen-Dabin » qui est une variante de la technique précédente où l'ajout de FNH_4 au réactif d'extraction permet en outre la solubilisation du phosphore liée à l'Aluminium (Dabin, 1967). Dans ces techniques, on peut aussi ranger le P extrait à l'eau distillée 40mn après l'introduction de l'isotope ^{32}P lors du processus de dilution isotopique « sans entraîneur » ;

(iii) la recherche d'indicateurs de flux des ions phosphates depuis la phase solide vers la solution du sol : cette approche repose sur l'utilisation du ^{32}P comme traceur des échanges entre les divers compartiments fonctionnels du sol. En effet l'isotope radioactif ^{32}P du phosphore a un comportement similaire à celui du ^{31}P lors des échanges sol ↔ solution du sol (Morel, 1996). Les cinétiques de dilution isotopique ainsi suivies ont été largement utilisées (Fardeau, 1985; Fardeau, 1991; Frossard, 1991; Rabeharisoa, 1985), et conceptualisées par les équipes du CEN² de Cadarache (Fardeau, 1993).

La technique que nous avons utilisée respecte les préconisations de cet auteur quant à la durée d'échange et au rapport sol/solution. Toutes les déterminations de teneur en ions PO_4^{3-} en solution ont été effectuées par colorimétrie au bleu de molybdène (Norme AFNOR X 31 - 116, 1984) sur une chaîne colorimétrique à flux segmenté avec réduction du complexe phospho-molybdique par l'acide ascorbique à 80°C. Quand les teneurs attendues en P dans la solution du sol étaient très faibles, on a utilisé une cuve de trajet optique égal à 5 cm.

² CEN : Centre d'Etude Nucléaire

Caractérisation analytique des fractions de la MOS :

A partir de la quantification par gravimétrie³ de la part respective de chaque fraction isolée, on peut, pour les éléments qui s'y prêtent (éléments organiques et éléments totaux), effectuer un bilan matière qui permet d'apprécier la « qualité » de la séparation effectuée. Les données ainsi validées sont utilisées dans la recherche de relations entre paramètres analytiques concernant la disponibilité du phosphore et les teneurs en C, N total et P des fractions.

Les cinétiques de dilution isotopiques du P sont exploitées en appliquant le modèle simplifié décrit par Fardeau (1991, 1993) qui fait état d'une relation linéaire entre le logarithme de la radioactivité spécifique R du ³²P à t donné et le logarithme de la durée d'échange, équations(1) et (2)

$$\log \frac{r_t}{R} = \log \frac{r_1}{R} - n \log t \quad (1) \quad \text{soit : } \frac{r_t}{R} = \left(\frac{r_1}{R} \right) t^{-n} \quad (2)$$

où r1 est la radioactivité résiduelle après une minute d'échange, t la durée d'échange en minutes et n la pente de la droite d'ajustement.

Cet ajustement est la forme simplifiée d'une relation théorique (3) qui permet d'expliquer les écarts au modèle simplifié lorsque les valeurs de certains paramètres sont inhabituelles.

$$\frac{r_t}{R} = \left(\frac{r_1}{R} \right) \left[t + \left(\frac{r_1}{R} \right)^{1/n} \right]^{-n} + \frac{r_\infty}{R} \quad (3)$$

L'ajustement des données expérimentales à l'équation simplifiée (1) permet l'identification de paramètres essentiels de caractérisation de la cinétique d'échanges entre les compartiments (Fardeau, 1991) :

la concentration du phosphore en solution C_p , représentative du facteur « intensité » (Gachon, 1977 ; Barber, 1984) ;

la quantité E_{plet} correspondant au phosphore isotopiquement échangeable en une minute est représentative du facteur « quantité » c'est à dire la quantité d'ions PO_4^{3-} capables d'alimenter la solution du sol lorsqu'elle est exploitée par les racines ;

E_{plet}/C_p , mesure le volume équivalent d'ions dans la solution du sol. Il mesure la capacité du sol à alimenter ce compartiment ;

le rapport $r1/R$ exprime le pouvoir du sol à maintenir C_p constant. Il est inversement proportionnel au pouvoir de fixation.

On peut aussi calculer la « constante moyenne (K_m) de vitesse de transfert des ions entre la phase solide et la phase liquide (4), constante dont l'inverse (T_m) correspond au temps de résidence des ions dans la solution du sol.

³ dans le cas de la fraction la plus fine D, une correction de la quantité est effectuée en tenant compte de la perte due à la technique de séparation utilisée.

Le produit de cette constante par la quantité d'élément (Q) présente dans le compartiment « solution du sol » permet d'obtenir le flux moyen d'échange F_m des ions PO_4^{3-} entre le sol et la solution du sol.

$$K_m = \left(\frac{r_1}{R} \right)^{1/n} ; \quad F_m = Q K_m \quad (4)$$

La technique que nous avons utilisée respecte les préconisations de Fardeau quant à la durée d'échange et au rapport sol/solution. Toutes les déterminations de teneur en ions PO_4^{3-} en solution ont été effectuées par colorimétrie au bleu de molybdène (Norme AFNOR X 31 - 116, 1984).

Traitement des données :

La complexité des traitements agronomiques qui se sont succédés sur les parcelles, conçues avant tout comme une vitrine de l'impact d'un ensemble de techniques de gestion agrobiologique des terres, et le nombre réduit de traitements sélectionnés pour l'étude limitent l'intérêt d'une analyse des effets agronomiques. Par contre, la diversité créée par les traitements sera mise à profit pour une étude des interrelations entre « état organique » des parcelles et les formes du phosphore dans le sol. Cette étude sera conduite par un ensemble de techniques d'analyses des données à l'aide du complément d'analyse des données XLstat (Famhy, 1997).

Pour la liaison des paramètres de cinétique d'échange avec les statuts phosphorique et organique du sol, la réserve émise sur la validité de la régression linéaire de la dilution isotopique a conduit à écarter certains points. L'intervalle de confiance étant trop petite la recherche de corrélations est essentiellement basée sur des méthodes graphiques faisant appel aux logiciels de traitement graphique des données : Curve Expert (Hyames, 1995) et Winstat ITCF-CIRAD.

RESULTATS ET DISCUSSIONS :

Caractérisation du sol :

Les caractères physico-chimiques des sols suivant les 3 traitements et les 3 niveaux sont résumés dans le tableau 1. Les valeurs données représentent les moyennes sur les 36 échantillons considérés pour l'analyse globale (tableau 1).

Tableau 1 : Différenciation des caractères physico-chimiques du sol suivant les traitements et les cotes d'observation après 3 années d'application de divers systèmes de culture dans la région d'Antsirabe (moyennes et *écart type* de 3 parcelles).

	Cote (cm)	Écobuage						Semis Direct			Labour		
		Inter rang			Rang			0-5	5-15	15-30	0-5	5-15	15-30
Analyse texturale (%)	A	80,9 4,30	81,6 3,20	80,0 2,43	79,0 1,90	81,3 3,75	79,9 3,57	72,9 3,33	78,0 1,74	79,2 1,19	74,5 3,54	75,5 4,24	75,1 1,84
	LF	7,5 1,52	8,9 1,16	9,5 0,91	8,6 1,30	8,9 1,46	9,1 2,20	14,0 2,95	9,5 1,22	9,2 0,69	13,5 3,47	12,3 2,62	10,9 2,48
	LG	2,5 0,56	1,5 0,96	2,1 1,02	2,9 0,55	1,5 0,67	2,4 0,15	3,1 0,99	2,9 0,81	2,6 0,55	2,2 0,07	2,1 0,92	2,9 1,27
	SF	4,0 1,17	3,10 0,85	3,2 0,76	4,0 0,82	3,23 0,85	3,2 0,71	3,9 0,35	3,5 0,70	3,7 0,53	3,7 0,99	4,3 0,07	4,8 1,98
	SG	5,0 1,95	4,9 1,05	5,3 1,16	5,6 0,82	5,1 1,05	5,3 0,78	6,1 0,82	5,7 0,57	5,4 0,55	6,2 0,99	6,0 0,57	6,4 1,06
	pHeau	4,82 0,115	4,83 0,115	5,00 0,100	4,83 0,150	4,85 0,115	4,93 0,173	4,53 0,126	4,77 0,301	4,88 0,257	4,80 0,071	4,65 0,000	4,75 0,071
C (%)	3,12 0,445	3,24 0,513	2,63 0,285	3,43 0,987	3,34 0,145	2,79 0,525	5,16 0,766	3,45 0,599	2,87 0,405	2,87 0,085	2,89 0,141	2,89 1,492	
N (mg g ⁻¹)	2,16 0,458	2,31 0,435	1,73 0,245	2,41 0,794	2,38 0,157	1,88 0,440	3,79 0,652	2,50 0,586	1,96 0,417	2,00 0,085	1,99 0,092	1,92 1,068	
C/N	14,57	14,08	15,22	14,50	14,14	14,93	13,6	13,94	14,80	14,4	14,56	15,27	
C/P	51	52	46	56	53	45	48	51	50	71	56	49	
Complexe adsorbant Cobaltihexammine (cmol eq kg ⁻¹)	Ca ech	0,37 0,34	0,15 0,021	0,08 0,15	0,44 0,267	0,16 0,029	0,08 0,032	0,78 0,206	0,18 0,107	0,10 0,064	0,10 0,042	0,06 0,042	0,23 0,262
	Mg ech	0,28 0,23	0,12 0,015	0,10 0,021	0,31 0,070	0,14 0,25	0,09 0,015	0,50 0,138	0,13 0,056	0,07 0,035	0,06 0,014	0,04 0,000	0,15 0,148
	K ech	0,18 0,12	0,20 0,031	0,20 0,051	0,18 0,038	0,22 0,020	0,20 0,029	0,19 0,035	0,14 0,036	0,12 0,035	0,08 0,000	0,07 0,000	0,11 0,071
	Al ech	2,29 0,23	2,66 0,296	2,57 0,379	2,17 0,463	2,48 0,291	2,59 0,693	1,89 0,395	2,31 0,528	2,19 0,523	2,10 0,042	2,19 0,000	1,71 0,311
	Mn ech	0,11 0,07	0,07 0,023	0,04 0,006	0,11 0,038	0,10 0,053	0,05 0,012	0,14 0,021	0,05 0,006	0,05 0,006	0,05 0,000	0,04 0,007	0,08 0,049
	CEC	4,66 0,77	4,79 0,252	4,80 0,475	4,62 0,248	4,75 0,372	4,70 0,381	4,60 0,572	4,24 0,795	4,06 0,823	3,79 0,021	3,79 0,057	3,85 0,764
	sat (%)	17	10	9	20	11	9	32	11	7	7	5	12
	Ptot	618 46	618 32	567 26	648 51	627 14	580 1	728 66	615 43	583 37	595 11	568 32	579 83
P O-D	22,3 7,5	19,6 3,1	13,9 1,7	24,4 0,83	24,2 6,8	14,7 1,5	41,2 10,3	18,3 7,4	16,2 6,2	18,9 0,9	16,8 0,6	16,5 11,8	

A : argiles ; LF : limons fins (2- 20 µm) ; LG : limons grossiers (20-50 µm) ; SF : sables fins (50-200 µm) ; SG : sables grossiers (200-2000 µm) ; P O-D : Phosphore assimilable Olsen-Dabin (mg kg⁻¹ P) ; Ptot : Phosphore total (mg kg⁻¹ P)

La texture du sol est globalement homogène sur la profondeur étudiée. Elle est classée comme « argile lourde » et est homogène sur au moins 30 cm depuis la surface. Dans tous les cas, près de 90% des particules sont de taille inférieure à 20 µm. Les limons grossiers représentent en moyenne 2,4% ; les sables fins 3,7% et les sables grossiers, 5,5%.

De même, le pH est homogène sur les 3 niveaux considérés (0-5cm ; 5-15cm et 15-30cm) pour chaque traitement. Le pH reste acide quelque soit le système cultural mis en place et est en moyenne de 4,8. Seule une différence est perçue dans la couche superficielle, [0-5cm], sous semis direct où le sol est encore plus acide (4,5) que sous labour et écobuage.

Ces pH acides persistent malgré une augmentation de la CEC pour l'écobuage en rang et interrang sur (0-5cm) et (5-15cm) et sur (0-5cm) sous semis direct. En effet le complexe reste occupé majoritairement par des cations générateurs d'acidité (Al^{3+}), caractéristique des sols ferrallitiques [Haynes, 2001], et par Mn^+ . Et ce malgré une augmentation parallèle du Ca, du Mg et du K.

On observe en outre un enrichissement en matière organique en surface sur [0-5cm] par rapport au labour : l'écobuage sur rang apporte 20% de C en plus et le semis direct, 80%. Au delà de ce niveau, les trois traitements se confondent. Proportionnellement on observe une augmentation de la teneur en N, sensiblement dans les mêmes ratios pour l'écobuage rang 20% et supérieure pour le semis direct : [0-5cm] : 89% ; [5-15cm] : 25%.

Le rapport C/N est, dans tous les cas, voisin de 14. De même, le rapport C/P total prend une valeur homogène comprise entre 40-50 sauf sur semis direct à [0-5cm] où un enrichissement relatif en C se traduit par un rapport C/P de 71. Ce rapport traduit une différence dans l'origine de la MO : sauf dans le cas du semis direct en surface où la proportion est élevée, donc la MO est fraîche et est

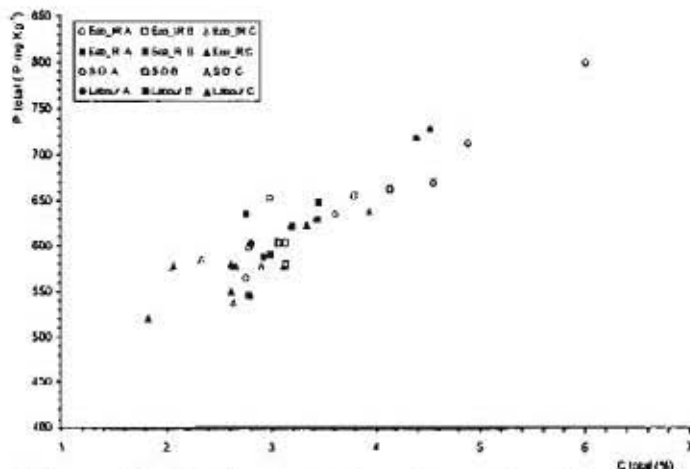


Figure 1 : Relation entre C organique et P total à partir des prélèvements effectués sur l'essai « Ecobuage » de Bemasoandro.

composée essentiellement de débris végétaux grossiers ; dans les autres cas, la MO est surtout d'origine microbienne (Feller, 1992).

Quant au P, les valeurs de P_{tot} montrent bien que la problématique n'est pas liée à la quantité puisqu'elles sont de l'ordre de 580 à 728 $mg\ kg^{-1}$ mais à la disponibilité, P_{OD} ne représente qu'une faible partie du P_{tot} . En valeurs absolues, l'effet du semis direct est supérieur à celui de l'écobuage sur rang.

L'écobuage en interrang ne montre pas de différence significative avec le labour. On peut mettre en évidence une relation linéaire (figure 1) étroite ($R^2 = 0,843$; $n = 32$) entre la teneur en carbone organique et celle en phosphore total du sol, sans que l'on puisse différencier la relation avec le type de système de culture. Cette relation :

$$P_{total} = 63,56 C_{orga} + 409$$

démontre l'intérêt des apports organiques pour la fertilité phosphorique de ces sols.

Une relation du même type relie la teneur en carbone organique et le phosphore assimilable Olsen – Dabin : $P_{OD} = 9,90 C_{orga} + 10,89$ ($n = 32$; $R^2 = 0,794$). Les effets des apports organiques sur l'accroissement de la quantité de P dans le sol et l'amélioration de sa disponibilité sont certains.

Leur variation dépend du type de sol, de la nature de l'apport organique utilisé (espèces végétales, molécule bioactives) et du système de culture (quantités, durée de culture, ...) (Nziguheba, 1998, Maroko, 1999, Mac Grath, 2000; Tchienkoua, 2000).

En résumé, les échantillons prélevés constituent bien une gamme de situations où, sur un même matériau d'origine, des dépôts alluviaux ferrallitiques d'origine volcanique extrêmement riches en particules fines (argile kaolinitique vraisemblablement et oxy-hydroxydes de fer et d'aluminium), les systèmes de culture et les horizons prélevés ont induit une variabilité dans les teneurs en carbone organique, en phosphore total et en phosphore assimilable. Nous allons donc tenter, indépendamment des systèmes de culture mis en place, mais en profitant de la diversité prévisible dans la nature de la matière organique, de mieux préciser le rôle du phosphore organique dans la variabilité de la fertilité phosphorique de ces sols.

Fractionnement granulométrique de la matière organique d'échantillons sélectionnés :

Le fractionnement granulométrique effectué a pour objectif d'obtenir, à partir d'un même échantillon de sol, des fractions organiques de « qualités différentes » dont on caractérisera, par la suite, les propriétés physico-chimiques relatives au phosphore (P).

La comparaison de la technique utilisée lors du processus de fractionnement et des résultats d'analyse texturale classique montre (tableau 2) un écart systématique entre les deux techniques.

Tableau 2 : Comparaison des résultats obtenus par l'analyse texturale classique et la technique de fractionnement physique de la MOS utilisée*

Fraction granulométrique	0-20µm	20-50µm	50-200µm	200-2000µm	Bilan
Granulométrie classique	89,6	2,52	3,2	4,7	100 dont MO=6.2%
Fractionnement	67,5	12,9	11,3	3,4	95,1

* mesures effectuées sur l'interrang de parcelle écobuée à [0-5cm].

Ces écarts relativement importants peuvent être expliqués par les performances limitées du processus de désagrégation utilisé pour le fractionnement de la MOS, comparativement à l'action combinée de l'hexamétaphosphate de sodium et des ultrasons. Cette désagrégation imparfaite se traduit par la présence vraisemblable d'agrégats relativement stables dans les fractions limons grossiers et sables fins, ce qui explique leur taille excessive par rapport aux données de l'analyse texturale. Cette remarque incite à asseoir le raisonnement sur le fractionnement à partir des résultats obtenus sur les fractions fine et grossière, qui sont les plus pures.

Bilan matière du fractionnement granulométrique de la MOS :

A partir des analyses effectuées sur chacune des fractions et de leur taille, on peut calculer la contribution, pour les divers éléments, de chaque fraction à la quantité d'élément totale du sol. La « qualité » du fractionnement est jugée par l'écart entre la somme des teneurs des fractions et la teneur mesurée sur le sol global (tableau 3).

Tableau 3 : Bilan « matière » et bilans C, N et P total pour les échantillons sélectionnés soumis au fractionnement. (proportion/ sol non fractionné soit nombre sans dimension compris entre 0 et 1)

Traitement	EBIR	EBIR	EBIR	EBR	EBR	SD	SD	SD	LB	LB	LB
Niveau	I	II	III	I	II	I	II	III	I	II	III
Matière	0,882	0,941	1,002	0,902	1,027	0,981	0,961	0,942	0,952	0,931	0,946
C	0,989	1,039	1,092	0,982	1,072	1,047	1,157	1,036	1,110	0,993	1,029
N	0,827	0,936	0,997	0,947	0,986	0,933	1,043	1,023	1,161	0,956	0,966
P tot	0,928	0,947	0,989	0,990	1,044	0,990	0,944	0,941	0,919	0,922	0,934

I : 0-5 cm ; II : 5-15 cm ; III : 15-30 cm - EBIR : Ecobuage interrang EBR : ecobuage rang ; LB : Labour
 Les grisés de différentes intensités mettent en avant les situations aux bilans plus ou moins satisfaisants.

Rappelons que ce bilan est basé sur un long processus de séparation-purification de fractions conduisant à quatre pesées interdépendantes et sur cinq déterminations indépendantes pour ce qui est des analyses chimiques. Dans ces conditions, on considère comme bons les bilans compris entre [0,95-1,05] et comme satisfaisants ceux entre [0,90-0,95] et [1,05-1,10]. Dans notre cas, seul un point n'entre pas dans ces catégories pour le bilan matière et 3 points pour les bilans sur les éléments. Pour C, N et P tot, la caractérisation du sol résulte donc de la connaissance de la teneur de chaque fraction proportionnellement à sa contribution dans la composition du sol (Oliver, 1992).

Répartition de la MOS dans les fractions granulométriques :

Cette répartition est illustrée par la figure 2 pour quelques situations caractéristiques de la couche superficielle des divers systèmes de culture.

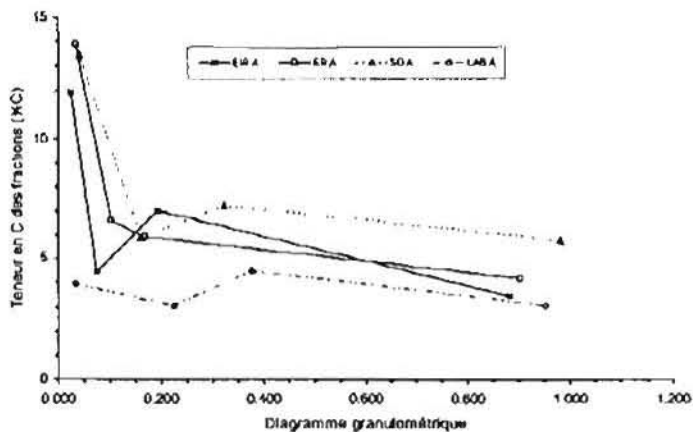


Figure 2 : Représentation synthétique des teneurs en carbone des diverses fractions granulométriques pour l'horizon 0-5 cm (A) des divers traitements.

Ce diagramme illustre la diversité dans la qualité de la MOS créée par les systèmes de culture. Il montre que les enrichissements en MO fraîche se répercutent très rapidement (les systèmes de culture sont différenciés depuis moins de 4 ans) et se traduisent par des teneurs en carbone de la fraction grossière beaucoup plus forte. Il illustre également l'écrasante part prise par la fraction argile dans les fractions granulométriques du sol. Contrairement

à ce que l'on observe généralement dans le cas des sols sableux (Oliver, 1992, Hien, 2001), la fraction argileuse n'est pas celle où les teneurs en carbone sont les plus fortes.

Cette différence importante entre les types de sols peut être expliquée par la nature vraisemblablement différente des argiles en jeu (argiles vraies dans le premier cas et association d'argiles et d'oxy-hydroxydes plus ou moins bien cristallisés dans le second) ainsi que par le fort volume de « dilution » offert dans le cas du sol de Madagascar.

La qualité de la MO de chacune des fractions isolées peut être appréciée par le rapport C/N. Si on se limite aux deux fractions incontestables quant à la taille des particules qui les constituent, c'est à dire aux fractions sableuses (A) et argileuses (D), on constate que le rapport C/N de la fraction la plus grossière est compris entre 19,7 et 35 (valeur médiane de 21,5) alors que celui de la fraction argileuse est très stable autour de la valeur médiane de 13,7 qui témoigne d'un stade d'humification plus avancé pour cette dernière fraction.

Si, sur le sol entier le rapport C/P est homogène, sur les fractions, la différenciation est très nette. Ceci montre une diversité de la nature et de l'évolution de cette MO induite par les différentes conduites culturales. Dans la fraction grossière, C/P est très variable et est compris entre 170 et 400 (caractéristique des tissus végétaux). Dans la fraction argileuse, l'amplitude de variation de C/P est plus faible (45-65) et l'origine de la MO est différente, presque exclusivement microbienne.

Fractions granulométriques et formes de phosphore :

Les échantillons issus du fractionnement ont été soumis à l'analyse de diverses formes du phosphore (tableau 4).

Tableau 4 : Teneurs en P (mg kg^{-1} P) des fractions granulométriques sableuses (A) et argileuses (D) d'un sol ferrallitique de Madagascar sous divers systèmes de culture.

	Traitement	EBIR	EBIR	EBIR	EBR	EBR	SD	SD	SD	LB	LB	LB
	Niveau	I	II	III	I	II	I	II	III	I	II	III
P total	Fraction A	310	208	98	373	140	333	188	108	180	130	273
	Fraction D	703	645	568	750	675	895	733	683	645	645	698
P orga.	Fraction A	189	90	8	259	68	240	69	61	65	53	154
	Fraction D	328	302	268	328	305	359	315	279	267	263	291
P O-D	Fraction A	34,4	12,5	7,3	45,3	15,6	43,9	20,5	8,8	12,4	9,7	26,5
	Fraction D	24,6	36,85	23	37,2	42,05	14,7	19,1	15,65	23,8	27,2	30,1
P Olsen	Fraction A	18,8	12,2	nd	20,9	13,1	21,7	7,0	4,4	6,2	5,4	11,9
	Fraction D	5,6	16,4	5,4	5,2	9,4	9,0	4,5	3,4	10,9	4,2	5,7
P eau	Fraction A	0,32	0,27	2,52	0,82	0,97	0,47	0,45	0,24	0,44	0,29	0,41
	Fraction D	0,24	0,20	0,21	0,28	0,24	0,31	0,28	0,24	0,13	0,22	0,23
	Terre fine	0,26	0,20	0,16	0,25	0,19	0,29	0,21	0,43	0,23	0,25	0,19
C/P	Fraction A	385	200	312	178	371	218	235	406	403	307	344
	Fraction D	49	48	53	52	55	47	45	55	64	58	51
	Terre fine	58	48	58	53	68	47	50	63	76	60	53

I : 0-5 cm ; II : 5-15 cm ; III : 15-30 cm - EBIR : Ecobuage interrang EBR : ecobuage rang ; LB : Labour
P orga : P organique ; P O-D : P Olsen Dabin ; P eau : P soluble après une durée d'équilibre de 24 heures ; nd : non déterminé.

Pour le phosphore total et le phosphore organique, les bilans effectués à partir de ces analyses sont satisfaisants. Toutefois la part relative très faible de la fraction A (de 1 à 2% de la quantité totale de P par rapport au sol global), peut masquer des erreurs importantes sur la détermination des teneurs en P de cette fraction.

Pour les formes de phosphore assimilables, les bilans ne peuvent pas être considérés comme satisfaisants mais les écarts constatés pourraient aussi être le fait d'une action différente des réactifs sur des fractions isolées et sur le sol global.

On note qu'à cause d'une surface spécifique d'adsorption plus grande de l'argile (Pieri, 1984), la fraction D concentre la majeure partie du phosphore du sol ; il contient en moyenne 3 fois plus que la fraction grossière. Mais inversement l'assimilabilité de P est plus importante dans la fraction grossière que dans la fraction D: le P assimilable représente 6-13% du P_{tot} contre 3-6% pour la fraction argileuse. L'activité microbienne n'explique pas ce résultat car l'apport de MO fraîche entraîne en principe une prolifération microbienne (Qualls, 2000) se traduisant par une immobilisation de P assimilable (Dommergues, 1970). Le P_{org} microbien étant préférentiellement minéralisé que le P_{org} d'origine végétale.; une plus faible valeur de P OD dans la fraction argileuse proviendrait alors d'une fixation du P minéralisé. Frossard et al. ont montré que P_{org} minéralisé ne reste pas plus de 24h dans le pool échangeable (Frossard, 1996).

On retrouve le phosphore organique lié aux fractions granulométriques dans les mêmes ratios que le phosphore total. Ceci montrerait que la fertilisation organique apporte du phosphore qui évolue parallèlement aux formes inhérentes de phosphore dans le sol (Fardeau, 1991). Ce phosphore organique représente une part quasi stable du P total pour la fraction argileuse (Figure 3) mais est, au moins pour les horizons 0-5 et 5-15 cm directement proportionnel au P total pour la fraction grossière, donc contenant des débris grossiers.

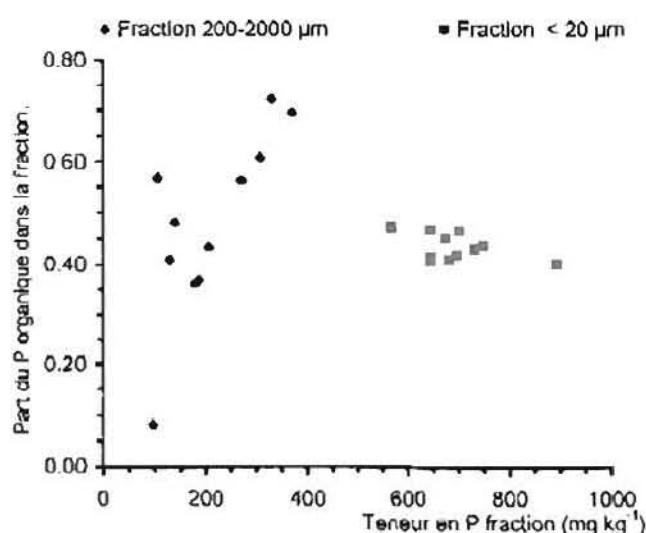


Figure 3 : Part du P organique dans le P total des fractions "sableuses" et "argileuses" sous divers systèmes de culture pour un sol ferrallitique de Madagascar

Les phosphores assimilable Olsen et Olsen-Dabin sont corrélés, le second étant plus élevé que le premier. Tout comme pour la part du P organique dans le P total, la corrélation est meilleure dans le cas de la fraction grossière des sols ($R^2 = 0.84$ contre $R^2 = 0.13$) pour un ajustement logarithmique qui est le meilleur possible avec la série de données disponible. On note aussi une relation étroite entre le P Olsen Dabin et le P_{org} pour la fraction grossière du sol alors qu'aucune relation ne peut être mise en évidence dans le cas de la fraction argileuse.

Ceci montrerait que le Porg constitue la partie assimilable de cette fraction. Le phosphore soluble à l'eau distillée, dosé dans le cadre de la détermination des cinétiques chimiques montre un comportement particulier dans la mesure où les relations semblent plus étroites dans le cas de la fraction argileuse que dans celui de la fraction sableuse. En fait, le processus de séparation des fractions crée un artefact dans la mesure où il fait appel à des mises en suspension et à des lavages par de l'eau distillée et, ce qui est ensuite observé par l'analyse est l'intensité qui correspond à l'activité thermodynamique des ions PO_4^{4-} dans la solution du sol.

Globalement, la concentration d'ions disponible dans la solution est très faible par rapport à la quantité de Ptot. La séparation des fractions montre que dans la fraction sableuse il y a plus d'ions disponibles pour la plante que dans le sol entier dû sûrement, dû probablement à une moindre adsorption par l'argile. La valeur de Cp dans la fraction [0-20 μ m] montre en effet que dans cette fraction le P passe plus difficilement en solution. En outre on note que la variation de Cp (Peau) est faible dans la fraction argileuse alors que l'amplitude est plus importante dans la fraction grossière, ce qui peut traduire un effet traitement.

En conclusion, l'ensemble des critères statiques dont on dispose pour apprécier la fertilité phosphorique (P total, formes de P assimilable, P organique) démontrent l'importance de la fraction grossière du sol pour la disponibilité du P alors que la fraction argileuse n'y contribue que peu, démontrant par là l'intensité de l'adsorption du P sur la fraction fine du sol. Mais dans la mesure où la majeure partie du P total du sol est concentrée dans cette fraction, il est important d'étudier ce phénomène de fixation par l'analyse des courbes de dilution isotopique sans entraîneur pour la connaissance de la dynamique du P dans le sol.

Caractéristiques de la cinétique d'échange de phosphore :

Ces caractéristiques sont déduites des ajustements effectués (équation 1) à partir des cinétiques de dilution isotopiques réalisées sur les diverses fractions des 11 échantillons sélectionnés. Les paramètres pris en compte (tableau 5) reposent sur l'approche théorique présentée plus haut. Les régressions effectuées sont calculées sur 3 durées d'échange isotopique du P : 1 ; 10 et 40 minutes. Ce nombre de points, réduit de par les quantités d'échantillons disponibles, oblige à utiliser le modèle simplifié de Fardeau comme base des calculs et peut conduire à des interprétations erronées si le R^2 de la régression n'est pas très proche de 1. Aussi, il a été décidé d'écarter de l'interprétation faisant intervenir n les individus pour lesquels le R^2 était inférieur à 0,95 pour les variables dérivées faisant appel aux données issues de la régression.

Tableau 5 : Caractéristiques d'échange par dilution isotopique des fractions granulométriques sableuses (A) et argileuses (D) ainsi que de la terre fine d'un sol ferrallitique de Madagascar sous divers systèmes de culture.

	Traitement	EBIR	EBIR	EBIR	EBR	EBR	SD	SD	SD	LB	LB	LB
	Niveau	I	II	III	I	II	I	II	III	I	II	III
n	Fraction A	0,67	0,53	0,56	0,74	0,53	0,51	0,95	0,52	0,36	0,49	0,59
	Fract. D	0,47	0,45	0,38	0,49	0,48	0,93	0,82	0,48	0,89	0,48	0,47
	terre fine ¹	0,57	0,52	0,40	0,57	0,49	0,51	0,48	0,45	0,43	0,47	0,47
r1/R	Fraction A	0,049	0,036	0,131	0,110	0,162	0,066	0,142	0,128	0,167	0,181	-
	Fraction D	0,007	0,005	0,002	0,008	0,006	0,016	0,011	0,006	0,005	0,005	0,008
	terre fine	0,012	0,005	0,003	0,020	0,007	0,025	0,007	0,005	0,004	0,005	0,012
E _{piel} mg P kg ⁻¹	Fraction A	6,5	7,6	19,2	7,4	6,0	7,1	3,2	1,9	2,6	1,6	0,51
	Fraction D	35,5	42,2	87,8	34,3	37,4	19,2	25,5	37,0	26,1	40,7	29,5
	terre fine	22,4	38,0	55,7	12,3	27,4	11,6	28,7	84,3	56,6	53,9	16,4
E _{piel} /C _p l kg ⁻¹	Fraction A	203	281	76	91	62	152	70	78	60	55	-
	Fraction D	1480	2112	4182	1224	1560	619	912	1543	201	1849	1284
	terre fine	860	1902	3481	494	1443	401	1368	1960	2460	2155	864
F _m mg P min ⁻¹	Fraction A	18,8	76,4	51,9	11,9	15,7	48,0	3,32	6,3	21,7	4,5	0,35
	Fraction D	4715	14158	573 10 ³	2454	4010	573 10 ³	764 10 ³	4035	44,5	5388	3617
	terre fine	384	2602	140 10 ³	137	2206	196	2781	26256	33294	11277	1235

Fraction A : Particules du sol de diamètre équivalent compris entre 200 et 2000µm Fraction D : particules de sol de diamètre équivalent comprise inférieur à 20µm I : 0-5 cm ; II : 5-15 cm ; III : 15-30 cm EBIR : Ecobuage interrang EBR : écobuage rang ; LB : Labour

n : pente de la droite de régression correspondant à l'équation simplifiée de Fardeau (1) ; E_{piel} : phosphore isotopiquement échangeable en 1 minute ; E_{piel}/C_p : volume apparent des ions P en phase solide ; F_m : flux d'ions entre la phase solide à la solution du sol. Les valeurs de n en fond grisé correspondent aux situations où R² < 0,95 ; C_p : concentration du P dans la solution du sol = Peau (cf tableau4) /10

L'adsorption du phosphore est élevée quelque soit le système de culture et quelle que soit la fraction étudiée, comme en témoignent les valeurs toujours fortes du paramètre n (valeur moyenne = 0,487 pour la terre fine ; écart type = 0,052).

L'analyse par paires des valeurs de n pour les données conservées indique une valeur de n significativement plus forte (différence moyenne = 0,138) à P = 0,05 dans le cas de la fraction associée aux sables. Ceci indique une vitesse initiale d'adsorption plus rapide pendant la 1^{ère} minute dans la fraction argileuse, mais qui diminue rapidement par saturation de la capacité d'adsorption. Par contre, la vitesse de dilution pendant la 1^{ère} minute est plus lente dans la fraction sableuse mais l'échange accélère toujours au-delà de 10 mn.

Ces forts pouvoirs fixateurs sont aussi confirmés par les valeurs de r1/R : dans l'échelle de comparaison selon Fardeau (Morel, 1996). Toutefois la fraction sableuse est moins fixatrice que l'argileuse : r1/R est égal en moyenne à 0,123 pour la fraction sableuse, classée comme « assez élevé » ([0,1-0,2]) contre 0,007 pour la fraction argileuse – « élevé à très élevé » (<0,1).

L'adsorption de la fraction sableuse est singulière dans la mesure où la surface spécifique des sables est théoriquement faible. L'existence d'une forte adsorption peut être imputée à la présence d'allophanes très fixateurs de P. Le sol étudié provient en effet de dépôts lacustres de cendres

¹ Terre fine : on désigne par ce terme le sol tamisé à 2 mm et non fractionné, sol sec servant de base aux travaux d'analyse.

volcaniques (Raunet, 1981). La lente altération d'origine climatique dans cette région expliquerait qu'ils seraient encore de taille importante (200-2000 μm).

Les quantités de phosphore isotopiquement dilué en 1 minute (E_{pic1}) sont d'ailleurs en moyenne 5 fois plus fortes pour la fraction argileuse par rapport à la fraction sableuse équivalente. Les quantités de P échangeable sont donc proportionnelles aux réserves de chaque compartiment.

Les volumes apparents des ions P associés à la fraction sableuse sont du même ordre de grandeur que ceux signalés par Fardeau pour des sols entiers tandis que ceux associés à la fraction argileuse sont très élevés. De même, les vitesses de renouvellement du P en solution peuvent être extrêmement élevées : plus de 700 g min^{-1} pour la valeur la plus forte de la fraction D et 140 g min^{-1} pour la fraction grossière soit 250 fois la totalité du P du sol. Cette valeur extrême paraît tout de même mettre en doute la validité du modèle simplifié appliqué sur un tel type de sol. De plus, la précision sur F_m est aussi déterminée par celle sur C_p dont on a évoqué les limites de la méthode de mesure utilisée. Sur la fraction [0-20 μm] plus particulièrement, la qualité de la filtration interfère aussi dans la mesure où à un diamètre de 0,002 μm , les pollutions avec les complexes Al-P, Fe-P et silicates -P ne sont pas nulles. Si les valeurs de F_m ne rendent pas compte des situations réelles dans le sol, les variations de F_m montrent que le flux de renouvellement dépend plus de traitements et des niveaux de sol que de la nature des particules. En effet, autant les facteurs quantité (E_{pic1}), capacité ($r1/R$) et intensité (C_p) dissocient distinctement les deux fractions isolées, autant aucune relation n'a pu être établie sur F_m .

Si on comparait la cinétique de dilution du sol entier avec celle des fractions isolées, on note que la fraction argileuse, qui est majoritaire en quantité dans la composition du sol, détermine la dynamique de P dans un tel sol. Toutefois, l'influence de la fraction sableuse n'est pas négligeable puisqu'elle tamponne le pouvoir fixateur et le flux d'échange des ions, conduisant à un plus faible n et un plus fort C_p .

En conclusion, cette approche des critères de fertilité phosphorique des sols ferrallitiques très riches en argiles par la dilution isotopique du ^{32}P confirme le pouvoir fixateur très élevé de ces sols. Elle demeure en outre, pour ce type de sol, le meilleur outil pour rendre compte de la dynamique du P : les valeurs du P échangeable comportent une trop grande imprécision pour permettre des conclusions réalistes à partir de n , K_m , T_m et F_m . La méthode IMPHOS raisonnant sur un $C_p = 0,2 \text{ mg l}^{-1}$ (Barber, 1984, IMPHOS, 1992) ne peut être non plus retenue car même dans les meilleurs des cas, quelque soit le traitement et l'horizon, ce seuil n'est jamais atteint.

Le fractionnement granulométrique, bien que très délicat, permet de démontrer que la fraction associée aux sables, bien que très minoritaire, joue un rôle important dans les propriétés globales d'échange du P. L'adsorption y est moins rapide (indicateur $r1/R$) que dans la fraction argileuse mais se poursuit à un rythme plus soutenu (valeur moyenne de n) que dans la fraction argileuse. Le

modèle simplifié de l'équation des échanges isotopiques ne s'applique certainement pas dans tous les cas et, en tout cas, demanderait pour de tels échantillons à être acquis sur un nombre plus élevé de points expérimentaux pour être validé. Il permet malgré tout de mettre en évidence la très forte réactivité de la fraction argileuse vis à vis du P et l'intensité des échanges qui s'y produisent. La variabilité dans les caractéristiques d'échanges incite à en rechercher les déterminants.

Déterminants et indicateurs des propriétés d'échange vis à vis du Phosphore.

On a cherché, pour chacune des fractions granulométriques étudiées (« argileuse » puis « sableuse ») et enfin pour la « terre fine » quelles relations pouvaient être établies entre les paramètres d'échange isotopique du P d'une part et les données de l'analyse physico-chimique d'autre part. Cette recherche, basée sur la diversité créée par les systèmes de culture, est, vu le nombre réduits d'individus disponibles, essentiellement graphique.

Fraction « argileuse » :

Des relations entre $r1/R$ (facteur inversement indicateur du pouvoir fixateur du sol) et la teneur en P total, P organique, et en matière organique de la fraction ont pu être établies (tableau 6).

Tableau 6 : Paramètres de la relation linéaire entre la composition de la fraction argileuse et l'adsorption (fixation) de P par cette fraction ($r1/R$) = A critère analytique + B.

	C total	N total	P total	P organique
A	0,00433	0,0050	$4,334 \cdot 10^{-5}$	$9,896 \cdot 10^{-5}$
B	-0,00872	0,00639	0,0229	0,0225
n	11	11	11	11
R ²	0,969	0,971	0,968	0,811

Les coefficients des régressions montrent le rôle certain de la matière organique de la fraction [0-20 μ m] dans l'adsorption du P. Mais son action pour diminuer la fixation du P est très limitée, on le voit à partir des faibles pentes de régression. Une régression plus significative entre taux de carbone organique / taux d'argiles et $r1/R$ ($R^2 = 0,9531$, $n = 11$, pente = 346,16) explique qu'il existe plutôt une interaction indissociable entre la matière organique et l'argile sur l'adsorption du P. Le mécanisme mis en jeu serait la compétition des ions PO_4^- et des anions organiques sur les sites d'adsorption des argiles (Frossard, 1983; Haynes, 2001).

Mais la régression moyennement satisfaisante obtenue sur le P organique montre que la surface spécifique d'adsorption de l'argile domine sur la cinétique de compétition des anions.

Le facteur capacité, (E_{piel}/C_p) peut aussi être mis en relation avec les mêmes variables et il décroît lorsque la teneur en matière organique de cette fraction fine augmente (figure 4). Mais la relation

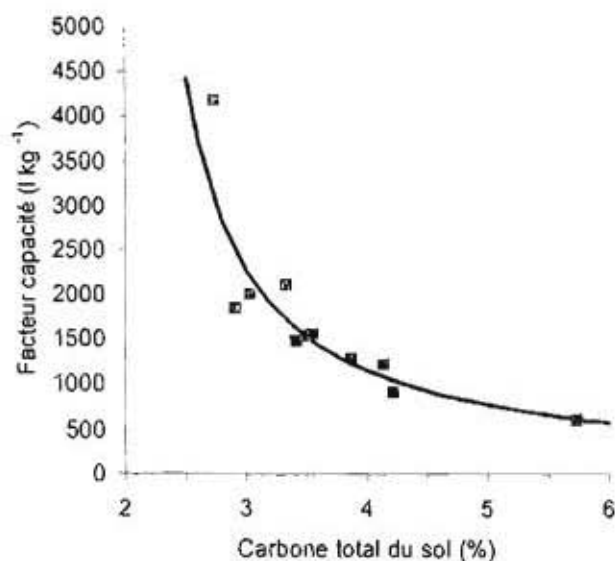


Figure 4 : Relation entre le facteur capacité et la teneur en matière organique de la fraction "argileuse"

entre les deux variables n'est vraisemblablement pas linéaire si l'on prend en compte tous les couples de points disponibles. Le meilleur ajustement est obtenu avec une fonction réciproque :

$$E_{\text{Piel}} / C_p = \frac{1000}{0.4286 C_{\text{total}} - 0.84602} \quad R^2 = 0.971$$

étant donné que C_p varie faiblement, l'incorporation de la matière organique dans la fraction argileuse diminuerait donc le pool échangeable et se traduirait par une plus grande vitesse d'adsorption du P.

Des ajustements du même type peuvent aussi être calculés avec les autres variables indicatrices de l'état organique du sol. Pour les variables F_m et n , seuls 7 couples de données peuvent être conservés (critère d'élimination sur la valeur de R^2 d'ajustement de la cinétique). Dans le cas de F_m , la plage de variation très importante liée au mode de calcul ne permet pas vraiment de dégager des tendances. Le paramètre n (qui donne l'importance de la fixation après la fixation initiale) est également, si l'on excepte le point correspondant au semis direct entre 5 et 15cm, positivement corrélé avec les critères de teneur en MO de la fraction.

Fraction « sableuse » :

La recherche graphique de relations entre critères de l'échange isotopique d'une part et de teneur et qualité de la matière organique d'autre part fait apparaître des groupes de points sans organisation précise des nuages mais où il semble que les valeurs les plus élevées à la fois pour les deux types de critère (rI/R et C_{org} par exemple) correspondent aux horizons de surface des traitements avec apports de résidus végétaux frais et les valeurs les plus faibles aux situations avec labour et aux prélèvements en profondeur.

Pour cette fraction, les seuls critères quantitatifs (teneur en C, P total...) ne semblent pas suffisants pour identifier les déterminants de la cinétique de dilution du ^{32}P et il semble nécessaire de tenir compte de critères de « qualité » de la matière organique. Certains résultats douteux (tableau 5) n'ont pas pu être vérifiés, faute d'échantillon disponible, et ont été écartés de l'analyse.

De plus, deux échantillons ont conduit à des valeurs de R^2 trop faibles pour être utilisées dans les données dérivées du modèle. Le seul critère réellement discriminant dont on dispose pour juger la qualité des apports organiques est le rapport C/P.

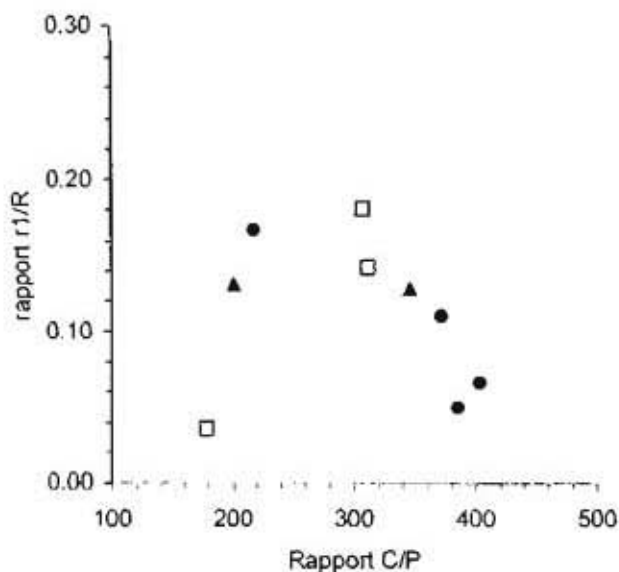


Figure 5 : Qualité de la MO de la fraction sableuse et paramètres de la cinétique d'échange : exemple du rapport r1/R

avec les divers critères étudiés.

Terre fine :

On dispose, en plus, dans le cas de la terre fine, des données analytiques classiques dont les valeurs moyennes par traitement sont présentées au tableau 1. Contrairement aux fractions granulométriques, la terre fine est soumise à la détermination des cinétiques d'échange isotopique sans prétraitement préalable. Dans ce cas, les cinétiques isotopiques conduisent à des ajustements permettant de définir les paramètres dérivés (n compris entre 0,97 et 1,00) et peuvent donc toutes être intégrées dans la recherche des déterminants de l'adsorption (fixation) de P.

On retiendra deux types de relations :

des relations linéaires croissantes. « n » est très étroitement corrélé avec la teneur en N ($R^2= 0,98$) ; P_{tot} ($R^2= 0,94$) et P_{org} ($R^2= 0,78$). La régression sur r1/R est moins bonne avec C, N, P_{tot} , P_{org} .

des relations décroissantes de type hyperbolique comme déjà mises en évidence avec la fraction argileuse isolée, ce qui est le cas de $E_{p_{iel}}$ et F_m . L'intervention de la matière organique dans la cinétique de P est certaine, mais la recherche de relations entre ses caractéristiques et les paramètres d'échanges est délicate. r1/R, n et $E_{p_{iel}}$ sont globalement linéairement corrélés avec C, N, P_{tot} , P_{org} et C/P.

En effet ces variables sont elles-mêmes reliées comme il a été démontré plus haut. On montre ainsi que les apports exogènes de P sous forme organique diminue la fixation du P dans le sol. Mais la nature argileuse du sol étudié n'a pas permis de déterminer des seuils de signification de la variation de n et de $r1/R$; les pentes étant très faibles il aurait fallu plus de points pour définir des classes de variation significative.

Pour les autres paramètres E_{piel} et C_p , ces éléments quantitatifs C, N, et P ne rendent plus compte des différences de comportements des fractions dans le sol entier : la part importante de la fraction argileuse détermine le comportement du sol. Ils ne sont d'ailleurs pas sensibles aux variations de P_{tot} et P_{org} créées par les traitements. Seul C/P rend compte de la résultante des caractéristiques des fractions A et D. Mais les relations non linéaires observées montrent aussi une limite de la sensibilité de cet indicateur et la nécessité d'intégrer la dynamique de la matière organique dans les fractions granulométriques pour déterminer la dynamique globale du P.

CONCLUSION :

Les systèmes agrobiologiques mis en place à Madagascar améliorent sensiblement la fertilité du sol. La quantité de matière organique : C et N augmentent parallèlement. De même pour le statut phosphorique, la réserve du sol et le phosphore assimilable donc disponible pour l'alimentation de la plante s'accroissent. La disponibilité du Phosphore résulte dans le cas de tels systèmes, où la fertilisation est essentiellement constitué de P organique, de l'activité microbienne et de la nature des argiles qui composent le sol. Les microbes du sol interviennent dans des processus d'immobilisation et de minéralisation du phosphore et l'argile intervient dans des phénomènes d'adsorption proportionnellement à sa teneur dans le sol.

Les fractions organiques du sol se différencient nettement par rapport à ces processus : la fraction sableuse à laquelle est associée les débris végétaux correspond au compartiment du sol où domine l'action microbienne. Et son importance est d'autant plus grande que l'enrichissement apporté par les apports organiques se concentrent d'abord dans cette partie du sol. La réserve dans cette fraction bien que ne représentant qu'une faible relativement moins important en quantité, peut fournir plus d'ions PO_4^- à la solution du sol. Au fur et à mesure de l'humification, la matière organique est intégrée au complexe argilo-humique du sol et dans la fraction argileuse, compartiment final de l'évolution, la disponibilité du Phosphore est conditionnée par l'adsorption. La capacité d'approvisionnement est importante mais la rétention trop forte entraîne une faible quantité d'ions en solution. Ainsi la connaissance des différentes cinétiques peut permettre de modéliser la disponibilité du phosphore dans le sol entier à partir des caractéristiques granulométriques du sol, et celles sur les apports organiques.

Mais la nature du sol étudié n'a pas permis de dégager des équations rigoureuses. L'argile constituant plus de 80% du sol, elle masque l'effet de la matière organique concentrée dans la fraction sableuse. En outre les sables de ces sols contiendraient des allophanes qui adsorbent aussi le P. Troisièmement l'étude a souligné la limite de l'équation simplifiée de la dilution isotopique sur un sol à très fort pouvoir fixateur la pente de régression de la dilution et les paramètres de flux sont n'ont qu'une valeur comparative et ne peuvent pas être pris comme caractères estimatifs. Enfin sur un tel sol la détermination de la concentration de P dans la solution nécessite la mise au point d'une méthode plus sensible que la colorimétrie.

La mise en relation entre les caractères analytiques de la fraction et les paramètres de la cinétique de P qui lui sont associées n'a donné de relation expliquant le sol entier en fonction des fractions qui le composent dans la mesure où dans la fraction fine, les premières ne rendent pas compte de l'adsorption. Dans cette fraction les caractéristiques physiques de l'argile: nature et le taux de Fe_2O_3 seraient plus pertinentes. Dans la fraction grossière, le problème est d'ordre méthodologique.

Le seul indicateur qui explique les différenciations entre les fractions serait le rapport C/P. Il a l'avantage, par rapport aux indicateurs quantitatifs (C, N, P) d'être lié à la dynamique d'évolution de la matière organique qui intervenait dans celle du P. Les différences des conduites culturales combinées avec des mesures de l'activité microbienne au voisinage des racines peuvent conduire à des relations expliquant l'équilibre entre la minéralisation et l'immobilisation dans le temps.

Dans le cas du sol nous intéressant, en l'absence d'un équilibre textural permettant de mettre en évidence un effet notable de la matière organique, le raisonnement sur la dynamique du P sur un tel type de sol ne doit pas s'abstraire de l'adsorption de l'argile.

En somme dans la définition d'un système améliorant la disponibilité du P, il est important d'étudier le turnover de la matière organique du sol: en ralentissant la minéralisation des débris organiques végétaux, on pourrait limiter l'adsorption du P sur le complexe argilo-humique. Mais d'un autre côté en limitant la minéralisation, on restreint la disponibilité de l'azote pour la plante. Un équilibre est donc à chercher parallèlement aux facteurs biotiques et abiotiques d'évolution de la matière organique.

BIBLIOGRAPHIE :

1. **AFNOR**, ed. *Mise en solution totale par attaque acide NF X 31-147*. Qualité des sols, ed. AFNOR. Vol. 1. 1999. 565.
2. **Balesdent, J., C. Chenu, and B. Leclerc**, Quelques avancées récentes sur la dynamique des matières organiques dans les sols, in *Echo-MO*. 2000. p. 3-4.
3. **Barber, S.A. and M. Silberbush**, *Plant Root Morphology and Nutrient Uptake*, in *Roots, Nutrients and Water Influx and Plant Growth*. 1984, Soil Science Society of America: Madison. p. 65-87.
4. **Barber, S.A.**, Soil Nutrient bioavailability. A mechanistic approach., ed. J. Wiley. 1984, New York.
5. **Dommergues, Y. and F. Mangenot**, *Ecologie microbienne du sol*, ed. M.e. Cie. 1970, Paris. 259-269.
6. **FAO**, <http://fao.org/gIEWS/french/alertes/srmad497.htm>, . 1997, Food and Agriculture Organization of the United Nations.
7. **Fardeau, J.C., C. Morel, and J. Jappe**, Cinétique d'échange des ions phosphate dans les systèmes sol-solution. Vérification expérimentale de l'équation théorique. *C. R. Acad. Sc.*, 1985. 300, Série III(8): p. 371-376.
8. **Fardeau, J.C., C. Morel, and R. Boniface**, Cinétiques de transfert des ions phosphates du sol vers la solution du sol : paramètres caractéristiques. *Agronomie*, 1991. 11: p. 787-797.
9. **Fardeau, J.C.**, Le phosphore assimilable des sols : sa représentation par un modèle fonctionnel à plusieurs compartiments. *Agronomie*, 1993. 13: p. 317-331.
10. **Feller, C., M. Brossard, and E. Frossard**. Characterisation and Dynamics of Organic Matter in Low Activity Clay Soils in West Africa. in *Phosphorus cycle in terrestrial and aquatic ecosystems - Regional workshop 4 : Africa*. 1992. Kenya.
11. **Feller, C.**, La matière organique dans les sols tropicaux à argile 1/1. Recherche de compartiments organiques fonctionnels. Une approche granulométrique., . 1994, Institut de Géologie de Strasbourg: Strasbourg. p. 393 p. + Annexes.
12. **Frossard, E.**, Amélioration du statut phosphorique d'un sol réunionnais par apports de matière organique, in *ENSAIA*. 1983, INPL: Vandoeuvre-Lès-Nancy. p. 58p.
13. **Frossard, E., et al.** Pouvoir fixateur vis-à-vis des ions phosphates et teneur en phosphore des sols ferrugineux et ferallitiques d'Afrique de l'Ouest. in *Phosphorus cycles in terrestrial and aquatic ecosystems. Regional workshop 4 : Africa*. 1991. Nairobi, Kenya.
14. **Frossard, E., D. Lopez-Hernandez, and M. Brossard**, Can isotopic exchange kinetics give valuable information on the rate of mineralization of organic phosphorus in soils ? *Soil Biol. Biochem.*, 1996. 28(7): p. 857-864.

15. **Gavinelli, E., et al.**, A routine method to study soil organic matter by particle-size fractionation : Examples for tropical soils. *Soil Science and Plant Analysis*, 1995. 26(11-12): p. 1749-1760.
16. **Griffon, M.** La "révolution doublement verte" comme complément de la "révolution vert". in *Gestion agrobiologique des sols et des systèmes de culture*. 1998. Antsirabe, Madagascar: CIRAD.
17. **Haynes, R.J. and M.S. Mokolobate**, Amelioration of Al toxicity and P deficiency in acid soils by additions of organic residues : a critical review of the phenomenon and the mechanisms involved. *Nutrient Cycling in Agrosystems*, 2001. 59: p. 47-63.
18. **Hien, E.**, Dynamique de la matière organique d'un lixisol plinthique sous l'effet de la mise en culture et des pratiques culturales, in *INPL*. 2001: Nancy. p. 25.
19. **Hountin, J.A., et al.**, Use of fractionation procedure to assess the potential for P movement in a soil profile after 14 years of liquid pig manure fertilization. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 1999. 78: p. 77-84.
20. **Ibewiro, B., et al.**, Nitrogen contributions from decomposing cover crop residues to maize in a tropical derived savanna. *Nutrient cycling in Agroecosystems*, 2000. 57: p. 131-140.
21. **IMPHOS**. Phosphorus, life and environment From Research to Application. in *Proceedings of the Fourth International IMPHOS Conference*. 1992. Ghent-Belgium: IMPHOS.
22. **Iyamuremey, F., et al.**, Carbon, nitrogen and phosphorus mineralization potential of native agroforestry and plant residues in soils of Senegal. *Arid soil Research and Rehabilitation*, 2000. 14: p. 309-315.
23. **Leclerc, B.**, *Guide des matières organiques*, ed. ITAB. 1995, Paris. 245p.
24. **Mac Grath, D., N.B. Comerford, and M.L. Duryea**, *Litter dynamics and monthly fluctuations in soil phosphorus availability in an Amazonian agroforest*. *Forest Ecology and Management*, 2000. 131: p. 167-181.
25. **Maroko, J.B., R.J. Buresh, and P.C. Smithson**, *Soil Phosphorus Fractions in Unfertilized Fallow-Maize Systems on Two Tropical Soils*. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1999. 63: p. 320-326.
26. **Mary, B., et al.**, Interactions between decomposition of plant residues and nitrogen cycling in soil. *Plant and Soil*. 1996. 181: p. 71-82.
27. **Michellon, R. and al.**, Amélioration de la fertilité par écobuage : influence de la nature du combustible selon le type de sol de tanety, . 2001, CIRAD-TAFA-FOFIFA: Antsirabe.
28. **Morel, C., H. Tiessen, and J.W.B. Stewart**, Sensitivity to equilibration periods of phosphate sorption and isotopic exchange methods assessing Q/I relationships in soils. *Soil Science*, 1996. 161(7): p. 459-467.

29. **Morel, J.-L.**, La valeur phosphatée des boues résiduares des stations d'épuration urbaines, . 1996, ADEME/ENSAIA: Paris.
30. **Nziguheba, G., et al.**, Soil phosphorus fractions and adsorption as affected by organic and inorganic sources. *Plant and Soil*, 1998. 198: p. 159-168.
31. **Nzila, J.D.**, Etude des transformations structurales et physico-chimiques d'un sol ferrallitique acide de la vallée du Niari (Congo) soumis à la pratique de l'écobuage, . 1992, Univeristé Paris XII: Paris. p. 190.
32. **Oliver, R.**, Etude du statut phosphorique des sols de Madagascar-3ème partie, . 1971, IRAT: Antananarivo.
33. **Oliver, R. and P. Letourmy**, Rôle respectif des différentes fractions granulométriques d'un sol dans ses propriétés physico-chimiques : mise au point d'une méthode non destructive. *L'agronomie tropicale*, 1992. 46(1): p. 41-50.
34. **Olsen, S.R. and L.E. Sommers**, *Phosphorus*, in *Methods of soils analysis : Part 2*, A.L. Page, Editor. 1982, Soil Science Society of America, Inc: Madison. p. p403-430.
35. **Pieri, C. and A. Haile**, Effet du phosphore sur la capacité d'échange cationique de quelques sols ferrallitiques d'Afrique et de Madagascar, . 1984, IRAT: Montpellier.
36. **Qualls, R.G., J. Curtis, and J. Richardson**, Phosphorus Enrichment Affects Litter Decomposition, Immobilization, and Soil Microbial Phosphorus in Wetland Mesocosms. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 2000. 64: p. 799-808.
37. **Rabeharisoa, R.L.**, Etude de l'influence de l'aluminium échangeable sur la dynamique du phosphore et son assimilation par le blé dans un sol ferrallitique de la région d'Amboimandroso, in EESS. 1985, Université de Madagascar: Antananarivo. p. 60.
38. **Rabeson, R.** Interaction entre azote, phosphore et fumure organique en riziculture aquatique. in *Gestion agrobiologique des sols et des systèmes de culture*. 1998. Antsirabe, Madagascar: CIRAD.
39. **Rakotondranaly, N.** Effets des fumures sur les rendements culturaux et sur les bilans minéraux du sol. Cas du bassin versant de Jabokely, au nord d'Antananarivo. in *Gestion agrobiologique des sols et des syst-mes de culture*. 1998. Antsirabe, Madagascar.
40. **Raunet, M.**. Le milieu physique de la région volcanique Ankaratra-Vakinankaratra-Itasy, . 1981, IRAT: Antananarivo.
41. **Roche, P., J. Velly, and J. Celton**, Quelques problèmes agronomiques posés par la mise en valeur des sols ferrallitiques de colline à Madagascar, in *L'Agronomie Tropicale. Synthèse des résultats 1961-1964*. 1966: Antananarivo. p. 191-237.
42. **Roche, P., et al.**, *Phosphorus in Tropical Soils : Assessing Deficiency Levels and Phosphorus Requirements*, . 1980, IMPHOS-World Phosphate Institute: Paris.

43. **Rosell, R.A., J.A. Galantani, and L.G. Suner**, *Long term crop ratio effects on organic carbon , nitrogen and phosphorus in haplustoll soil fractions*. *Arid Soil Research and Rehabilitation*, 2000. 14: p. 309-315.
44. **Sui, Y., M.L. Thompson, and C. Shang**, *Fractionation of Phosphorus in a Mollisol Amended with Biosolids*. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1999. 63: p. 1174-1180.
45. **Tchienkoua and M.W. Zech**, The effect of cultivation and fallowing on phosphorus pools on ferralitic soils in central Cameroon, in *La jachère en Afrique tropicale*, R.P. Ch. Floret, Editor. 2000, John Libbey Eurotext: Paris. p. 204-211.

Figure 5 : Impacts du mode de gestion du sol sur les propriétés physicochimiques en sol volcanique (Betafo, 2001)

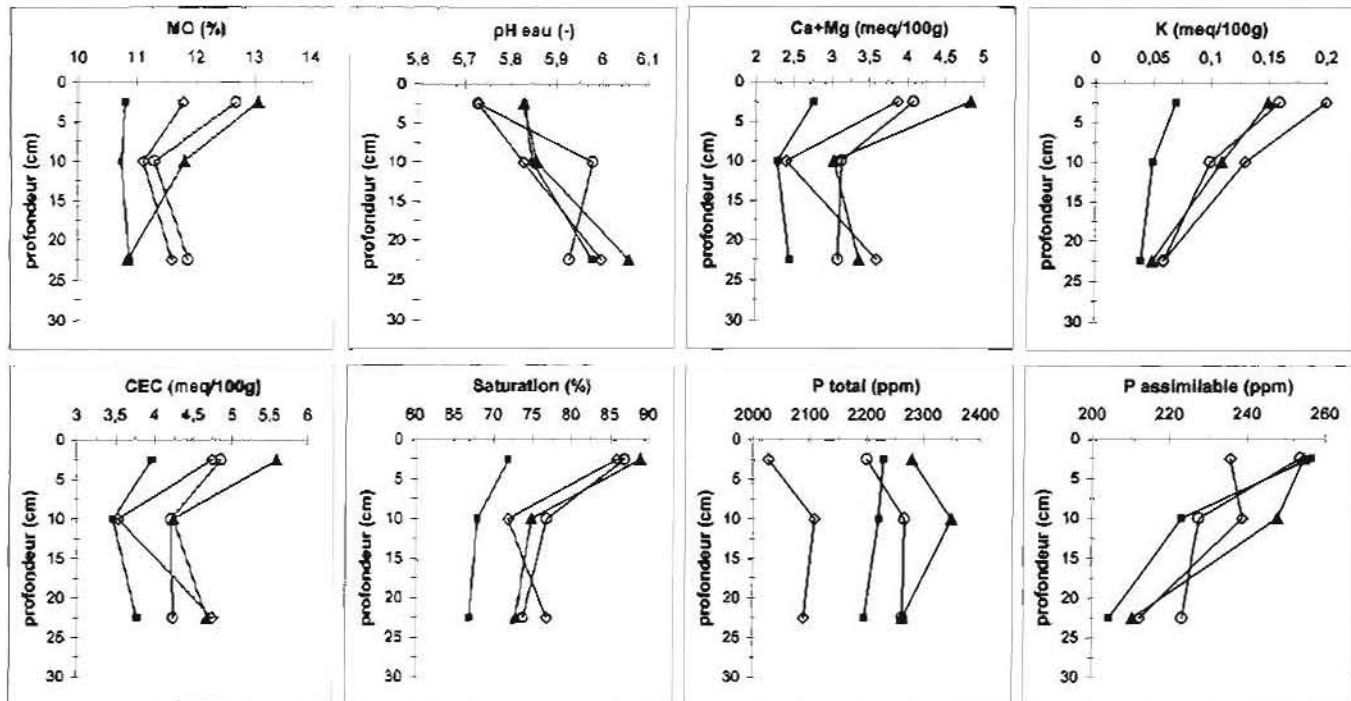
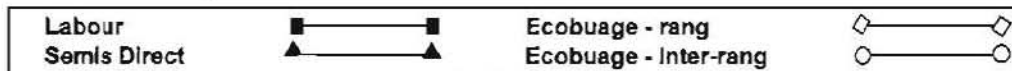
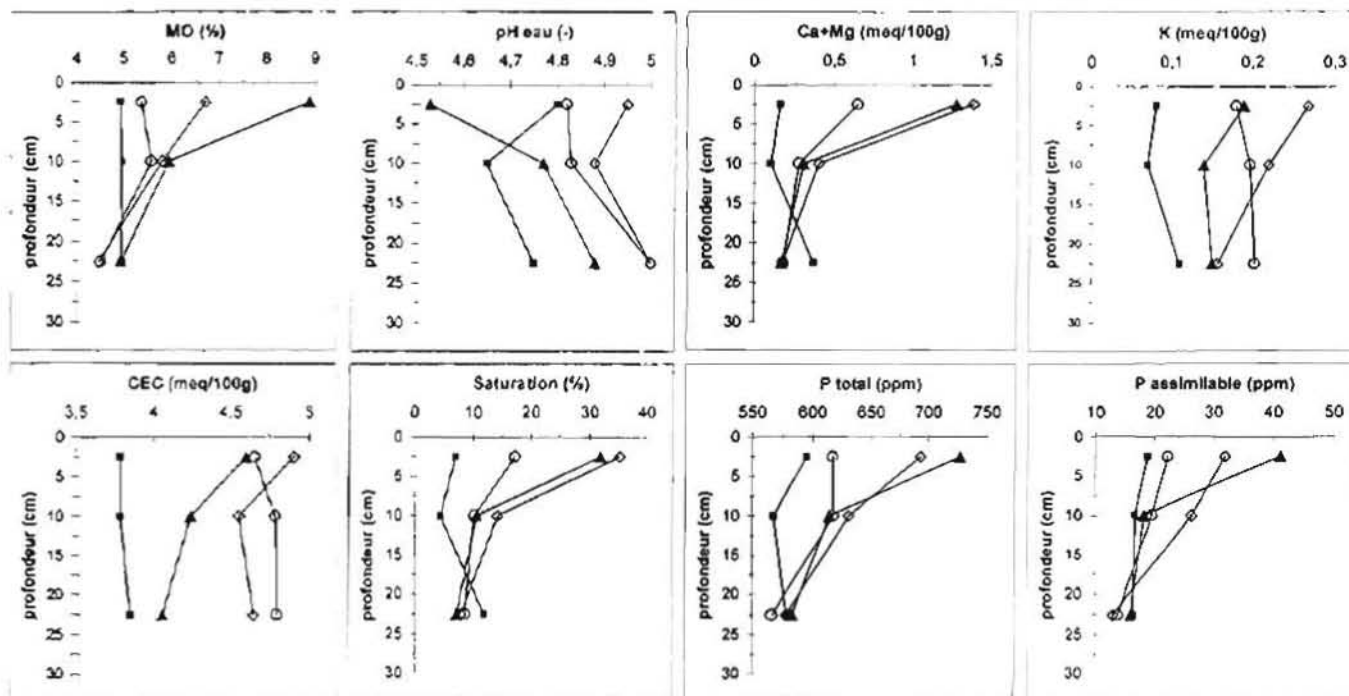
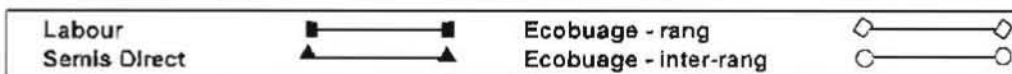
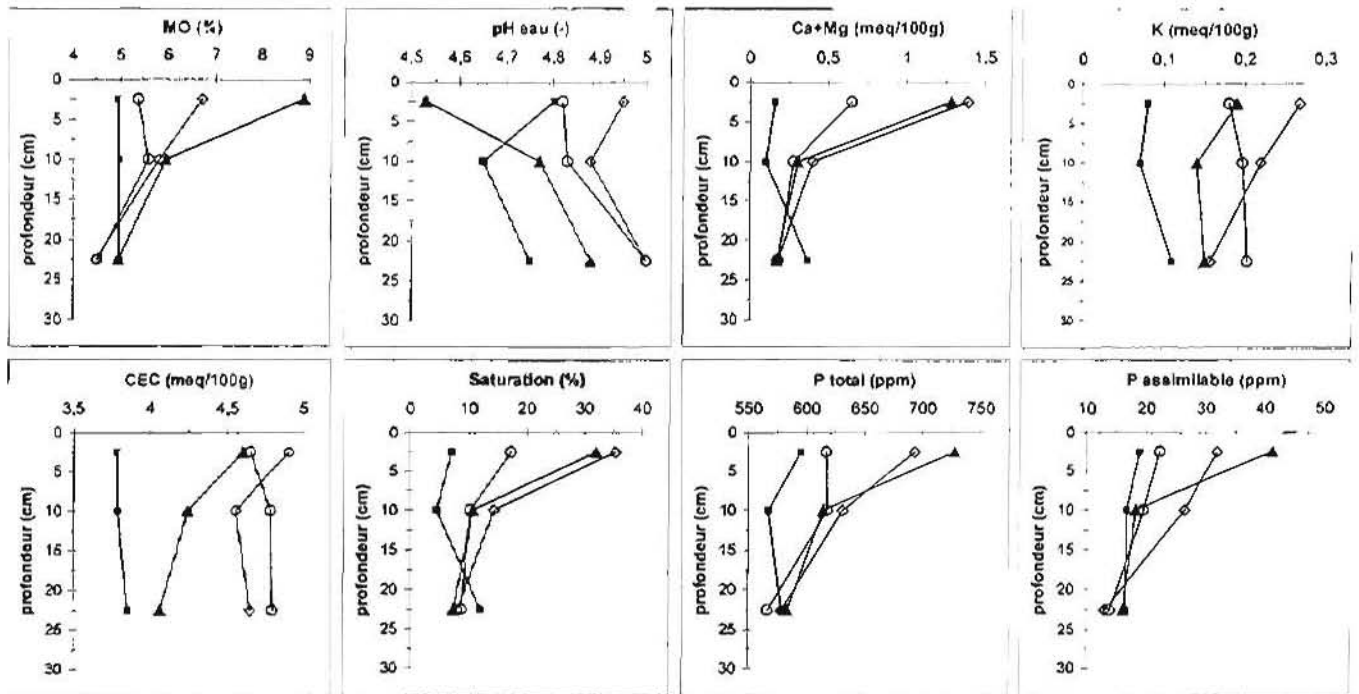
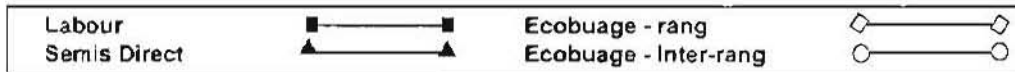


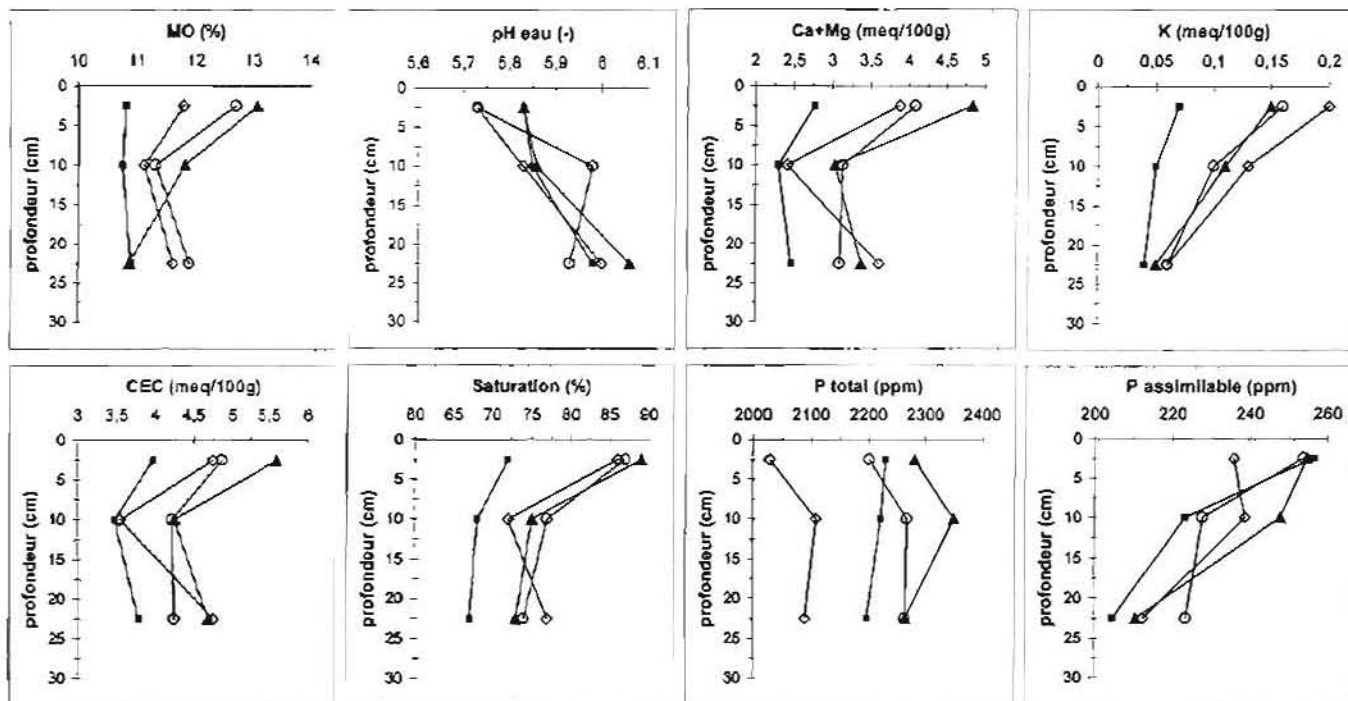
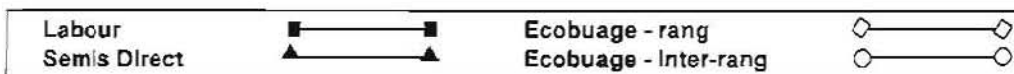
Figure 6 : Impacts du mode de gestion du sol sur les propriétés physicochimiques en sol ferrallitique (Bemasoandro, 2001)



**Figure 6 : Impacts du mode de gestion du sol
sur les propriétés physicochimiques en sol ferrallitique (Bemasoandro, 2001)**



**Figure 5 : Impacts du mode de gestion du sol
sur les propriétés physicochimiques en sol volcanique (Betafo, 2001)**



Résumé :

Le Phosphore est le second facteur limitant de la production sur les sols ferrallitiques des Hautes Terres de Madagascar. L'étude a porté sur l'impact de la différenciation des états organiques induite par différents systèmes de gestion agrobiologiques des sols sur le statut phosphorique. Dans cette étude nous avons couplé le fractionnement granulométrique (Feller, 1995) et les méthodes de caractérisation de l'état phosphorique, et particulièrement, celle de la cinétique du P utilisant la dilution isotopique (Fardeau, 1991). En comparant les systèmes agrobiologiques avec le labour, on note une augmentation de la réserve de P liée à l'accroissement du P organique. Parallèlement, la disponibilité de l'élément augmente. La cinétique d'échanges entre la phase solide et la solution du sol est dominée par l'adsorption par l'argile représentant plus de 80% du sol. Les fractions granulométriques ont des comportements différents : dans la fraction grossière [200-2000 μm], la capacité de fourniture d'ions PO_4^- est faible, mais à cause d'une moindre fixation, la teneur en ions dans la solution est grande. Cependant, au fur et à mesure de l'intégration de la matière organique (MO) dans le complexe argilo-humique, le P est de plus en plus adsorbé par l'argile. Même si le P du sol est concentré dans la fraction <20 μm), du fait que cette fraction est essentiellement constituée d'argile, la quantité d'ions passant dans la solution est faible. On montre ainsi l'importance du maintien d'une fraction organique grossière dans la gestion de la fertilité phosphorique des sols.

Mots-clés : sol ferrallitique, fertilité phosphorique, matière organique, fractionnement, dilution isotopique

Abstract:

Phosphorus (P) is the second limiting factor for crop production on ferrallitic soils of the Highlands of Madagascar. Our study concerns the effects of differences in soil organic matter status induced by different management practices on the P status of the soil. For this study, we interfaced the differentiation by particle size fractionation (Feller, 1995) with methods of characterisation of P including P kinetic using an isotopic exchange method (Fardeau, 1991). The comparison of biological management practices with mouldboard ploughing shows an increase of total P linked up to the increase of organic P and, parallel to that, an increase in available P. The isotopic exchange of P is governed by its absorption which is due to the very high clay content of the studied soil. The particle size fractions have different behaviour: The capacity of the coarse fraction (200-2000 μm) to supply PO_4^- ions is low, but the amount of P ions in the solution is high because of this fraction fix fewer. However, during the integration of the fresh organic matter in the organo-clay complex, P is more and more absorbed. The biggest part of total P is in the 0-20 μm fraction, which consist nearly only in clay (< 2 μm). The high absorption capacity of the 0-20 μm fraction causes that the amount of P ions which solubilise is low. The study shows the importance of preservation of the coarse organic fraction for reducing the absorption of P by the organo-clay complex.

Key words: ferrallitic soil, Madagascar, phosphorus availability, organic matter, fractionation, isotopic exchange