

THESE de DOCTORAT de l'UNIVERSITE PARIS 6

Spécialité :

PEDOLOGIE

présentée par :

Monsieur Andreas Attila de WOLINSK MIKLOS

pour obtenir le titre de DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE PARIS 6

Sujet de la thèse :

**BIODYNAMIQUE d'une COUVERTURE PEDOLOGIQUE
dans la REGION de BOTUCATU (BRESIL - SP)**

Volume (I)

Soutenue le 15 Octobre 1992

Devant le jury composé de :

**A. MARIOTTI (Président)
P. CURMI (Examineur)
G. PEDRO (Examineur)
A. RUELLAN (Rapporteur)
F. TOUTAIN (Rapporteur)
P. TREHEN (Examineur)**

A minha querida esposa, Maria Luiza, amor da minha vida ;

aos nossos maravilhosos filhos, Andreas, Mathias e Johanna ;

e aos meus Pais ;

dedico esta obra.

Sou-vos eternamente grato.

SOMMAIRE

INTRODUCTION

PREMIERE PARTIE: PRESENTATION DU MILIEU NATUREL

DEUXIEME PARTIE: ORGANISATION DE LA COUVERTURE PEDOLOGIQUE DE BOTUCATU

CHAPITRE I. CARACTERISATION MACROMORPHOLOGIQUE DES ORGANISATIONS.

CHAPITRE II. CARACTERISATIONS ANALYTIQUES DES ORGANISATIONS.

CHAPITRE III. CARACTERISATION MICROSCOPIQUE DES ORGANISATIONS DANS LE VERSANT LAVAPES.

CHAPITRE IV. SYNTHESE DES DONNEES: ORGANISATION DES CARACTERES MORPHOLOGIQUES DANS L'ESPACE.

TROISIEME PARTIE: INTERPRETATIONS

CHAPITRE V. GENESE ET EVOLUTION DES STRUCTURES MICROAGREGES ET POLYEDRIQUES.

CHAPITRE VI. GENESE ET EVOLUTION DES HORIZONS SUPERFICIELS.

CHAPITRE VII. GENESE DE L'HORIZON HETEROGENE EN COULEUR, DES ENSEMBLES SOMBRES ("SOMBRIC HORIZONS") ET DE LA "STONE-LINE".

CHAPITRE VIII. CHRONOLOGIE DES DIFFERENCIATIONS DANS LA COUVERTURE PEDOLOGIQUE DE BOTUCATU.

CONCLUSIONS GENERALES

BIBLIOGRAPHIE

REMERCIEMENTS

Comment trouver les mots justes pour exprimer mon émotion et remercier tous ceux qui m'ont aidé, tant ont été nombreux les conseils et les soutiens que j'ai reçus durant ce travail. Que chacun trouve ici l'expression de ma reconnaissance.

Monsieur RUELLAN, pour m'avoir ouvert toutes les portes pour une formation scientifique; pour avoir accepté de guider ce travail, pour sa confiance et son estime.

Monsieur CURMI, pour m'avoir accueilli dans son laboratoire, pour son soutien et ses précieux conseils.

Monsieur QUEIROZ NETO, pour son amitié et pour m'avoir rendu possible le séjour en France.

Monsieur ESPINDOLA, pour son amitié et pour m'avoir initié à la recherche scientifique.

Messieurs MARIOTTI, PEDRO, TOUTAIN et TREHEN, pour m'avoir fait l'honneur de participer au jury.

Monsieur BOULET, pour ses précieux conseils sur le terrain.

Monsieur BLANQUE, pour le traitement informatique des résultats.

Messieurs SERVANT et FOURNIER, pour les datations des charbons de bois.

Madame RUELLAN, pour son accueil et pour la correction des fautes d'orthographe.

Monsieur COELHO, pour la reprographie de ce mémoire.

Les chercheurs et le personnel du laboratoire de Science du Sol de l'INRA de Rennes, pour leur contribution à l'élaboration de ce travail.

Le personnel du laboratoire de Sciences de l'Environnement de la Faculté de Sciences Agronomiques de Botucatu, UNESP, pour leur amitié et leur contribution à l'élaboration du travail sur le terrain et au laboratoire.

Le CNEARC, pour la mise en disponibilité du matériel dans la finalisation du mémoire.

La CAPES, pour son appui financier.

AVANT PROPOS

Ce mémoire représente l'aboutissement d'une histoire. Cela ne veut pas dire la fin.

En 1981, j'ai commencé mes premières observations pédologiques (dans le sens scientifique du terme) en vue d'une cartographie des sols d'une ferme située dans la région de Botucatu; cela en même temps qu'on commençait les cours d'agronomie.

J'adorais me salir avec cette terre rouge, qui imprégnait mon corps et les vêtements. On passait des heures, des journées,... plongé dans la nature. Ce mélange intime m'a beaucoup imprégné comme un vent très souple, dans mes idées.

En 1982, sous la direction de Messieurs Espindola et Queiroz Neto, on a commencé les premières observations sur le terrain en vue de la recherche des volumes pédologiques dans son organisation latérale.

En 1983, j'ai suivi mon premier cours pratique sur l'analyse structurale de la couverture pédologique. Il s'est produit à Botucatu, dans mon site d'étude, sous la direction de Monsieur Ruellan. Toute de suite j'ai senti une grande affinité avec ce monsieur. Finalement, je rencontrai quelqu'un qui aimait les sols autant que moi, puisqu'à la fin des journées il était également tout rouge, couvert de terre partout. C'est, aussi, à ce moment là, qu'une des portes s'ouvrait sur mon chemin. Monsieur Ruellan m'avait invité à faire un DEA en France, après avoir fini la faculté d'agronomie en décembre 1984. Alors, on préparait le grand départ pour septembre 1985.

Pendant les années 1983, 1984 et 1985 j'ai réalisé plusieurs stages de laboratoire en vue d'un apprentissage (premiers contacts) sur certains aspects physiques (granulométrie, densité), chimiques (fertilité) et minéralogiques (rayons-X, ATD) du sol. En 1985, j'ai pu encore suivre quelques cours de troisième cycle, dirigés déjà vers la pédologie, à l'USP de Sao Paulo et le premier cours d'analyse structurale sur le terrain dirigé par Monsieur Boulet. Alors, j'ai reconnu, toute de suite, dans ce Monsieur, le grand maître. Il fallait absolument apprendre avec lui. Ainsi, j'ai eu la chance de passer un séjour en Guyane Française, où j'ai pu suivre les travaux d'analyse structurale menés sur le terrain de thèse de Monsieur Robain.

En 1986, j'ai obtenu mon DEA à Poitiers, en géochimie de la surface, sous la direction de Monsieur Chauvel, en étudiant principalement les altérites de basalte. L'objectif prochain était la thèse, mais seulement pour le début 1988, puisque je devais retourner au Brésil afin de faire un bon travail de terrain. C'est encore Monsieur Ruellan qui m'ouvrait une autre porte. Qu'il trouve la reconnaissance de toute ma gratitude dans ce mémoire.

En début de l'année 1988, Monsieur Curmi, m'a accueilli, de plein coeur, dans son laboratoire. Même, si quelquefois, pendant toutes ces années de travail en commun, je n'ai pas su exprimer ma gratitude, qu'il trouve également dans ce travail toute mon affection.

Ainsi, c'est dans le cadre du laboratoire de Science du Sol de l'INRA de Rennes que j'ai pu réaliser la plupart des analyses contenues dans cette thèse.

Je dois encore souligner que la qualité des observations micromorphologiques présentes dans ce travail résultent des "vrais bijoux" (lames minces) qu'ils fabriquent à Rennes.

RESUME

Nous avons étudié l'organisation spatio-temporelle d'une couverture ferrallitique développée sur grès (Groupe Bauru) et basalte (Formation Serra Geral) dans la région de Botucatu (SP), Brésil.

L'objectif du travail a été de décrire et de comprendre les structures de cette couverture pédologique et leur dynamique.

Les principaux résultats du travail mené à Botucatu concernent:

La genèse et l'évolution des structures microagrégées (ovoïdes et polyédriques) et macragrégées polyédriques des Latosolos (Ferralsols) et des Terras Roxas Estruturadas (Nitosols).

Le rôle fondamental de la macrofaune du sol (principalement fourmis *Atta* et termites) dans l'organisation et dans la biodynamique de ces sols.

L'évolution des structures et des mécanismes à travers la mise en évidence des fronts de transformation.

La reconstitution de l'histoire de cette couverture pédologique.

INTRODUCTION

Ce mémoire présente une étude détaillée concernant l'organisation spatio-temporelle d'une couverture pédologique sur grès et basalte, située sur le revers des "Cuestas Basaltiques" à Botucatu (SP), Brésil.

L'accent sera mis sur les descriptions morphologiques à différentes échelles d'observation. La démarche adoptée sur le terrain est celle employée par l'analyse structurale de la couverture pédologique (BOULET, 1978; BOULET et alii, 1978 et BOULET et alii, 1982).

L'objectif de l'étude est une recherche de la compréhension de la dynamique du paysage. Cette étude est une contribution à la connaissance des couvertures pédologiques du Brésil. Elle complète les travaux consacrés:

- (1) A la connaissance des Latosols et des Terras Roxas Estruturadas.
- (2) A la genèse et à l'évolution des structures microagrégées et polyédriques.
- (3) Au rôle de la macrofaune du sol dans l'organisation et dans la dynamique des sols tropicaux.
- (4) A la dynamique morphogénétique et paléoclimatique quaternaire au sud-est du Brésil.

Dans une première partie je présenterai le milieu naturel; une seconde partie sera consacrée à l'étude détaillée de l'organisation de la couverture pédologique de Botucatu; la troisième partie abordera d'une part les genèses des structures microagrégées et polyédriques; des structures superficielles; des horizons hétérogènes en couleur; des horizons sombriques; de la stone-line et d'autre part leur chronologie.

Ce travail s'insère dans le cadre de la coopération scientifique Brésil / France, Projet CAPES X COFECUB Pédologie 35/87 intitulé "Analyse structurale de la couverture pédologique appliquée à l'étude des écosystèmes tropicaux du Brésil".

Ce projet regroupe de nombreux travaux qui, dans la mesure du possible, essaient de couvrir l'hétérogénéité physiographique des écosystèmes brésiliens, afin de comprendre la genèse, l'évolution, le comportement et le fonctionnement des sols et des paysages tropicaux.

A l'échelle de l'Etat de Sao Paulo les quatre régions physiographiques se trouvent ainsi représentées par différents pôles de recherche:

- Le plateau cristallin atlantique ("Serra do Mar") [Sônia FURIAN (thèse en cours)].
- La dépression périphérique [QUEIROZ NETO (1981); PELLERIN et alii (1984); FERNANDES BARROS (1985); BOULET et alii (1989) et CASTRO (1990)].
- Le revers des "Cuestas Basaltiques" [MIKLOS (1983, 1987 et 1991)].
- Le plateau occidental de l'Etat de Sao Paulo [KERTZMAN (1989); NICOLA (thèse en cours)].

PREMIERE PARTIE: PRESENTATION DU MILIEU NATUREL.

1. Localisation du site d'étude.

L'état de Sao Paulo présente trois régions physiographiques distinctes (fig.1):

- le plateau cristallin atlantique.
- la dépression périphérique.
- le plateau occidental de l'Etat de Sao Paulo.

La couverture pédologique étudiée se trouve sur le plateau occidental de l'Etat de Sao Paulo ou plus précisément sur le revers de l'escarpement arénitique - basaltique appelé "Cuestas Basaltiques" (fig.1) qui marque la limite entre le plateau occidental et la dépression périphérique.

Le terrain d'étude est situé sur la Ferme Expérimentale (Ferme Lageado) de la Faculté des Sciences Agronomiques (FCA) / UNESP à Botucatu (23°S / 48°W) (fig.2).

2. Climat actuel.

Les données météorologiques de la ferme expérimentale de la Faculté de Sciences Agronomiques de Botucatu ont été regroupées par TUBELIS et alii (1971). Les observations ont commencé en 1940.

Les moyennes annuelles de pluies et de températures sont respectivement de 1314 mm et 19.4°C. D'après la classification de Koeppen, le type climatique est le Cwb, mésothermique à hiver sec.

Au cours des dix dernières années, les moyennes mensuelles des précipitations ont varié entre 0 et 390 mm et les moyennes mensuelles des températures entre 11 et 31°C. Les mois les plus secs et froids sont juin, juillet et août. Les mois les plus humides et chauds sont décembre, janvier et février.

Le bilan hydrique (fig.3) d'après la méthode de THORNTHWAITE & MATHER (1955) a été élaboré par TUBELIS et alii (op.cit.). Il révèle un déficit hydrique annuel de 29 mm de mai à septembre et un excédent de 439 mm d'octobre à avril.

3. Géologie.

La figure 1 présente le profil géologique et géomorphologique suivant une coupe WNW-ESE de l'Etat de Sao Paulo.

Le site d'étude, au revers de la "Cuesta Basaltique" de Botucatu, présente deux matériaux géologiques distincts (fig.4):

- la formation Marilia (Groupe Bauru, Crétacé) - composée d'un grès de granulation fine à grossière avec intercalation de siltites, argilites et conglomérats;
- la formation Serra Geral (Groupe Sao Bento, Jurassique) - composée de roches volcaniques toléitiques en écoulement basaltique de coloration grise à noire et texture aphanitique.

Minéralogiquement les grès de la formation Marilia sont constitués d'un squelette quartzueux, riche en feldspaths et minéraux lourds (tourmaline, zircon, rutile, etc) et présentent un ciment plus ou moins abondant, siliceux ou calcaire, et de minéraux argileux principalement kaoliniques (IPT,1981). Chimiquement la silice est le composant majeur.

Les basaltes sont constitués essentiellement de plagioclases (labradorite), de clino-piroxènes (augite principalement et parfois pigeonite), d'olivines et de verres volcaniques. Accessoirement apparaissent l'ilménite et la magnétite (IPT). Ces basaltes présentent souvent des structures vésiculaires (MIKLOS,1986) comblées de minéraux d'origine hydrothermale (céladonites, zéolites, quartz, calcédoines et opales). Chimiquement ces roches sont à dominance de calcium, magnésium, fer, titane, silice et aluminium.

Les toposéquences de sols étudiées recourent les matériaux géologiques de la manière suivante (fig.5):

- dans les parties les plus hautes du paysage, les matériaux plus grossiers sont liés principalement au grès du Groupe Bauru (CARVALHO et alii,1983);

- vers l'aval les séquences recourent les basaltes* de la formation Serra Geral.

Les axes de drainage du site d'étude révèlent également différents substrats rocheux selon l'altitude (fig.5):

- à l'amont du Corrego Santana (séquence GT) nous avons observé, dans un profil entaillé par l'axe de drainage, une altérite de grès très bien consolidée. Il s'agit probablement d'une altérite de grès du Groupe Bauru (QUEIROZ NETO, comm. orale). Vers l'aval le Corrego Santana recoupe les roches volcaniques.

- le lit du Ribeirao Lavapés dans le site d'étude est le basalte.

4. Géomorphologie.

La couverture pédologique étudiée présente un relief mollement ondulé à ondulé (fig.5).

Elle est traversée par deux axes de drainage principaux (figs.2 et 5):

- le Ribeirao Lavapés, petit fleuve qui court plus ou moins parallèlement à la Cuesta basaltique. Il correspond à l'axe de drainage principal d'un bassin versant de troisième ordre.

- le Corrego Santana, petit cours d'eau délimité par un bassin versant de premier ordre. Ce ruisseau jette ses eaux dans le Ribeirao Lavapés. Il prend naissance en tête de vallée à partir de la confluence de deux sources.

Les séquences pédologiques que nous avons étudiées, AT, CT et DT recourent le versant gauche du Ribeirao Lavapés. Les séquences ET, FT et HT recourent les deux versants du Corrego Santana.

La séquence GT s'insère dans un bas-fond situé à la tête de la vallée du Corrego Santana.

(*) Les altérites basaltiques ont été délimitées lorsqu'elles étaient atteintes en sondage. En amont nous n'avons pas réussi à atteindre le substrat rocheux.

Deux types de versants, selon le profil géomorphologique, sont présents dans le site d'étude (fig.5):

- des versants à profil convexe;
- des versants à profil convexo - concave.

Les versants du Corrego Santana présentent principalement un profil convexe (séquences ET, FT et HT) tandis que la partie du bassin versant du Ribeirao Lavapés présente dans le site d'étude, est caractérisée par une succession alternée de profils convexe et convexo - concave (comme par exemple l'alternance des séquences CT, AT, DT) (fig.2).

5. Sols.

Plusieurs travaux sur les sols du site d'étude ont déjà été réalisés. Cependant la plupart de ces travaux ne présentent qu'une caractérisation des sols très générale.

La figure 6 présente la carte des sols de la ferme expérimentale de la Faculté de Sciences Agronomiques / UNESP à Botucatu réalisée par CARVALHO et alii (1983).

Les sols que nous allons étudier ont été cartographiés dans deux unités de sols:

- Unité Patrulha = Latossolo Vermelho Escuro (LE);
- Unité Experimental = Terra Roxa Estruturada intergrade Latossolo Vermelho Escuro (TRE/LE).

(a) **Les sols de l'unité Patrulha (LE)** ont été caractérisés comme étant des sols très évolués, très profonds, de texture moyenne, disposés dans un relief mollement ondulé et occupant les altitudes les plus élevées.

Les matériaux d'origine ont été attribués à des sédiments néo-cénozoïques ou modernes, corrélés aux dépôts de la "Serra de Santana" de la région de Rio Claro ou du plateau de Sao Carlos, qui ont recouvert les roches éruptives basiques (AB'SABER, 1969). En fonction de la proximité des roches basiques, CARVALHO et alii (1983) n'ont pas écarté une contribution des produits d'altération du basalte dans la composition de ces sols.

Différents horizons ont été distingués: A1, A1/B1, B21, B22 et B23.

La structure des horizons B a été définie comme "maciça porosa" (massive poreuse) à débit granulaire ou polyédrique, caractéristique des sols à "B latossolique" ou des "horizons oxiques" (USDA, 1975).

La texture (fig.7) a été définie comme moyenne; taux d'argile variant entre 15 et 35%.

Les couleurs enregistrées dans les deux premiers mètres de sol, varient du sommet vers la base, de rouge jaunâtre (5YR4/6) à brun rougeâtre foncé (5YR3/4).

Les données chimiques (fig.7) ont montré des teneurs en bases extrêmement faibles. Le complexe d'échange est dominé par H^+ et Al^{3+} . Le pH est très acide (4 à 4.5).

La minéralogie des argiles a été étudiée par GALHEGO & ESPINDOLA (1976): 63-71% de kaolinite et 6-10% de gibbsite. Dans une étude postérieure nous avons trouvé des valeurs très similaires: 68-76% de kaolinite et 12-13% de gibbsite*.

En fonction de la position de ces sols dans le paysage régional - sommets mollement ondulés - et de leur fort degré d'altération, les auteurs considèrent que les sols de l'unité Patrulha doivent appartenir à la formation superficielle la plus ancienne de l'Etat de Sao Paulo.

(b) Les sols de l'unité Expérimentale (TRE intergrade LE) ont été caractérisés comme étant des sols de transition entre les TRE [Unité Lageado (fig.6)] et les LE (Unité Patrulha), mais avec une dominance de caractères du premier. Cette unité de sol se situe en tiers inférieur de pente, dans un relief mollement ondulé à ondulé.

Les matériaux d'origine ont été considérés comme étant un mélange de produits d'altération basaltique, argileux, et de matériaux colluviaux, plus grossiers, des sols amont qui proviennent du néo-cénozoïque (CARVALHO et alii, 1983).

La succession verticale des horizons, montrant un contact abrupt entre les horizons A et B, a été considérée comme indicatrice de la présence de processus de colluvionnement le long des versants.

La structure a été définie, dans les horizons A comme étant granulaire ou composée, granulaire et polyédrique; dans les horizons B1 et B21, polyédrique, et dans les horizons B23, "maciça porosa".

Les taux d'argile (fig.7) se situent aux alentours de 15% dans les horizons A et entre 35 et 40% dans les horizons B.

Les couleurs enregistrées dans les deux premiers mètres de sol ont été brun rougeâtre foncé (2.5YR3/4 sec) au sommet et rouge foncé de plus en plus rouge vers la base (d'abord 2.5YR3/6 et après 10R3/6, sec).

Dans l'horizon B21, il a été détecté des agrégats polyédriques présentant des faces luisantes. Ces traits ont été interprétés comme indicateurs d'une migration d'argile, en fonction des taux d'argile plus importants dans cet horizon.

Le profil de sol analysé (fig.7) dans l'Unité Expérimentale, appartenant à une parcelle ayant été utilisée pour des fins d'expérimentation, a reçu constamment des additions d'engrais. Ses caractères chimiques étant altérés, ils ne seront pas discutés. Cependant MIKLOS & ESPINDOLA (1983) ont présenté les caractères chimiques des sols de l'Unité Expérimentale dans des conditions naturelles où ces sols n'ont reçu aucun apport d'engrais. D'une manière générale leurs caractères chimiques sont semblables aux sols précédents; les teneurs en bases sont très faibles, le complexe d'échange est dominé par H^+ et Al^{3+} et le pH varie entre 4.5 et 5.0.

La minéralogie de l'argile de ces sols a déjà été étudiée également par nous même. La fraction argile est composée, comme pour les sols amont, principalement de kaolinite et de gibbsite, respectivement 67 à 71% et 11 à 15%.

(*) Détermination quantitative de kaolinite et gibbsite à partir de l'analyse thermique différentielle selon DIXON (1966).

Une première étude de ces sols par rapport à leur organisation bidimensionnelle (toposéquence AT), macromorphologique et granulométrique, a été présentée par MIKLOS et alii (1983). Dans ce travail préliminaire, l'accent a été mis sur la présence:

- de différenciations structurales progressives, verticales et latérales, entre les volumes pédologiques à structure microagrégée et les volumes à structure polyédrique;
- de différenciations texturales latérales très progressives;
- et de différenciations de couleur latérales également très progressives.

Ainsi d'une manière générale, dans le site d'étude, on passe de l'amont vers l'aval (fig.8), de sols sablo-argileux à argilo-sableux, de teinte 5YR, microagrégés - "Latossolo Vermelho Amarelo (LVA) et Vermelho Escuro (LE) (COMISSAO DE SOLOS,1960) [Oxisols (USDA,1975)] [Ferralsols (FAO-UNESCO,1975)]" - à des sols argileux à très argileux, de teinte 2.5YR, microagrégés en profondeur et polyédriques en sub-surface - "Terra Roxa Estruturada (TRE) (COMISSAO DE SOLOS,1960) [Alfisol (USDA,1975)] [Nitosol (FAO-UNESCO,1975)] intergrade Latossolo Vermelho Escuro et Latossolo Roxo (LR ou TRL) (COMISSAO DE SOLOS) [Oxisol (op.cit.)] [Ferralsol (op.cit.)]".

Ensuite l'étude de la séquence AT a été poursuivie plus en détail (MIKLOS et alii,1987) et d'autres toposéquences ont été étudiées (séquences CT, DT, ET, FT, GT et HT) dans l'esprit d'une caractérisation de l'organisation tridimensionnelle des sols (MIKLOS & QUEIROZ NETO,1987). Ces travaux ont permis de caractériser les organisations pédologiques et géomorphologiques du paysage et leurs relations spatiales. Outre les différenciations structurales (microagrégat-polyédre) et texturales, il a été mis en évidence:

- (a) les différenciations structurales superficielles complexes (structures composées) associées à la présence de sables blancs.
- (b) les horizons pédologiques superficiels très hétérogènes en couleur.
- (c) les horizons pédologiques sombres de profondeur (horizons sombriques).
- (d) les charbons de bois présents en profondeur en forte abondance.
- (e) les relations spatiales entre les organisations pédologiques de pentes, celles des bas-fonds (sols alluviaux) et les axes de drainage.
- (f) la présence d'une activité biologique très intense, principalement des fourmis Atta, termites et vers de terre.

Ce sont ces faits, et leur interprétation, qui seront présentés et discutés dans ce travail.

6. Végétation.

Différents types de végétation se distribuent actuellement sur le site d'étude (fig.9):

- une forêt tropicale sub-perenifolia (forêt primaire);
- une forêt d'Eucalyptus avec un sous-bois de graminées principalement;
- une forêt galerie.
- le Campo cerrado composé d'une dominance zonale des graminées du genre Eragostis, de Aristida pallens (Barba de bode) ou de Imperata brasiliensis (sapé), avec de nombreux îlots décamétriques composés exclusivement de fougères (Pteridium aquilinum - samambaia) et de quelques arbres à aspect xerophitique;
- des graminées: Melinis minutiflora (Capim gordura);
- de la canne à sucre.

Aucun enregistrement historique n'a été fait en ce qui concerne l'évolution de la végétation dans le site d'étude.

D'après les renseignements que nous avons pu obtenir des paysans et quelques observations, nous pouvons reconstituer l'histoire de l'occupation du sol:

La forêt tropicale a toujours existé là où elle est.

Le Campo cerrado présente sa morphologie actuelle depuis 25 ans. Avant cette date, la surface a été mise en valeur avec une sorte de pâturage extensif en mélange avec une végétation de cerrado pré-existante. Donc avant la mise en valeur, la végétation était déjà une végétation de cerrado.

La forêt d'Eucalyptus date de 45 ans. On peut penser que la forêt d'Eucalyptus a remplacé une végétation de cerrado car en sous-bois on rencontre les mêmes graminées et fougères que dans le Campo cerrado.

Depuis plusieurs années le feu envahit annuellement le Campo cerrado et la Forêt d'Eucalyptus.

7. Faune du sol.

Différentes espèces animales ont été observées dans les sols de la couverture pédologique de Botucatu. Elles ont été observées soit directement en place, jouant leur rôle au sein du paysage, soit indirectement à travers l'observation des effets de certaines de leurs actions.

Parmi toutes les espèces animales observées macroscopiquement, trois espèces semblent être les plus importantes:

- (a) Fourmis Atta;
- (b) Termites;
- (c) Vers de terre.

Ces espèces ont été considérées comme les plus importantes en fonction de l'ampleur de leur population et de leur action transformatrice dans le milieu.

L'estimation de l'ampleur de la population a été basée seulement sur la fréquence à laquelle on observait leur présence; aucune autre méthode quantitative n'a pu être utilisée.

Les actions transformatrices ont été détectées par certains faits ou effets; ils seront présentés plus loin.

Fourmis Atta, termites et vers de terre semblent donc être les espèces les plus nombreuses dans le paysage: nous le disons en fonction du nombre de colonies (fourmillières et termitières) et du nombre d'individus (vers de terre) observés.

Deux espèces différentes de termites ont pu être distinguées:

- les termites épigés qui construisent des édifices au-dessus du sol;
- et les termites endogés qui construisent leurs nids dans les couches superficielles du sol.

Les modifications les plus importantes par l'ampleur des transformations, observables macroscopiquement dans le site d'étude, à la surface du sol ou dans les profils, correspondent aux actions des fourmis Atta en tout premier lieu et ensuite aux actions des termites épigées, des vers de terre et des termites endogées.

De toutes façons, nous ne pourrions estimer leurs effets globaux sur la couverture pédologique qu'après l'étude détaillée de cette couverture, dans la suite du travail.

7.1 Fourmis *Atta*.

Trois espèces de fourmis *Atta* ont été observées sur le site d'étude: *Atta sexdens rubropilosa* (sauva limao), *Atta laevigata* (sauva cabeça-de-vidro) et *Atta capiguara* ("comilao de capim"). Ces trois espèces habitent différentes zones selon la végétation; respectivement, la forêt d'Eucalyptus (sauva limao), la zone de transition forêt d'Eucalyptus - Cerrado (sauva cabeça-de-vidro) et le cerrado (sauva capiguara).

On détecte les effets transformants des fourmis *Atta*, à la surface du sol, à travers:

- (a) la présence des monticules de terre des fourmilières (ph.C1). Ces monticules de terre sont construits par les fourmis en remontant les matériaux du sol vers la surface;
- (2) et par la présence de leurs chenaux (ph.C2).

Ces monticules de terre sont extrêmement abondants dans le paysage; ils se trouvent concentrés principalement dans le pôle amont de la couverture pédologique.

Les fourmilières sont composées de plusieurs parties intercommunicantes et dont certaines se trouvent à des profondeurs très importantes (fig.10):

- monticules de terre;
- communications externes;
- chenaux;
- et chambres (cuvée, meules à champignon, ordures, etc).

En ce qui concerne le comportement alimentaire des fourmis *Atta* (WEBER,1972a; WILSON,1984), il faut savoir que ces animaux se nourrissent d'un champignon et que pour cela ils coupent et transportent dans leurs chambres, des feuilles vertes pour entretenir les cultures de champignons dont ils se nourrissent. Les chenaux et les communications externes servent à relier leur chambres situées à l'intérieur du sol avec le milieu externe (biosphère). Les monticules de terre résultent d'un travail continu, jour après jour, effectué par ces fourmis et qui consiste à remonter les matériaux du sol et à les déposer aux alentours des communications externes (ph.C2).

La figure 11 caractérise les parties corporelles de deux individus Hyménoptéra, Formicidae, du genre *Atta*. La longueur du corps des fourmis *Atta*, en ce qui concerne les ouvrières, peut varier de 2 à 14 millimètres (WEBER,1966).

D'autres espèces de fourmis, moins importantes par rapport aux fourmis *Atta* du point de vue d'une action formatrice du milieu que l'on observe facilement en surface (ph.C3), mais également très abondantes, ont été observées dans le site d'étude, principalement dans le pôle amont. Il s'agit de:

- *Pheidole oxyops*;
- et *Mycocepurus goeldii*.

7.2. Vers de terre.

Les vers de terre, lors de la recherche de leur nourriture dans le sol, ouvrent de nombreux chenaux et remanient ou brassent les matériaux du sol.

Les actions de ces animaux dans le paysage étudié peuvent être visualisées sur des faits observés sur place au moment des actions.

Les faits observés sur place sont:

- la construction de chenaux de quelques millimètres, dès la surface jusqu'à 2.5 m;

- les déjections, qui par dessèchement, se solidifient au fur et à mesure en constituant des turricules (BACHELIER, 1978) ou des isotubules (BREWER, 1964); turricules ou agrégats grumuleux s'ils se trouvent à la surface du sol, isotubules s'ils sont à l'intérieur du sol.

Deux espèces de vers de terre ont été observées à Botucatu:

- Pontoscolex corethrurus de la famille *Glossoscolecidae* ("minhoca preguiçosa");
- Pheretima hawaianna de la famille *Megascolecidae* ("minhoca puladeira").

En ce qui concerne le mode de vie de ces vers de terre, le genre *Pheretima* est anécique et *Pontoscolex* est plutôt géophage.

Les vers observés ne dépassent pas 10 cm de longueur. Ils se situent plutôt dans le pôle aval des versants.

Tandis que Pontoscolex corethrurus a la réputation d'être un très bon "décompacteur du sol" en ingérant principalement de la matière minérale, Pheretima hawaianna a la réputation d'être un très bon "enfouisseur de matière organique", car ce vers aime manger les feuilles.

7.3 Termites épigés.

L'effet de l'action des termites épigés dans la transformation du paysage étudié, qu'on peut constater dans une première approche macroscopique, repose aussi, à l'exemple des fourmis *Atta*, dans le transfert de matériaux du sol vers la surface.

Ce transfert se matérialise par la construction des termitières épigées de Cornitermes cumulans à la surface du sol (ph.C4). Ces termitières sont très abondantes dans le paysage de Botucatu, elles se localisent plutôt à mi-pente et au tiers inférieur de pente. La taille de ces édifices varie de 0.5 à 1.5 m d'hauteur.

Les figures 12-A et 13 montrent respectivement les différentes parties qui composent une termitière épigée et les parties corporelles de certains individus de la famille des Termitidae.

7.4 Termites endogés.

Ces termites ne construisent pas d'édifices épigés à la surface du sol. La figure 12-B montre certaines parties composant une termitière endogée.

Dans le site d'étude les termitières se situent dans les premiers décimètres du sol; elles sont composées de nombreuses chambres et galeries (< 4 cm) assez souvent revêtues de matériel brun très sombre.

Elles sont très abondantes et elles se distribuent sur toute la couverture pédologique. La photo NBI illustre une termitière endogée de petite taille située dans les premiers centimètres de sol dans l'interfluve aplati.

La plupart des espèces endogées n'ont pas pu être identifiées. Les seules espèces que nous avons pu reconnaître sur le site d'étude ont été les suivantes:

- Synthermes sp (ph.C5) présents principalement dans le pôle amont;
- et Cornitermes bequaerti sur l'interfluve aplati.

8. Conclusion.

D'une manière générale le paysage étudié à Botucatu présente donc un certain nombre d'originalités par rapport aux autres paysages brésiliens et d'ailleurs, dans lesquels des démarches similaires ont été réalisées (BOULET,1978; FRITSCH,1984 et 1986; BRABANT & GAVAUD,1985; FERNANDES BARROS,1985; BOULET et alii,1989; LAHMAR,1988; LUCAS,1989; SIMOES DE CASTRO,1989 et ROBAIN,1990).

Ces originalités reposent sur:

- la superposition grès-basalte qui se traduit dans les toposéquences par une succession amont/aval et la position de revers d'escarpement arénitique-basaltique ("Cuestas Basaltiques");
- la présence de sols dérivés du basalte, Latossolo Roxo (TRL) et Terra Roxa Estruturada (TRE);
- l'existence d'une forte activité biologique, fourmis Atta, termites et vers-de-terre.

DEUXIEME PARTIE: ORGANISATION DE LA COUVERTURE PEDOLOGIQUE DE BOTUCATU.

Chapitre I. Caractérisation macromorphologique des organisations.

L'organisation de la couverture pédologique de Botucatu a été appréhendée par l'analyse structurale de 7 toposéquences sur les versants du Corrego Santana et du Fleuve Lavapés (fig.2). Cette analyse met en évidence une structure de la couverture pédologique qui est bien représentée par les séquences AT et ET où apparaissent l'ensemble des horizons reconnus dans cette couverture pédologique. L'essentiel des travaux portera donc sur les séquences AT et ET. Les autres séquences seront caractérisées seulement quant à leur particularités.

A. L'interfluve et les versants de la couverture pédologique de Botucatu.

I. Description détaillée des organisations.

1. Description détaillée d'une toposéquence (séquences AT et ET).

Les observations morphologiques sur l'interfluve aplati et le versant Lavapés ont permis d'identifier vingt et un horizons pédologiques. Ces observations ont été faites à partir de 18 fosses de 2.0 à 2.5 m de profondeur, 5 fosses de 0.6 m de profondeur et 27 sondages de 1.0 à 7.0 m de profondeur. Les sites d'observations peuvent être repérés sur la figure 14.

Les horizons seront identifiés par un numéro qui est fonction de leur ordre de présentation. Ils feront l'objet d'une description détaillée la première fois qu'ils apparaîtront dans le texte. Seules les variations de leurs caractères seront ensuite soulignées.

Pour la description de cette couverture pédologique nous allons distinguer quatre parties (fig.14): l'interfluve aplati (séquence ET) et le versant lavapés (séquence AT), constitué de trois parties, tiers supérieur de pente, mi-pente et tiers inférieur de pente. Chaque partie sera décrite de la profondeur vers la surface à partir d'un profil vertical. On mettra l'accent également sur les passages latéraux en décrivant les transitions, les horizons qui n'apparaissent pas dans les profils extrêmes, leurs variations et les phénomènes locaux.

1.1 L'interfluve aplati.

L'organisation macromorphologique de l'interfluve aplati sera caractérisée par la description des profils ET.3 de la séquence ET et FT.3A de la séquence FT. Tandis que le profil ET.3 représente l'organisation de l'ensemble de l'interfluve aplati, le profil FT.3A représente une organisation particulière très localisée, due à une inversion d'horizons par rapport à ET.3, et qu'on observe dans cette position. Le profil FT.3A ne sera présenté que lors de la description des différenciations pédologiques locales.

1.1.1. Profil ET.3.

Nous avons distingué cinq horizons pédologiques dans le profil ET.3 (fig.15). Le substrat rocheux n'a pas pu être atteint. Nos sondages sont allés jusqu'à 4.0 m de profondeur.

Horizon 1. de > 4 m (par sondage) à 1 m.

La couleur est rouge jaunâtre (5YR4/6). La texture est sablo-argileuse. La structure est microagrégée*, apparaissent de plus des sables blancs dispersés dans le fond matriciel. Il est très poreux avec des pores# intermicroagrégats très fins et tubulaires fins à larges. La consistance est très fragile (sec) et très friable (humide).

En profondeur, cet horizon apparaît légèrement plus rouge à la tarière.

Horizon 2. de 100 à 50 cm.

La couleur est brun rougeâtre (5YR4/4). La texture reste la même, sablo-argileuse. La structure est microagrégée; apparaissent de plus dispersés dans le fond matriciel des grains de sables blancs et quelques domaines de taille centimétrique (< 3 cm) à structure interne continue (porosité visible nulle ou très faible). La porosité et la consistance sont identiques à celles de l'horizon sous-jacent. Cet horizon présente des pédotubules* centimétriques (< 3 cm) rouge jaunâtre (5YR4/6) et rouges (2.5YR4/6).

(*) Pédotubules: Ce sont des traits pédologiques composés de grains de squelette et/ou de plasma et qui présentent une forme externe tubulaire (BREWER, 1964).

L'horizon 2 présente une transition de couleur avec l'horizon 1. Cette transition est très progressive (diffuse et régulière): la couleur macroscopique devient plus brune et on distingue la présence des pédotubules rouges et rouge jaunâtre.

Horizon 3. de 50 à 20 cm.

La couleur de cet horizon est très hétérogène. Elle est constituée par la juxtaposition de deux domaines de taille centimétrique (< 2 cm) différents:

- un domaine plus sombre et brun, plus abondant, brun rougeâtre foncé (5YR3/4 à 3/3);
- et un domaine plus clair et plus rouge, rouge jaunâtre (5YR4/6), ces domaines apparaissent brutalement à la base de cet horizon en juxtaposition aux domaines brun rougeâtre foncé, leurs limites sont très nettes. Ces domaines rouge jaunâtre font 30 à 50% du fond matriciel.

La texture est sablo-argileuse. La structure aussi est très hétérogène. Elle est constituée par la juxtaposition de trois domaines structuraux de tailles centimétriques (< 2 cm):

- des domaines microagrégés très poreux avec quelques grains de sables blancs;
- des domaines peu poreux à structure interne continue;
- et quelques domaines très poreux à forte concentration de sables blancs.

Sur le terrain nous avons eu l'impression que les domaines plus sombres et bruns étaient plutôt à structure interne continue et que les domaines plus clairs et rouges étaient plutôt microagrégés.

Le débit de cet horizon est polyédrique.

Il est poreux, les pores sont intermicroagrégats très fins et tubulaires fins à larges. La consistance est fragile (sec) et très friable (humide).

L'horizon 3 présente macroscopiquement une transition de structure et de couleur avec l'horizon 2. Elle est progressive pour la structure, et distincte et interrompue pour la couleur [limite entre horizons discontinue à cause de l'apparition abrupte des domaines rouge jaunâtre (5YR4/6)]. En ce qui concerne les plages 5YR3/4 et 5YR3/3, la netteté de la transition avec la matrice de l'horizon sous-jacent (5YR4/4) est respectivement diffuse et nette.

(*) Microagrégée: structure composée de microagrégats. Le terme microagrégat sera employé pour les agrégats dont le diamètre est inférieur ou égal à 1 mm.

(#) Pour la taille des pores: très fin < 1 mm; fin = 1 à 2 mm; moyens = 2 à 5 mm et larges > 5 mm.

Les principales différences de cet horizon par rapport à l'horizon sous-jacent reposent sur:

- la couleur macroscopique qui devient beaucoup plus hétérogène (5YR3/4, 3/3 et 4/6);
- la structure: les domaines à structure interne continue et les sables blancs sont beaucoup plus abondants;
- la porosité est plus faible.

Horizon 4. de 20 à 3 cm.

Cet horizon est également très hétérogène. Il est constitué par la juxtaposition de deux domaines de taille centimétrique (<2 cm) présentant de forts contrastes structuraux et texturaux:

- un domaine majeur, occupant à peu près 50 à 70% du fond matriciel, constitué de domaines peu poreux à structure interne continue, sablo-argileux à argilo-sableux, brun rougeâtre foncé (5YR3/2 et 5YR3/3);
- et un domaine à structure particulière très poreux et très riche en sables blancs.

Le débit est polyédrique. Cet horizon pédologique est poreux; les pores sont intergranulaires très fins à fins et tubulaires fins à larges. La texture de l'ensemble est sablo-argileuse. La consistance est fragile (sec) et très friable (humide). Il présente de nombreux fragments millimétriques de charbons de bois. On observe encore la présence de chenaux de termites.

L'horizon 4 présente une transition de structure et de couleur avec l'horizon 3; elle est distincte et régulière pour la structure et nette et interrompue pour la couleur:

- la couleur devient plus sombre et il y a disparition des domaines rouge jaunâtre;
- la texture de l'ensemble semble devenir légèrement plus sableuse et les domaines à sables blancs deviennent plus abondants.

Horizon 5. de 3 à 0 cm.

La couleur est brun rougeâtre foncé (5YR3/2). La texture est sableuse. La structure est particulière, très riche en sables blancs; apparaissent en plus quelques agrégats granulaires très fins à moyens. L'horizon est très poreux; les pores sont intergranulaires très fins à fins et tubulaires fins à larges. La consistance est très fragile (sec) et très friable (humide).

L'horizon 5 présente une transition de structure, texture et couleur avec l'horizon 4. Ces transitions sont distinctes à nettes et ondulées:

- la structure devient particulière;
- la texture devient beaucoup plus sableuse;
- les sables blancs deviennent beaucoup plus abondants;
- la porosité est plus forte;
- et la consistance est plus fragile.

1.1.2 Différenciation macromorphologique verticale.

Structure: A la base, la structure est microagrégée. Vers le haut, cette structure se différencie progressivement au fur et à mesure de l'augmentation des domaines à structure interne continue au sein du fond matriciel microagrégé. La structure devient alors composée par la juxtaposition de domaines microagrégés et de domaines à structure interne continue. Parallèlement à cette évolution les sables blancs deviennent de plus en plus abondants, d'abord dispersés au sein des domaines microagrégés et ensuite concentrés en petits domaines. Vers le haut, ces domaines à sables propres se juxtaposent aux domaines à structure interne continue. En surface, enfin, ils deviennent le principal composant du fond matriciel.

Porosité: La porosité de l'ensemble du profil, dominée par des pores intermicroagrégats, est forte; les chenaux sont abondants. Au sommet (H3, H4) la porosité intermicroagrégat devient légèrement plus faible en raison de l'augmentation progressive des domaines à structure interne continue; les pores tubulaires larges deviennent plus abondants.

Texture: La texture, sablo-argileuse en profondeur, ne varie que vers la surface lorsque les agrégats à structure interne continue disparaissent et que les sables blancs deviennent extrêmement abondants. La texture devient alors sableuse.

Couleur: Les variations verticales de couleur sont progressives; rouge jaunâtre à la base et de plus en plus brun et sombre vers le sommet, jusqu'à ce qu'en sub-surface apparaissent brutalement au sein du fond matriciel brun rougeâtre foncé les domaines rouge jaunâtre (horizon 3). Ces domaines disparaissent ensuite vers la surface.

1.2 Versant lavapes : tiers supérieur de pente.

L'organisation macromorphologique du tiers supérieur de pente a été caractérisée par la description de plusieurs profils (fig.14) qui montrent l'apparition successive de nouveaux horizons et la disparition de certains d'entre eux. L'ensemble des horizons de ce tiers supérieur de pente est représenté en P.7. Le profil T.5 représente par contre une organisation particulière, très localisée, qu'on observe également dans cette position à l'exemple de l'interfluve aplati. Ce profil sera présenté lors de la description des différenciations pédologiques locales.

1.2.1 Profil P.7.

Neuf horizons pédologiques et une litière ont été distingués (fig.16). Le substrat rocheux n'a pas pu être atteint. Les sondages sont allés jusqu'à 4.0 m de profondeur. Les horizons 1 et 2 ont été observés seulement à la tarière. Ainsi n'ont pu être observés que les caractères texture et couleur.

Horizon 1. de > 4 m à 2.8 m.

La texture est argilo-sableuse et la couleur rouge jaunâtre (5YR4/6).

Cet horizon présente une transition de couleur très progressive avec l'horizon 2.

Horizon 2. de 2.8 m à 2.2 m.

La texture est argilo-sableuse et la couleur brun rougeâtre (5YR4/4).

Les horizons 1 et 2 dans le tiers supérieur de pente (profil P.7) présentent des variations texturales par rapport à l'interfluve aplati (profil ET.3), ils deviennent plus argileux. La dénomination d'horizon ne changeant qu'avec le caractère couleur.

Horizon 6. de 2.2 à 0.9 m.

La couleur est brun rougeâtre foncé (5YR3/4). La texture est argilo-sableuse. La structure est microagrégée; apparaissent de plus des domaines à structure interne continue (porosité interne visible à l'oeil nu nulle ou très faible) de taille centimétrique (< 3 cm) isolés au sein du fond matriciel microagrégé. Cet horizon est très poreux, les pores intermicroagrégats sont très fins et les pores tubulaires sont fins à larges. La consistance est fragile (sec) et très friable (humide). Il est riche en pédotubules rouges (2.5YR4/6 à 4/8) ou rouge jaunâtre (5YR4/6) et en fragments de charbon de bois de taille centimétrique. Ces charbons se trouvent concentrés entre 120 et 180 cm, parfois plus profondément.

L'horizon 6 présente une transition de couleur diffuse et régulière avec l'horizon 2:

- la couleur macroscopique est plus sombre et brune;
- les charbons de bois sont beaucoup plus abondants.

Horizon 7. de 90 à 60 cm.

Cet horizon est très localisé et discontinu. Il apparaît sous forme d'un volume présentant quelques décamètres de diamètre.

La couleur est brun rougeâtre (5YR4/4). La texture est argilo-sableuse. La structure est microagrégée; apparaissent de plus de nombreux domaines à structure interne continue de taille centimétrique (< 3 cm). Cet horizon est très poreux avec des pores intermicroagrégats très fins et tubulaires fins à larges. La consistance est peu fragile à fragile et friable. Les pédotubules rouges (2.5YR4/6) et rouge jaunâtre (5YR4/6) sont très abondants.

L'horizon 7 présente une transition de couleur distincte et régulière avec l'horizon 6: la couleur devient moins sombre et plus rouge. Il se caractérise par une plus forte abondance des domaines à structure interne continue et l'absence de charbons de bois de taille centimétrique.

Horizon 8. de 60 à 40 cm.

La couleur est brun rougeâtre foncé (5YR3/2). La texture est argilo-sableuse. La structure est microagrégée; apparaissent de plus quelques domaines à structure interne continue de taille centimétrique (< 2 cm) et quelques grains de sable blanc dispersés dans le fond matriciel microagrégé. Cet horizon est très poreux avec des pores intermicroagrégats très fins et tubulaires fins à larges. La consistance est très fragile et très friable. Les pédotubules rouges (2.5YR4/6) et rouge jaunâtre (5YR4/6) sont fréquents.

L'horizon 8 présente une transition de couleur nette et ondulée avec l'horizon 7. La couleur devient beaucoup plus sombre et brune; c'est l'horizon le plus sombre du profil. De plus:

- les domaines à structure interne continue sont moins abondants;
- les sables blancs sont plus abondants;
- et la consistance est plus fragile et plus friable.

Horizon 9. de 40 à 17 cm.

La couleur est brun rougeâtre foncé (5YR3/3). La texture est argilo-sableuse. La structure est microagrégée; apparaissent de plus nombreux domaines à structure interne continue de taille centimétrique (< 2 cm) et des grains de sables blancs dispersés dans le fond matriciel microagrégé. Cet horizon est poreux avec des pores intermicroagrégats très fins et tubulaires fins à larges. La consistance est fragile et friable. Les pédotubules rouge jaunâtre (5YR4/6) sont fréquents.

L'horizon 9 présente une transition de couleur distincte et régulière avec l'horizon 8: la couleur est moins sombre. De plus:

- les domaines à structure interne continue sont légèrement plus abondants;
- et la consistance est moins fragile et moins friable.

Horizon 3. de 17 à 7 cm.

L'horizon 3 dans le profil P.7 présente quelques variations morphologiques par rapport au profil ET.3. Ces variations sont les suivantes:

- l'épaisseur est moins importante;
- la couleur des domaines brun rougeâtre foncé (5YR3/3) est semblable à la couleur de l'horizon 9 sous-jacent (5YR3/3), tandis que dans le profil ET.3 elle est plus sombre, liée à la couleur de l'horizon 2 qui lui est sous-jacent, brun rougeâtre-5YR4/4;
- la texture est plus argileuse.

La couleur hétérogène [juxtaposition de domaines brun rougeâtre foncé (5YR3/3) et rouge jaunâtre (5YR4/6)], caractère morphologique principal de l'horizon 3 du profil ET.3, se maintient pratiquement inchangée. En plus on constate que:

- les domaines brun rougeâtre foncé (5YR 3/3) sont identiques en couleur à la matrice de l'horizon 9;
 - les domaines rouge jaunâtre occupent à peu près 30 à 50% du fond matriciel, ils apparaissent en plus forte proportion sous forme microagrégée;
 - et les charbons de bois de taille millimétrique sont fréquents.
- La texture est argilo-sableuse.

L'horizon 3 présente des transitions de couleur et de structure avec l'horizon 9:

- elle est diffuse et régulière pour la structure, marquée par la plus forte abondance de domaines à structure interne continue et de sables blancs;
- et nette et interrompue pour la couleur, en raison de l'apparition abrupte des domaines rouge jaunâtre (5YR4/6).

Horizon 10. de 7 à 2 cm.

La couleur est brun rougeâtre foncé (5YR3/3). La texture est sablo-argileuse. La structure est très hétérogène: particulaire très riche en sables blancs associée à grenue très fine à fine et plus rarement grumeleuse moyenne à très grossière. Les agrégats grenus et grumeleux occupent à peu près 30 à 50% du fond matriciel. L'horizon est très poreux, les pores sont intergranulaires très fins et les pores tubulaires fins à larges. La consistance est très fragile et très friable. Il présente de très nombreux pédotubules brun rougeâtre foncé (5YR 3/2) argilo-sableux et quelques-uns rouges (2.5YR4/6). On observe de plus de nombreux chenaux de termites.

L'horizon 10 présente des transitions de couleur, texture et structure avec l'horizon 3. Elle sont distinctes et ondulées:

- la couleur macroscopique devient beaucoup moins hétérogène;
- la texture plus sableuse;
- la structure composée, particulaire, grenue et grumeleuse;
- et on note une plus forte abondance des sables blancs.

Horizon 5. de 2 à 0 cm.

Cet horizon ne présente pas de variations par rapport à l'interfluve aplati où il était présent, mais apparaît dans ce profil sous une litière.

L'horizon 5 présente des transitions de structure, texture et couleur avec l'horizon 10. Elles sont nettes et ondulées:

- la texture est beaucoup plus sableuse;
- la structure devient plus homogène, particulaire;
- et les sables blancs deviennent encore beaucoup plus abondants.

Litière 1. de 0 à 5/10 cm.

Elle est composée de trois couches:

- une couche supérieure avec des restes végétaux frais;
 - une couche intermédiaire avec des restes végétaux en décomposition mais encore à structure végétale identifiable et une couche inférieure avec des restes végétaux très décomposés à structure végétale non identifiable et très nombreuses racines très fines.
- Cette litière présente une transition très abrupte avec l'horizon 5. Elle subit l'action du feu assez régulièrement.

1.2.2 Différenciations verticales.

Structure et porosité: Les différenciations verticales de structure et de porosité, de la base vers le sommet, sont semblables à celles de l'interfluve aplati (profil ET.3). Les seules différences sont en surface: sur le tiers supérieur de pente dans l'horizon superficiel, on distingue l'individualisation d'agrégats granulaires et grumuleux en juxtaposition aux domaines riches en sables blancs et une plus forte abondance des pores tubulaires larges.

Texture: La texture, argilo-sableuse en profondeur, reste pratiquement invariable verticalement. C'est seulement vers la surface qu'elle devient plus sableuse. Cette différenciation texturale est accompagnée par des modifications structurales et une augmentation des domaines riches en sables blancs.

Couleur: Un certain nombre de faits ressortent en ce qui concerne les variations verticales de couleur:

- la présence d'horizons plus clairs et plus rouges (H7), très isolés et discontinus dans l'espace, intercalés entre deux horizons plus sombres et plus bruns;
- la présence d'un horizon plus sombre en sub-surface (H8);
- l'apparition abrupte des domaines rouge jaunâtre (5YR4/6) au sein du fond matriciel brun rougeâtre foncé (5YR3/3) au sommet de l'horizon 9, en donnant naissance à l'horizon 3;
- la présence de transitions toujours très nettes dans les cas des horizons 3 et 7.

L'horizon 8, l'horizon le plus sombre du profil, correspond à la définition de l'horizon sombre ("Sombric Horizon") de la SOIL TAXONOMY (1975). La définition de cet horizon donnée par la Soil Taxonomy est la suivante: "The sombric horizons has a lower colour value or chroma or both, than the overlying horizon and commonly, but not necessarily, contains more organic matter than the overlying horizon. It may have formed in an argillic, a cambic or, possibly, an oxic horizon".

1.3 Différenciations locales

1.3.1 Profil FT.3A.

La figure 17 montre la position spatiale des deux profils FT.3A et ET.3. Dans ce profil FT.3A nous caractérisons seulement les 50 premiers centimètres de sol où on observe la succession inverse des horizons H4 puis H3 (fig.18).

Horizon 4. de 50 à 20 cm.

Dans le profil FT.3A l'horizon 4 présente seulement quelques variations macromorphologiques par rapport au profil ET.3. Par commodité nous ne décrivons que les différences:

- la texture est argilo-sableuse;
- les domaines microagrégés sont plus abondants;
- les sables blancs sont moins abondants;
- les pédotubules rouge jaunâtre (5YR4/6) (ph.C6, à la base) et brun rougeâtre foncé (5YR3/2) sont très abondants.

Horizon 3. de 12 à 0 cm.

Dans le profil FT.3A l'horizon 3 présente un certain nombre de variations macromorphologiques par rapport au profil ET.3:

- la taille des différents domaines de couleur sont plus importants (< 6 cm);
- les domaines rouge jaunâtre (5YR4/6) sont dominants (70 à 80% du volume occupé) (ph.C6, en haut) par rapport aux domaines brun rougeâtre foncé (5YR3/2, 3/3 et 3/4); ces domaines se trouvent complètement isolés ou noyés dans la matrice rouge jaunâtre; les transitions sont très abruptes;

- la texture est argilo-sableuse;
- les sables blancs sont absents;

De plus on constate:

- les domaines rouge jaunâtre présentent plutôt une structure interne continue, mais ils peuvent être aussi microagrégés;
- les domaines brun rougeâtre foncé apparaissent sous forme soit d'agrégats à structure interne continue soit microagrégé; les plus sombres, les domaines 5YR3/2 et 3/3, se trouvent souvent à l'intérieur des pores tubulaires, ce sont de pédotubules (ph.C7).

L'horizon 3 présente une transition de couleur avec l'horizon 4. Cette transition est très nette et discontinue. Elle consiste en:

- l'apparition abrupte des domaines rouge jaunâtre;
- et l'apparition de domaines brun rougeâtre foncé légèrement moins sombres (5YR3/3 et 3/4).

Elle est, de plus, marquée par la présence d'une couche composée de débris végétaux carbonisés et allongés horizontalement (ph.C6).

Dans le profil FT.3A l'horizon 3 apparaît donc sur l'horizon 4 tandis que dans le profil ET.3 c'est le cas contraire.

Différenciations macromorphologiques verticales particulières.

Il s'agit de la présence de l'horizon 3, constitué principalement des matériaux rouge jaunâtre (5YR4/6), surmontant l'horizon 4 (ph.C6). Cette superposition est singulière par rapport à l'organisation générale de l'interfluve aplati (fig.19).

Distribution latérale.

Autour de FT.3A l'horizon 3 est très localisé, il correspond à un volume de 3 m de largeur, tandis que dans le profil ET.3 il correspond à un horizon pédologique qui se distribue sur toute une partie de la couverture pédologique (interfluve aplati, tiers supérieur et mi-pente). La figure 17 montre les limites latérales de l'horizon 3 "continu" sur une coupe topographique. Cette disposition particulière de l'H3 en FT.3A n'est pas perceptible sur la morphologie de la surface (relief, végétation, etc), malgré la disparité de l'organisation spatiale de l'horizon 3 dans ces deux profils.

Interprétations

Un certain nombre de faits nous permettent d'affirmer que les matériaux composant l'horizon 3 dans le profil FT.3A sont remaniés; il s'agit de:

- la présence de débris végétaux carbonisés et allongés horizontalement à la base de l'horizon 3;
- et la présence d'une transition très abrupte et discontinue par rapport à l'apparition des domaines rouge jaunâtre.

Il reste néanmoins à déterminer la provenance des matériaux remaniés.

1.3.2 Profil T.5.

Le profil T.5 se trouve à 70 m à l'amont de P.7. Nous avons distingué cinq horizons pédologiques et une litière (fig.20).

Horizon 6. de 2 m à 1.5 m.

Les caractères macromorphologiques de l'horizon 6 dans le profil T.5 sont semblables à ceux décrits dans le profil P.7. Il est important de souligner la très forte abondance des pédotubules rouges (2.5YR4/6) et rouge jaunâtre (5YR4/6) de très grande taille, de 1 à 15 cm.

Horizon 8. de 1.5 m à 1.0/1.2 m.

Les caractères macromorphologiques de l'horizon 8 dans le profil T.5 sont très semblables à ceux du profil P.7. Il s'agit, comme dans le profil P.7, de l'horizon pédologique le plus sombre du profil.

L'horizon 8 présente une transition de couleur, distincte et ondulée, avec l'horizon 6 sous-jacent.

Horizon 7. de 100/120 à 20 cm.

Cet horizon est très localisé et discontinu. Il apparaît sous forme d'un volume présentant à peu près 10 m de diamètre.

Les caractères macromorphologiques de l'horizon 7 dans le profil T.5 sont distincts de ceux du profil P.7 seulement en ce qui concerne la couleur: la couleur est rouge jaunâtre à rouge (5YR4/6 à 2.5YR4/6). De plus on constate que:

- les domaines à structure interne continue deviennent progressivement plus abondants vers le sommet de cet horizon;

L'horizon 7 présente une transition de couleur avec le volume sous-jacent; elle est très nette et irrégulière à discontinue:

- la couleur est beaucoup plus claire et rouge;
- et les domaines à structure interne continue sont moins abondants.

Horizon 3. de 20 à 3 cm.

Les caractères macromorphologiques de l'horizon 3 dans le profil T.5 sont les mêmes que ceux décrits dans le profil P.7. La seule différence porte sur sa position. Dans le profil T.5 l'horizon 3 apparaît sur l'horizon 7 tandis que dans le profil P.7 il surmonte l'horizon 9.

L'horizon 3 présente des transitions de couleur et de structure avec l'horizon 7 sous-jacent. Elles sont distinctes et irrégulières pour la couleur et diffuses pour la structure. Il s'agit de:

- l'apparition des domaines brun rougeâtre foncé, d'abord 5YR3/4 et ensuite, de plus en plus sombre vers le haut, 5YR3/3;
- et l'augmentation des domaines à structure interne continue.

La différenciation en couleur par rapport à l'horizon 7 sous-jacent se produit alors de manière distincte du profil P.7 lorsque l'horizon 3 surmonte l'horizon 9. Tandis que dans le profil P.7 ce sont les domaines rouge jaunâtre (5YR4/6) qui apparaissent au sein d'un fond matriciel dominant brun rougeâtre foncé (5YR3/3) - sommet de l'horizon 9 - dans le profil T.5, c'est le cas contraire: ce sont les domaines brun rougeâtre foncé qui apparaissent au sein d'un fond matriciel dominant rouge jaunâtre - sommet de l'horizon 7.

Horizon 10. de 3 à 0 cm.

Les caractères macromorphologiques de l'horizon 10 dans le profil T.5 ressemblent à ceux du profil P.7. Les seules variations portent sur l'épaisseur de l'horizon, la texture et sur la proportion des sables blancs:

- l'horizon 10 dans T.5 est moins épais;

- la texture est sablo-argileuse à argilo-sableuse;
- les sables blancs sont légèrement moins abondants.

Cet horizon présente des transitions de couleur, texture et structure, distinctes et ondulées, avec l'horizon sous-jacent:

- la couleur devient beaucoup plus homogène par la disparition des domaines rouge jaunâtre;
- la texture devient légèrement plus sableuse;
- la structure devient composée grumeleuse, grenue et particulière;
- et les sables blancs plus abondants.

Litière 1.

Les caractères macromorphologiques de la litière dans ce profil sont les mêmes que ceux décrits dans le profil P.7.

La disparité de l'organisation spatiale des horizons pédologiques dans les profils P.7 et T.5 ne se remarque pas superficiellement.

Interprétations

Comme dans le cas du profil FT.3A on suppose que les matériaux composant l'horizon 7 dans le profil T.5 sont également rémaniés car:

- les différenciations structurales - augmentation des domaines à structure interne continue vers le sommet - sont interrompues;
- les transitions en couleur sont très abruptes et irrégulières;
- les matériaux constituant l'horizon 7 sont très semblables en couleur et texture aux matériaux présents à la base de l'horizon 1 (P.7).

Les matériaux plus rouges et plus clairs (H7) se différencient progressivement vers la surface en structure, texture et couleur.

1.4 Différenciation latérale des organisations de l'interfluve aplati au tiers supérieur de pente.

La transition latérale entre l'interfluve aplati et le tiers supérieur de pente est montrée dans la figure 21.

En allant vers le tiers supérieur de pente l'horizon 2 s'épaissit, l'H3 s'amincit, et H4 et H5 ont une épaisseur constante. L'épaississement de H2 est marqué par l'approfondissement de la limite H1/H2.

Différenciations en ce qui concerne la couleur.

De l'amont vers l'aval on constate:

- un assombrissement progressif des sols - de brun rougeâtre (5YR4/4) on passe à brun rougeâtre foncé (5YR3/3 et 5YR3/4) - de plus en plus profond - d'abord jusqu'à 0.6 m de profondeur et ensuite jusqu'à 2.0 m - respectivement avec l'apparition des horizons 9 et 6;
- l'apparition en sub-surface d'un horizon le plus sombre du profil (H8) - brun rougeâtre foncé (5YR3/2) - intercalé entre les horizons 6 et 9;
- l'apparition des horizons clairs et rouges (H7), sous forme des volumes isolés et discontinus, de quelques mètres à quelques décamètres de diamètre, intercalés entre des horizons plus sombres et bruns.

Différenciations en ce qui concerne la texture.

De l'amont vers l'aval les sols deviennent progressivement plus argileux sans que macroscopiquement leur organisation en soit modifiée.

Différenciations en ce qui concerne la structure.

De l'amont vers l'aval on observe:

- le changement en surface de l'horizon 4 par l'horizon 10 marqué par l'apparition de la litière et de la forêt d'Eucalyptus. On passe d'une structure composée par la juxtaposition des domaines à structure interne continue et de domaines riches en sables blancs (H4) à une structure composée particulière riche en sables blancs, grenue et grumuleuse (H10).

1.5 Versant Lavapes : mi-pente

L'organisation macromorphologique de la mi-pente de la séquence AT sera caractérisée avec la description du profil P.3 (mi-pente aval). Les différenciations latérales des organisations du tiers supérieur de pente à mi-pente seront présentées à partir des profils P.9 (mi-pente amont), P.10 et P.13. La figure 23 montre la localisation des différents profils verticaux dans cette partie de la toposéquence.

1.5.1 Profil P3.

Nous avons distingué six horizons plus la litière (fig.23). Les sondages à la tarière sont allés jusqu'à 7.0 m de profondeur. Le substrat rocheux n'a pas été atteint. A 5.3 m nous avons brisé quelques galets de quartzite. La superposition verticale des horizons est la suivante: H11 : "stone-line" : H11 : H12 : H6 : H13 : H18 : H16 : H19 : Litière 2.

Horizon 11. de > 7.0 m à 3.0 m (par sondage).

L'horizon 11 présente une variation de texture par rapport au profil P.9. La texture devient argileuse. Dans cette position il n'a été observé qu'à la tarière.

Horizon 12. de 3.0 à 2.0 m.

La couleur est brun rougeâtre foncé (2.5YR3/4). La texture est argileuse. La structure est microagrégée; apparaissent de plus nombreux domaines à structure interne continue, dont une partie sont très durs et compacts, de taille centimétrique (< 3 cm), noyés dans le fond matriciel microagrégé. Cet horizon est très poreux, les pores intermicroagrégats sont très fins et les pores tubulaires sont fins. La consistance est fragile et très friable. Les pédotubules rouge foncé (2.5YR3/6) sont fréquents.

Il présente une transition progressive de couleur avec l'horizon sous-jacent.

Horizon 6. de 2.0 à 1.5 m.

Par rapport au tiers supérieur de pente (profil P.7) l'horizon 6 présente dans ce profil les variations macromorphologiques suivantes:

- la couleur est légèrement plus rouge, mais sur la charte Münsell elle se maintient pratiquement inchangée, brun rougeâtre foncé (5YR3/4). La texture devient argileuse. On observe en plus des pédotubules rouge foncé (2.5YR3/6) (certains pouvant atteindre un mètre de longueur et traverser l'horizon obliquement) et des chenaux de vers de terre.

Il présente une transition de couleur diffuse avec l'horizon sous-jacent: la couleur devient légèrement plus sombre et moins rouge, brun rougeâtre foncé (5YR3/4). Il présente de plus des charbons de bois.

Horizon 13. de 1.5 à 1.1 m.

La couleur est brun rougeâtre foncé (5YR3/2.5). La texture est argileuse. La structure est microagrégée; apparaissent de plus nombreux agrégats à structure interne continue (porosité visible nulle ou très faible) de taille centimétrique (<3 cm), noyés dans le fond matriciel microagrégé. Cet horizon est très poreux, les pores intermicroagrégats sont très fins et les pores tubulaires sont fins. La consistance est très fragile et très friable. Il est riche en fragments centimétriques de charbon de bois et il présente de nombreux pédotubules rouge foncé (2.5YR3/6).

Il présente une transition de couleur diffuse et régulière avec l'horizon sous-jacent. Il s'agit de la couleur plus sombre. Il correspond toujours à l'horizon le plus sombre du profil.

Horizon 18. de 110 à 80 cm.

La couleur est brun rougeâtre foncé (5YR3/2.5). La texture est argileuse. La structure est hétérogène par la juxtaposition de deux domaines structuraux de taille centimétrique (< 2 cm):

- un domaine à structure interne continue;

- et un domaine microagrégé. Les proportions sont à peu près les mêmes.

Le débit est polyédrique. L'horizon est très poreux, les pores intermicroagrégats sont très fins et les pores tubulaires sont fins. La consistance est fragile et friable. Il présente quelques pédotubules rouge foncé et de nombreux fragments centimétriques de charbon de bois.

L'horizon 18 présente une transition de structure diffuse et régulière avec l'horizon 13 sous-jacent. Il s'agit de la juxtaposition de différents domaines structuraux, domaines à structure interne continue et microagrégés. Avec l'horizon sous-jacent ils correspondent aux horizons les plus sombres du profil.

Horizon 16. de 80 à 15 cm.

La couleur est brun rougeâtre foncé (2.5YR3/4). La texture est argileuse. La structure est fragmentaire, nette, polyédrique sub-anguleuse moyenne avec quelques surfaces lisses et brillantes; apparaissent de plus quelques domaines (<2 cm) microagrégés. L'horizon est poreux à peu poreux, les pores sont fissurés et tubulaires fins à moyens. La consistance est peu fragile et friable. On observe en plus quelques pédotubules rouges et brun sombre et des chenaux de vers de terre.

Il présente une transition de couleur et de structure, respectivement distincte et ondulée et diffuse et régulière, avec l'horizon 18 sous-jacent:

- la couleur devient plus claire et plus rouge;

- la structure devient fragmentaire polyédrique;

- et la porosité est plus faible.

Horizon 19. de 15 à 0 cm.

La couleur est brun rougeâtre foncé (5YR3/3). La texture est argilo-sableuse. La structure est grumeleuse grossière à très grossière et polyédrique sub-anguleuse fine à moyenne; apparaissent de plus quelques grains de sable blanc. L'horizon est très poreux avec de pores tubulaires fins à larges. La consistance est peu fragile et peu friable. Il est très riche en pédotubules brun rougeâtre foncé (5YR3/3 et 2.5YR3/4) et en chenaux de vers de terre.

L'horizon 19 présente des transitions de couleur, texture et structure avec l'horizon sous-jacent. Elles sont distinctes et ondulées pour la couleur et la texture et, nette et ondulée pour la structure:

- la couleur devient plus sombre et brune;
- la texture devient plus sableuse;
- la structure devient grumuleuse;
- et la porosité tubulaire grossière devient beaucoup plus élevée.

Litière 2.

Cette litière est composée d'une seule couche, pas très épaisse, constituée de restes végétaux très frais et en début de décomposition.

1.5.2 Différenciations verticales des organisations

Verticalement de la base vers le sommet les principales différenciations macromorphologiques de la mi-pente (profil P.3) mises en évidence ont été les suivantes (fig.23).

Structure: De microagrégé (H12, H6 et H13) on passe à une structure fragmentaire polyédrique (H16) par augmentation des domaines à structure interne continue au sein du fond matriciel microagrégé. Ce passage se fait très progressivement par l'intermédiaire d'un horizon de transition où la structure est composée par la juxtaposition de domaines à structure interne continue et de domaines microagrégés (H18).

Ces faits mettent en évidence la présence d'une transformation structurale verticale microagrégat - polyédre, mais la seule observation macroscopique ne donne pas le sens de la transformation.

Vers la surface la structure polyédrique devient grumuleuse. Ce passage est rapide.

Porosité: Trois types de porosité se distinguent, de la base vers le sommet, en accord avec les différenciations structurales; les vides intermicroagrégats, les fissures et les chenaux. A la base où la structure est microagrégée la porosité est très élevée; en sub-surface où la structure est polyédrique la porosité devient plus faible, de nature principalement fissurale, le milieu reste bien drainant; au sommet la porosité redevient élevée, les chenaux dominant.

Texture: Les variations texturales verticales ne se produisent qu'en surface où elles deviennent moins argileuses. La texture reste invariable sur presque toute l'épaisseur du profil.

Couleur: De rouge foncé 2.5YR3/6 (H11) la couleur devient progressivement plus sombre, brun rougeâtre foncé 2.5YR3/4, puis moins rouge et plus brune, 5YR3/4 (H6), ensuite encore plus sombre 5YR3/2.5 (H13 et H18), pour redevenir plus claire et plus rouge, 2.5YR3/4 (H16), ce dernier passage se faisant avec une transition plus abrupte. Vers la surface la couleur redevient plus brune, 5YR3/3 (H19).

Couleur X Structure: Le principal fait qui doit être retenu dans ce paragraphe c'est la superposition de la transition structurale microagrégat - polyédre sur les matériaux de couleur la plus sombre du profil (H18) (fig.24). On peut dire alors que la transformation des microagrégats en polyédres se superpose au sommet de l'horizon sombrique.

1.6 Différenciation latérale des organisations du tiers supérieur de pente à mi-pente

La transition latérale entre le tiers supérieur de pente et la mi-pente a été caractérisée par la description des profils P.9, P.10 et P.13 situés en mi-pente amont (fig.25).

Les principales différenciations macromorphologiques verticales de mi-pente amont sont le mieux représentées dans le profil P.9 (fig.26).

1.6.1 Profil P.9.

Nous avons observé la présence de neuf horizons pédologiques plus la litière (fig.26). Dans ce profil le sondage à la tarière atteint à 7.0 m de profondeur une altérite de basalte et à 5.0 m nous avons brisé quelques galets de quartzite. La superposition verticale des différentes organisations pédologiques observées dans le profil P.9 est: Altérite basaltique : H11 : "Stone-line" : H11 : H12 : H6 : H13 : H15 : H16 : H17 : H10 : H5 et sur cet horizon repose la litière 1.

Nous allons décrire seulement les nouvelles organisations et les variations macromorphologiques, si elles existent, des horizons décrits précédemment. Les nouvelles organisations correspondent à l'altérite de basalte, aux galets de quartzite et aux horizons 15 et 17. Les variations macromorphologiques concernent seulement la texture des horizons 6, 11, 12, 13 et 16 et la structure de l'horizon polyédrique (H16). Dans le profil P.9 la texture de ces horizons est légèrement moins argileuse par rapport au profil précédent (P.3), elle est argilo-sableuse à argileuse. La structure de l'horizon 16 est fragmentaire peu nette, polyédrique subanguleuse moyenne sans surfaces lisses et brillantes; apparaissent de plus quelques domaines microagrégés (<2cm) noyés dans le fond matriciel dense. Les variations macromorphologiques verticales qui distinguent les horizons H11 : H12 : H6 : H13 : H16 concernent principalement la couleur, la structure et la présence de charbon de bois (fig.26). De la base vers le sommet les matériaux deviennent de plus en plus sombres et bruns, de 2.5YR3/6 on passe à 2.5YR3/4, ensuite à 5YR3/4 et 5YR3/2. La structure passe progressivement de microagrégée à polyédrique. Les transitions sont diffuses. Les charbons de bois sont très abondants seulement dans les horizons 6 et 13.

Les volumes 11 et 12 ont été observés seulement à la tarière.

Altérite de basalte.

La matrice est violacée. Elle est traversée par des veines comblées d'un matériau blanc à toucher sériciteux. Cette altérite correspond au faciès n°7 de la séquence EF (Estrada de Ferro) étudié par moi-même (MIKLOS,1986).

Stone-line.

Nous considérons que les galets de quartzite brisés à la tarière font partie d'une stone-line qui apparaît généralisée dans toute la zone étudiée, et qui a été également repérée dans les séquences CT, DT, ET et EF. Dans le profil P.9 elle apparaît au sein de l'horizon 11.

Horizon 15. de 120 à 80 cm.

La couleur est brun rougeâtre foncé (5YR3/4). La texture est argilo-sableuse à argileuse. La structure est hétérogène par la juxtaposition de deux domaines structuraux différents de taille centimétrique (<3 cm):

- un domaine à structure interne continue, peu poreux;
- et un autre microagrégé, très poreux. Les proportions sont à peu près équivalentes.

L'horizon est poreux, les pores intermicroagrégats sont très fins et les pores tubulaires sont fins et très fins (<2 mm). La consistance est fragile et friable. Il présente quelques pédotubules rougeâtre foncé (5YR3/2).

Il présente des transitions de couleur et de structure, diffuses et régulières, avec l'horizon 13 sous-jacent: la couleur macroscopique devient plus claire et la structure devient beaucoup plus hétérogène, en raison de l'augmentation des domaines à structure interne continue. La porosité globale devient plus faible.

Horizon 16. de 80 à 25 cm.

On observe en plus quelques pédotubules brun rougeâtre foncé (5YR3/2), des chenaux de vers de terre et de fourmis Atta.

L'horizon présente des transitions diffuses de couleur et de structure. La couleur devient plus rouge, brun rougeâtre foncé (2.5YR3/4) et la structure fragmentaire polyédrique. De plus, on note une porosité globale plus faible et une compacité plus élevée.

Horizon 17. de 25 à 10 cm.

La couleur est brun rougeâtre foncé (5YR3/4). La texture est sablo-argileuse à argilo-sableuse. La structure est hétérogène par la juxtaposition de deux domaines structuraux différents de taille centimétrique (< 3 cm):

- un domaine plus abondant microagrégé très poreux avec des sables blancs dispersés dans le fond matriciel;
- et un autre domaine à structure interne continue, peu poreux, noyé dans le fond matriciel microagrégé.

L'horizon est très poreux, les pores intermicroagrégats sont très fins et les pores tubulaires sont fins à larges. La consistance est fragile et très friable. On observe en plus la présence de chenaux de termites.

Il présente des transitions, distinctes et ondulées, de couleur, de texture et de structure avec l'horizon sous-jacent. La couleur devient plus brune, la texture plus sableuse et la structure plus hétérogène, microagrégée riche en domaines à structure interne continue. La transition en couleur ne se superpose pas à la transition structurale, sa limite est légèrement supérieure. De plus, on note une porosité beaucoup plus importante et une compacité beaucoup plus faible.

Horizon 10. de 12 à 1 cm.

Par rapport au tiers supérieur de pente l'horizon 10 dans le profil P.9 présente une augmentation des agrégats grumuleux.

De plus on observe la présence de chenaux de fourmis, de termites et de vers de terre.

Il présente des transitions, nettes à distinctes et ondulées, de couleur, de texture et de structure avec l'horizon sous-jacent:

- la couleur est plus sombre;
- la texture est plus sableuse;
- la structure est composée particulière, grenue et grumeleuse;
- les sables blancs sont beaucoup plus abondants;
- et la porosité tubulaire grossière est plus abondante.

Différenciations verticales.

Ainsi, de la base vers le sommet, nous constatons:

Structure: De microagrégé (H13) on passe également à polyédrique (H16) de la même manière que précédemment (profil P.3). Ce passage est très progressif et marqué, dans le cas du profil P.9, par présence de l'horizon 15. Ensuite on passe à l'horizon 17 avec l'augmentation des domaines microagrégés et des sables blancs; les domaines à structure interne continue restent alors isolés dans le fond matriciel microagrégé; ce passage est rapide.

Les transitions, que se soit à la base de l'horizon polyédrique ou au sommet, mettent en évidence la présence de transformations structurales microagrégats - polyédres, mais la seule observation macroscopique ne donne pas le sens de cette transformation.

Vers la surface, la structure devient composée: particulaire, grenue et grumeleuse au même temps que les sables propres deviennent plus abondants. Ceux-ci apparaissent d'abord dispersés dans le fond matriciel microagrégé (H17), ensuite sous forme de domaines juxtaposés aux agrégats granulaires et grumeleux (H10) et puis concentrés sous la litière (H5).

Porosité: L'organisation de la porosité de la base vers la sub-surface reste semblable à celle du profil P.3. En surface la porosité devient plutôt intergranulaire.

Texture: La texture reste invariable, argilo-sableuse à argileuse, sur presque tout le profil vertical, elle ne varie que lors du passage de l'horizon 16 à l'horizon 17, la texture devient sablo-argileuse à argilo-sableuse. Vers la surface elle devient encore plus sableuse, sablo-argileuse et sableuse respectivement dans les horizons 10 et 5.

Ces variations texturales accompagnent les transformations structurales qui débutent au sommet de l'horizon polyédrique avec l'apparition de plus en plus fréquente des sables blancs.

Couleur: Les variations verticales de la couleur sont très différentes de celles que l'on observe classiquement, c'est-à-dire des variations progressives de couleurs, de plus en plus brunes et sombres vers le sommet des profils.

Ainsi on constate:

- la présence d'un horizon le plus sombre du profil (H13) situé en profondeur;
- la présence de matériaux plus rouges (H16) sus-jacents à des matériaux plus bruns et plus sombres (H13 et H15).

La position et les caractères morphologiques de l'horizon 13 - l'horizon de profondeur le plus sombre du profil en mi-pente - sont très semblables à celles de l'horizon 8 - l'horizon de sub-surface le plus sombre du profil en tiers supérieur de pente. Ces caractères rappellent la définition des horizons sombriques ou "sombic horizons" (SOIL TAXONOMY, op.cit).

Couleur X Structure: Le passage de l'horizon 15 à l'horizon 16 dans le profil P.9 suscite l'association des faits liés aux caractères couleur et structure, sont ils (fig.24):

- la différenciation en couleur: les matériaux deviennent plus rouges, on passe de 5YR3/4 à 2.5YR3/4;
- et la différenciation structurale: elle se produit déjà sur les matériaux 5YR3/4 (H15), la couleur varie seulement après.

On peut dire alors que la transformation structurale est indépendante de la différenciation en couleur.

Ces évidences montrent encore une fois que les processus à l'origine des différenciations en couleur et structure sont indépendants comme nous l'avions déjà montré précédemment (profil P.3) (fig.24). Cette indépendance des caractères couleur et structure peut impliquer indépendance des phénomènes à leur origine. Par conséquent et étant donné que les différenciations de couleur et structure se superposent, il peut exister une chronologie.

1.6.2 Transition latérale entre P.9 et P.3.

L'organisation latérale de tous les horizons pédologiques reconnus en mi-pente est présentée dans la fig.25.

La transition entre les profils P.9 et P.3 est marquée par:

- des variations texturales latérales à l'échelle des profils; de l'amont vers l'aval les sols deviennent plus argileux.
- des variations structurales latérales dans l'horizon 16; de l'amont vers l'aval la structure polyédrique devient plus nette et les surfaces lisses et brillantes plus abondantes.
- le passage latéral entre les horizons 15 et 18. Ce passage étant marqué par la superposition de la transition verticale microagrégat - polyèdre sur les matériaux de profondeur les plus sombres du profil (H13) qui donne naissance à l'horizon 18. La figure 24 montre en détail le rapport entre les différenciations verticales de couleur et structure entre les horizons 13 - 15 - 16 et 13 - 18 - 16 respectivement dans les profils P.9 et P.3.
- le passage latéral entre les horizons 10 et 19 dû à la forte augmentation des agrégats grumeleux et de la porosité tubulaire grossière.
- la disparition de l'horizon 17, marquant une transition verticale plus rapide entre l'horizon polyédrique (H16) et les organisations superficielles (H19).
- la disparition de l'horizon 5 avec la forte diminution des sables blancs et la disparition de la litière à trois phases de décomposition.
- et le passage latéral très progressif entre les litières 1 et 2: d'une litière à trois phases de décomposition on passe à une litière à une seule phase.

1.6.3 Transition latérale entre le tiers supérieur de pente et P.9.

La transition latérale entre le tiers supérieur de pente et le profil P.9 a été caractérisée par la description des profils P.10 et P.13 (fig.25).

1.6.3.1 Profil P.10.

La superposition verticale des horizons pédologiques observée dans le profil P.10 est: H11 : H12 : H6 : H3 : H10 : H5 et sur cet horizon repose la litière 1 (fig.27). Par rapport au tiers inférieur de pente nous distinguons seulement deux nouveaux horizons (H11 et H12). Le substrat rocheux n'a pas pu être atteint. Les sondages sont allés jusqu'à 4.5 m de profondeur.

Horizon 11. de > 4.5 à 4.1 m (par sondage).

La couleur est rouge foncé (2.5YR3/6). La texture est argilo-sableuse.

Horizon 12. de 4.1 à 2.2 m (par sondage).

La couleur est brun rougeâtre foncé (2.5YR3/4). La texture est argilo-sableuse. La structure est microagrégée; apparaissent de plus quelques domaines à structure interne continue.

L'horizon 12 présente une transition progressive de couleur avec l'horizon 11 sous-jacent: celle-ci devient légèrement plus sombre.

Les caractères morphologiques des horizons 6, 3, 10 et 5 dans le profil P.10 sont les mêmes que ceux décrits dans le profil P.7 en tiers supérieur de pente. Les seules variations portent sur la texture de l'horizon 3, elle est légèrement plus sableuse qu'à l'amont: sablo-argileuse à argilo-sableuse.

1.6.3.2 Transition latérale entre P.7 et P.10.

Le passage latéral entre les organisations de tiers supérieur de pente et celles de mi-pente amont se trouve illustré dans la figure 25.

Ainsi de l'amont vers l'aval:

En profondeur: H11 apparaît à la base de H1 puis, H1 et H2 passent latéralement à H12.

En surface: on observe successivement la disparition de H9 puis de H8.

Les différences macromorphologiques des horizons 11 et 12 par rapport aux horizons 1 et 2 portent sur la couleur. On passe de l'amont à l'aval à de matériaux de plus en plus rouge, de 5YR on passe progressivement à 2.5YR.

1.6.3.3 Profil P.13.

La superposition verticale des horizons dans le profil P.13 apparaît de la façon suivante: H11 : H12 : H6 : H13 : H6 : H14 : H3 : H10 : H5 et sur cet horizon repose la litière 1 (fig.28).

Par comparaison avec les organisations pédologiques précédentes nous distinguons l'apparition d'un nouveau horizon - et H14 - ainsi que des variations macromorphologiques concernant seulement l'horizon 3. Les caractères macromorphologiques des horizons 11, 12, 6, 10 et 5 dans le profil P.13 sont les mêmes que ceux décrits respectivement dans les profils précédents (P.7 et P.10). De ce fait nous ne décrivons que le nouvel horizon pédologique (H14) et les variations de l'horizon 3.

Horizon 14. de 45 à 14 cm.

La couleur est brun rougeâtre foncé (5YR3/4). La texture est argilo-sableuse. La structure est hétérogène par la juxtaposition à faibles contrastes de deux domaines structuraux de taille centimétrique (< 3 cm):

- un domaine à structure interne continue, peu poreux;
- et un domaine microagrégé très poreux avec quelques sables blancs dispersés dans le fond matriciel. Le débit est polyédrique.

L'horizon est poreux, les pores intermicroagrégats sont très fins et les pores tubulaires sont fins à larges. La consistance est peu fragile et friable.

Cet horizon apparaît dans ce profil, au sommet de l'horizon 6. Il présente seulement une transition de structure progressive avec l'horizon 6, marquée par:

- l'apparition en abondance des domaines à structure interne continue;
- la porosité plus faible;
- et une compacité plus élevée.

Horizon 3. de 14 à 6 cm.

Les différences macromorphologiques de l'horizon 3 dans le profil P.13 par rapport au profil P.10 ou P.7 en tiers supérieur de pente sont les suivantes:

- le volume occupé par les domaines rouge jaunâtre (5YR4/6) par rapport aux domaines brun rougeâtre foncé (5YR3/3) est plus important dans ce profil, il correspond à peu près à 50 à 70% du volume total (ph.C8);
- la structure est plutôt massive, sans distinction entre domaines brun et rouge jaunâtre;
- la porosité est beaucoup plus faible;
- et la compacité est beaucoup plus élevée.

Il présente des transitions de couleur, de texture et de structure avec l'horizon 14 sous-jacent, nettes et interrompues pour la couleur et graduelles pour la texture et la structure. Ainsi les différences entre l'horizon 3 et l'horizon 14 reposent sur:

- la couleur macroscopique beaucoup plus hétérogène à cause de l'apparition abrupte des domaines rouge jaunâtre (ph.C8);
- la texture légèrement plus sableuse;
- la structure massive;
- la plus forte abondance des sables propres;
- et la plus forte abondance des fragments millimétriques de charbon de bois.

Même en considérant le changement de structure par rapport à l'amont, on continue à l'appeler H3 en fonction du caractère couleur inchangé.

1.6.3.4 Transition latérale entre les profils P.10 et P.13.

La différenciation latérale entre les profils P.10 et P.13 se produit par (fig.25):

- l'apparition de l'horizon 13 (horizon profond le plus sombre du profil) au sein de l'horizon 6; les matériaux deviennent plus sombres;
- l'apparition de l'horizon 14 au sommet de l'horizon 6, par augmentation des domaines à structure interne continue.

Dans la séquence AT les deux horizons les plus sombres du profil, en sub-surface (H8) et en profondeur (H13) se trouvent alors dissociés dans l'espace.

1.6.3.5 Transition latérale entre les profils P.13 et P.9.

La transition latérale entre les profils P.13 et P.9 est marquée principalement par (fig.25):

- des variations texturales à l'échelle des profils; de l'amont vers l'aval les sols deviennent légèrement plus argileux.
- le passage latéral très progressif entre l'horizon 6 microagrégé et l'horizon 16 polyédrique, ce passage étant marqué par la présence intermédiaire de l'horizon 14 à structure composée par la juxtaposition de domaines à structure interne continue et de domaines microagrégés.
- l'apparition de l'horizon 17, à structure composée par la juxtaposition de domaines microagrégés avec des sables blancs et de domaines à structure interne continue, au sommet de l'horizon polyédrique (H16).
- la disparition de l'horizon 3 et un léger approfondissement de l'horizon 13.

1.6.4 Conclusions.

Latéralement les principales différenciations macromorphologiques du tiers supérieur de pente à mi-pente ont été les suivantes (fig.25).

Structure: La transformation structurale microagrégats - polyèdres, représentée par le passage latéral entre les horizons 6 et 16. Le sens de cette transformation ne pourra être élucidé, de la même manière que pour les transformations verticales, que par l'analyse microscopique. L'augmentation vers l'aval des surfaces lisses et brillantes et de la netteté de la structure fragmentaire polyédrique.

Porosité: La différenciation de la porosité en sub-surface concomitante à la différenciation structurale; des vides intermicroagrégats on passe aux fissures. L'augmentation des chenaux grossiers vers l'aval de la mi-pente.

Texture: Les variations texturales latérales plus argileuses vraisemblablement liées à la différenciation lithologique grès - basaltes, avec l'apparition à 7.0 m de profondeur, dans le profil P.9, de l'altérite basaltique.

Couleur: Les variations latérales de couleur, de plus en plus rouge vers l'aval (des teintes 5YR on passe à de teintes 2.5YR) vraisemblablement liées, comme pour la texture, à la différenciation lithologique.

L'apparition d'un autre horizon sombrique (H13 et H14) encore plus profond et très riche en fragments centimétriques de charbon de bois et totalement dissocié de l'horizon sombrique de l'amont.

Le léger rapprochement de l'horizon sombrique de mi-pente (fig.24) vers la surface en concordance avec la superposition de la transformation structurale microagrégats - polyèdres.

La disparition de l'horizon 3, très hétérogène en couleur.

Charbons de bois de taille centimétrique: La présence latérale continue en profondeur, du tiers supérieur jusqu'à la mi-pente aval (profil P.3), des charbons de bois.

Litière: La différenciation latérale de la litière due à la disparition des deux couches inférieures constituées de restes végétaux décomposés, respectivement à structure identifiable et non identifiable, qui étaient présents jusqu'au profil P.9, malgré le maintien de la même végétation (forêt d'Eucalyptus).

Une différenciation latérale de la litière se produisant parallèlement à:

- la différenciation texturale latérale: les sols deviennent plus argileux;
- la différenciation structurale de l'horizon superficiel: la structure devient grumeleuse;
- l'augmentation de la porosité tubulaire grossière;
- et l'augmentation de la population des vers de terre.

1.7 Versant Lavapes : tiers inférieur de pente.

Le tiers inférieur de pente du Versant Lavapés sera caractérisé par la description du profil P.4. Les transitions latérales dans cette partie du versant seront présentées à travers la caractérisation des profils P.17, P.5 et P.11 respectivement de l'amont à l'aval (fig.30). Les profils P.5 et P.17 se trouvent alignés l'un à côté de l'autre, mais ils présentent des cotes altimétriques différentes. P.5 s'insère dans un axe de drainage secondaire et perpendiculaire à l'axe principal (Ribeirao Lavapés) tandis que P.17 s'insère en haut de la convexité ou de la ligne de partage des eaux du talweg secondaire. C'est cette morphologie du versant, l'existence de ce talweg secondaire, qui nous a conduit à installer P.5 et P.17. On caractérisera le profil P.17 avant le P.5. Comme la plupart des caractères morphologiques des horizons pédologiques se répètent, on se contentera à décrire seulement leurs variations lorsqu'elles existent et bien entendu les nouveaux horizons.

1.7.1 Profil P.4.

Le sondage à la tarière atteint à 6.0 m de profondeur une altérite de basalte. A 4.6 m nous avons brisé quelques galets de quartzite. La superposition verticale des différentes organisations observées en P.4 est la suivante (fig.30): altérite de basalte : H11 : "stone-line" : H11 : H12 : H20 : H16 : H19 : Litière 2. L'horizon 11 a été observé seulement à la tarière. Les transitions verticales entre ces horizons sont diffuses à l'exception de l'horizon de surface où elle est nette à distincte.

Nous allons donc caractériser les variations macromorphologiques des horizons 11, 12, 16 et 19 par rapport à la mi-pente (profil P.3), l'altérite, la "stone-line" et le nouvel horizon (H20).

Les variations morphologiques reposent d'un côté sur l'ensemble du profil et d'un autre côté particulièrement sur les horizons 11, 16 et 19.

Pour l'ensemble du profil:

- la texture est légèrement plus argileuse, mais sans changement de la classe texturale.

Pour l'horizon 11:

A partir de 5.0 m de profondeur on observe déjà de nombreux nodules lithorelictuels de basalte de taille centimétrique à millimétrique. La matrice de ces nodules est rouge foncé ou rouge (10R4/6 à 4/8), ils présentent des nombreuses vésicules, cavités et fissures comblées de matériaux blancs à toucher sériciteux et quelques veines grisâtres. A 5.8 m de profondeur les nodules, beaucoup plus abondants, présentent un autre faciès, la matrice devient rouge foncé (10R3/6).

Les nodules 10R4/6 présentent le même faciès que l'horizon 2 du profil B.6 (séquence EF) qui regroupe une séquence verticale de différents faciès d'isaltérite de basalte (MIKLOS,1986).

Pour l'horizon 16:

- la structure fragmentaire est moins nette;
 - les surfaces lisses et brillantes sont absentes;
 - les domaines microagrégés noyés dans le fond matriciel dense sont plus abondants.

Pour l'horizon 19:

- les sables blancs deviennent plus rares.

Altérite de basalte. > 6 m.

A 6.0 m on atteint l'altérite du basalte. La matrice est rouge foncé (10R3/6). C'est une altérite de basalte vésiculaire, les vésicules et les fissures sont comblées par un matériau blanc, le bord des fissures présente un cortex d'altération grisâtre.

L'altérite observée dans le profil P.4 correspond au sommet de l'horizon 1 du profil B.6 (séquence EF) (MIKLOS,1986).

Stone-line.

Il est probable que les galets de quartzite brisés à la tarière appartiennent à une "stone-line" que se trouverait à 4.6 m de profondeur.

Horizon 20. de 140 à 70 cm.

La couleur est brun rougeâtre foncé (2.5YR3/4). La texture est argileuse. La structure est hétérogène composée par la juxtaposition de domaines à structure interne continue et de domaines microagrégés de taille centimétrique (<3 cm). L'horizon est très poreux, les pores intermicroagrégats sont très fins et les pores tubulaires fins. La consistance est fragile et friable. On observe en plus la présence de chenaux de vers de terre, de chenaux de fourmis Atta de dimensions assez importantes (15 cm) et d'un chenal de tatou (30 cm).

Il présente une transition de structure diffuse avec l'horizon sous-jacent 12.

1.7.2. Transition latérale entre la mi-pente (profil P.3) et le tiers inférieur de pente (profil P.4).

Les principales différences entre les organisations des profils P.3 et P.4 reposent, de l'amont vers l'aval, sur:

- la disparition des matériaux de profondeur les plus bruns et le plus sombres du profil, horizons 6, 13 et 18;
- et le développement de la différenciation structurale microagrégat / polyèdre dans un matériau brun rougeâtre foncé (2.5YR3/4), donnant naissance au nouvel horizon (H20).

Cette différence d'organisation entre P.3 et P.4 nous a conduit à faire des observations intermédiaires afin de savoir si la différenciation polyédrique se développait dans le matériau profond le plus sombre du profil (horizon sombrique) avant la disparition de ce dernier.

Malheureusement la transition entre les profils P.3 et P.4 n'a pu être observée sur cette séquence du fait de l'existence d'une route.

Cela nous a obligé à aller chercher ailleurs un endroit où la différenciation polyédrique recouvrirait éventuellement le matériau sombre de profondeur.

Nous avons trouvé un tel site dans le profil HT.6 de la séquence HT sur le versant Santana. Les figures 31 et 32 montrent respectivement la différenciation macromorphologique du profil HT.6 et l'organisation latérale des différents horizons pédologiques reconnus en début de tiers inférieur de pente de la séquence HT. Dans le profil HT.6 nous avons distingué huit horizons superposés de la manière suivante (fig.32): H12 : H13 : H18 : H21 : H16 : H17 : H19 : Litière. Nous décrirons seulement le nouvel horizon 21.

Horizon 21. de 75 à 60 cm.

La couleur est brun rougeâtre foncé (2.5YR2.5/4). C'est la couleur la plus sombre du profil. La texture est argileuse. La structure est fragmentaire nette, polyédrique sub-anguleuse moyenne; apparaissent de plus quelques domaines (<2 cm) microagrégés isolés dans le fond matriciel. L'horizon est poreux, les pores sont fissuraux et tubulaires fins. La consistance est peu fragile et peu friable. Il présente des fragments de charbon de bois de taille centimétrique.

Il présente une transition de structure diffuse avec l'horizon 18 sous-jacent et une transition de couleur nette avec l'horizon 16 sus-jacent.

La différenciation latérale entre P.3 et P.4 peut être caractérisée alors par (figs.29,32):

- d'abord le développement de la différenciation structurale polyédrique dans le matériau le plus sombre de profondeur, au fur et à mesure qu'il se rapproche de la surface, apparition de l'horizon 21;
- et ensuite la disparition des matériaux sombriques (H13, H18 et H21). Cette disparition des matériaux sombriques dans la séquence AT est concordante avec une rupture de pente.

1.7.3 Transitions latérales en tiers inférieur de pente.

1.7.3.1 Profil P.17.

Ce profil s'insère donc au sommet d'une ligne de partage des eaux (fig.29) perpendiculaire à l'axe principal de drainage, le Ribeirao Lavapés.

La différenciation macromorphologique du profil P.17 peut visualisée dans la figure 33. La superposition verticale de ces horizons est: H11 : H20 : H16 : 19 : litière 2. Le substrat rocheux n'a pas été observé. Dans ce profil la fosse a pu atteindre l'horizon 11 qui a ainsi été caractérisé morphologiquement.

Par rapport au profil P.4 les horizons 20, 16 et 19 présentent des variations de couleur, de texture et de structure. On décrira seulement l'horizon 11 et les variations macromorphologiques des horizons 20, 16 et 19.

Horizon 11. de > 3.0 m à 1.6 m.

La couleur est rouge foncé (2.5YR3/6). La texture est argileuse. La structure est microagrégée; apparaissent de plus de nombreux domaines à structure interne continue isolés dans le fond matriciel. L'horizon est très poreux, les pores intermicroagrégats sont très fins et les pores tubulaires sont fins. La consistance est très fragile et très friable.

Dans le profil P.17 les principales variations des horizons 11, 16, 19 et 20 par rapport au profil P.4 reposent:

Pour l'ensemble des horizons 11, 16, 19 et 20 sur la texture, les matériaux deviennent légèrement plus argileux.

Pour les horizons 16, 19 et 20 sur les couleurs moins sombres, rouge foncé (2.5YR3/6) dans le cas des horizons 16 et 20 et plus rouges, brun rougeâtre foncé (2.5YR3/4), dans le cas de l'horizon 19.

Particulièrement pour l'horizon 16 sur:

- la structure polyédrique beaucoup plus développée, la structure est fragmentaire très nette, polyédrique moyenne sub-anguleuse à anguleuse;
- la présence en abondance des surfaces lisses et brillantes, rouges, plus claires et plus vives que la matrice argileuse environnante;
- la plus faible abondance des domaines microagrégés isolés au sein du fond matriciel dense;
- et le réseau de fissures interagrégats beaucoup plus développé.

A ces remarques on ajoute les observations suivantes:

- la porosité tubulaire est très abondante dans tout le profil, les chenaux moyens et grossiers (2 à 10 mm) prédominent dans les dix premiers centimètres de sol et les pores tubulaires fins (<2 mm) prédominent sur tout le reste du profil.
- quelques fragments de charbon de bois de taille centimétrique sont présents entre 60 et 160 cm de profondeur.

Les principales différenciations entre les profils P.4 et P.17 sont donc de couleur pour ce qui concerne les horizons 16, 19 et 20, de texture pour tout le profil, de structure particulièrement pour l'horizon H16 et en ce qui concerne la présence des charbons de bois de profondeur, beaucoup moins abondants en P.17.

1.7.3.2 Profil P.5.

Ce profil à l'aval de P.4 s'insère sur un talweg secondaire et perpendiculaire au Ribeirao Lavapés. Cet axe secondaire marque une concavité assez prononcée dans le paysage (fig.29).

Nous avons observé la présence de quatre horizons pédologiques plus une litière et à la base du profil, à 1.8 m de profondeur, une altérite de basalte. La différenciation macromorphologique du profil P.5 est montrée dans la figure 34. La superposition verticale des différentes organisations aperçues est: Altérite de basalte : H11: H20 : H16 : H19 : litière 2.

Quelques variations macromorphologiques par rapport aux profils précédents (P.4 et P.17) ont été observées, telles que: le faciès du substrat basaltique et sa profondeur; l'absence d'une stone-line; la couleur des horizons 11, 16, 19 et 20; la structure de l'horizon 16 et la présence des charbons de bois de profondeur. Nous décrivons seulement ces variations.

Altérite de basalte.

L'altérite de basalte apparaît à 180 cm de profondeur. La matrice est grisâtre (10YR3/3) riche en vésicules blanches et vert clair. Les diaclases très nombreuses sont recouvertes de pellicules d'oxydes de manganèse, d'oxyhydroxydes de fer et/ou d'une phase argileuse blanche. Cette altérite correspond à l'horizon 1 du profil B.6 de la séquence EF (MIKLOS, 1986).

Les variations morphologiques observées concernent à la fois l'ensemble des horizons pédologiques d'une part et d'autre part particulièrement les horizons 16 et 20.

Ainsi pour l'ensemble des horizons les variations reposent sur:

- la couleur légèrement moins rouge, brun rougeâtre foncé (3.25YR3/4) dans le cas des horizons 11, 16 et 20;
- l'absence des charbons de bois de taille centimétrique;
- et la présence de nodules lithorelictuels (< 1 cm) grisâtre (10YR3/3), dont les faciès sont les mêmes que celui de l'altérite sous-jacente.

Plus particulièrement pour l'horizon 16 et par rapport au profil P.17 la variation porte sur:

- l'épaisseur de l'horizon beaucoup moins importante;
- la structure fragmentaire peu nette, polyédrique sub-anguleuse;
- et l'absence de surfaces lisses et brillantes.

A toutes ces considérations il est important d'ajouter certaines remarques complémentaires qui concernent:

- la forte abondance de vers de terre à la base de l'horizon 11 au contact avec l'altérite;
- la présence de chenaux de fourmis Atta (de 2 à 15 cm), de termites (< 1 cm) et de tatou (20 à 30 cm);
- la différenciation verticale de la porosité tubulaire, très abondante dans tout le profil. On distingue deux zones en fonction du diamètre des tubules: (a) de 20 à 180 cm de profondeur leurs diamètres sont inférieurs à 2 mm; (b) de 0 à 20 cm les chenaux de 2 à 6 mm sont largement prédominants.

1.7.3.3 Transition latérale entre les profils P.4 et P.5.

La différenciation latérale entre P.4 et P.5 est marquée par (fig.29):

- les variations morphologiques que nous avons déjà vues ci-dessus;
- la disparition de l'horizon 12: les matériaux deviennent progressivement moins rouge (3.25YR3/4).

1.7.3.4 Profil 11.

Le profil P11 se trouve à l'embouchure du talweg secondaire à l'aval de P.5 (fig.29). Nous présentons dans ce profil seulement quelques caractères macroscopiques.

La figure 35 illustre la différenciation macromorphologique du profil P.11. Ce profil présente comme superposition verticale d'horizons pédologiques la séquence suivante: H11 : H20 : H15 : H16. L'altérite de basalte se trouve à 4.7 m de profondeur, le faciès est grisâtre (10YR3/3) vésiculaire (vésicules blanches et verdâtres), identique à celui de P.5.

Quatre remarques s'avèrent importantes dans le cas de l'horizon 16, elles permettent de distinguer la présence de deux matériaux différents superposés:

- la première concerne la distinction en couleur: de 10 à 50 cm la couleur est plus rouge 2.5YR3/4 et ressemble celle du profil P.4; de 50 à 85 cm la couleur est moins rouge 3.25YR3/4 et ressemble celle de P.5.
- la deuxième concerne la texture: de 10 à 50 cm elle est sablo-argileuse et de 50 à 85 cm elle est argileuse.
- la troisième concerne la présence des surfaces lisses et brillantes, en faible quantité, de 50 à 85 cm. La structure est fragmentaire peu nette polyédrique sub-anguleuse moyenne.
- et la quatrième la consistance: de 10 à 50 cm la consistance est non fragile et non friable et de 50 à 80 cm elle est fragile et friable.

1.7.3.5 Extrémité aval.

Le profil AT.1 (fig.36) situé en extrémité aval présente comme superposition verticale d'horizons pédologiques la même séquence que P.11. Le sondage à la tarière atteint à 4.5 m de profondeur une altérite de basalte de faciès semblable à celui des profils précédents (P.5 et P.11), la matrice est identique mais les vésicules sont absentes ou très rares (vésicules verdâtres).

Les variations macromorphologiques par rapport au profil précédent P.11 portent principalement sur (fig.29):

- l'horizon 16 qui devient moins épais, plus homogène en couleur (3.25YR3/4) et avec une structure polyédrique de moins en moins nette, et qui ensuite disparaît;
- et l'horizon 20 qui devient aussi moins épais, jusqu'à sa disparition.

1.7.4 Conclusion: organisation du tiers inférieur de pente.

1.7.4.1 Différenciation macromorphologique verticale en tiers inférieur de pente.

La différenciation macromorphologique verticale en tiers inférieur de pente est présentée à partir des profils HT.6, P.4, P.5, P.11, et P.17 (figs.30 à 36). Les principales constatations ont été les suivantes.

Pour la structure et la porosité.

Nous n'avons rien à ajouter en ce qui concerne la différenciation verticale, de bas en haut, de la structure et de la porosité, par rapport à ce que nous avons déjà vu antérieurement à mi-pente (profil P.3). Sauf à dire que, en P.17, la structure polyédrique est le plus fortement développée et les fissures beaucoup plus abondantes et qu'associé à ces faits on trouve une grande abondance de surfaces lisses et brillantes, également beaucoup plus importante dans ce profil.

Pour la texture.

La différenciation texturale verticale reste assez caractéristique pour l'ensemble des profils étudiés comme auparavant: la texture reste invariable sur presque tout le profil vertical, il n'y a que vers la surface que la texture devient moins argileuse.

Pour la couleur.

La différenciation verticale en couleur est hétérogène entre les profils P.3 et P.4, elle est marquée par la présence des matériaux plus sombres en profondeur (horizons sombriques: H13, H14 et H21). Vers l'aval, en P.5 et P.17, la différenciation en couleur est très homogène suite à la disparition des horizons sombriques. En P.11 elle redevient hétérogène à cause de la superposition des matériaux 2.5YR3/4 sur des matériaux moins rouges 3.25YR3/4.

1.7.4.2 Différenciations latérales en tiers inférieur de pente.

L'organisation bidimensionnelle de la séquence AT en tiers inférieur de pente est montrée dans la figure 29.

Latéralement les principales différenciations macromorphologiques portent sur les aspects suivantes.

Pour la structure et la porosité.

L'horizon polyédrique (H16) présente un certain nombre de variations morphologiques dont certaines sont plus ou moins interdépendantes; ces variations reposent sur: la netteté de la structure fragmentaire et l'abondance des fissures, des surfaces lisses et brillantes et des domaines microagrégés noyés au sein du fond matriciel dense. La variation de ces caractères permet leurs corrélations avec leurs positions spatiales.

Au sommet de la zone convexe de partage des eaux, représentée par le profil P.17, parallèle à un talweg secondaire (fig.29) et perpendiculaire à l'axe de drainage principal (Ribeirao Lavapés), la structure fragmentaire de l'horizon 16 est très nette, polyédrique sub-anguleuse à anguleuse, les fissures et les surfaces lisses et brillantes sont très abondantes et les domaines microagrégés sont fréquents.

Dans le talweg secondaire, après la rupture de pente, dans les profils P.4 et P.5 (fig.29), la structure fragmentaire de l'horizon 16 est peu nette, polyédrique sub-anguleuse, les fissures ne sont pas abondantes, les surfaces lisses et brillantes sont absentes et les domaines microagrégés sont abondants.

Vers l'extrémité aval l'horizon polyédrique disparaît.

En ce qui concerne l'horizon de surface (H19) la seule variation repose sur les sables blancs devenus encore plus rares.

Pour la texture.

Les textures deviennent latéralement encore plus argileuses probablement à cause du rapprochement des altérites basaltiques de la surface. En P.4 elles se trouvent à 4.0 m de profondeur, puis plus à l'aval, en P.5, à 1.8 m.

Pour la couleur.

La disparition des horizons sombriques est en concordance avec la rupture de pente (fig.29) un peu avant le profil P.4.

Après la disparition des horizons sombriques (H13, H18, H21) la variation latérale de couleur est, semble-t-il, beaucoup plus liée au type de faciès des altérites basaltiques qui maintenant, en tiers inférieur de pente, s'approchent de la surface. En P.4 et P.17 les matériaux sont rouges (2.5YR) en concordance avec la présence d'altérites très rouges (10R). Dès que les altérites changent de couleur, par exemple 10YR comme en P.5 et P.11, les matériaux des sols deviennent légèrement moins rouges (3.25YR).

Le recouvrement de l'horizon sombrique par la différenciation polyédrique.

Pour les traits pédologiques.

Trois faits doivent être retenus:

- la disparition des pédotubules rouge foncé et des charbons de bois de profondeur;
- et l'apparition des nodules lithorelictuels de basalte.

1.7.4.3 Mise en évidence de phénomènes d'érosion.

Un certain nombre de faits montrent la présence de phénomènes d'érosion à l'aval du profil P.3 (fig.29):

- la présence d'une rupture de pente;
- la discordance entre la géométrie des horizons sombres de profondeur et la surface topographique actuelle; ils se rapprochent de la surface et après ils disparaissent suite à la rupture de pente;
- la discordance entre le front d'altération du basalte et la surface topographique actuelle avec le rapprochement brutal de l'altérite vers la surface en P.5 suite à la rupture de pente;
- et la forme en V de la concavité vue en coupe transversale au talweg secondaire.

1.7.4.4 Mise en évidence d'un colluvionnement.

Ce sont les faits observés dans le profil P.11 qui suggèrent la présence d'un colluvionnement de très faible ampleur. Le dépôt corrélatif des matériaux provenant de l'amont correspondrait aux matériaux situés entre 10 et 50 cm de profondeur (fig.36). Les arguments qui plaident en faveur d'une telle considération sont les suivants.

Ces matériaux compris entre 10 et 50 cm sont plus rouges (2.5YR) que les matériaux sous-jacents (3.25YR). Cela représente une discontinuité verticale de la différenciation en couleur car il faut tenir compte du fait que (a) cette couleur moins rouge qui est homogène sur tout le reste du profil jusqu'au contact avec l'altérite grisâtre (10YR) est en accord avec le faciès de l'altérite; (b) l'altérite à faciès grisâtre est présente déjà dans le profil P.5 qui est à l'amont de P.11 et que (c) la couleur en P.5 est homogène 3.75YR sur toute l'épaisseur du profil.

En concordance avec cette distinction en couleur et à tout ce que cela entraîne comme argumentation, les matériaux plus rouges se distinguent encore (a) en texture, ils sont plus sableux, et (b) par l'absence des surfaces lisses et brillantes, qui sont au contraire présentes dans les matériaux sous-jacents.

Le profil P.11 se situe juste à "l'embouchure" de l'incision érosive qui a entaillé les matériaux à l'amont de P.11.

2. Organisations dues à la faune du sol.

Dans cette partie nous allons caractériser certaines organisations particulières très fréquentes dans la couverture pédologique de Botucatu et qui sont dues à l'action de certaines espèces de la faune du sol: fourmis Atta et autres espèces de fourmis, termites épigées et endogées et vers de terre.

2.1 Fourmis Atta.

Les organisations dues à l'action des fourmis Atta que nous allons caractériser reposent sur certaines parties de leurs constructions:

- les monticules de terre (ph.C1);
- les chenaux (ph.C2);
- et les pédotubules.

2.1.1 Les monticules de terre.

En ce qui concerne les monticules de terre il est nécessaire de distinguer deux types principaux selon leur état d'entretien ou de conservation qui dépend de la présence ou de l'absence des fourmis.

2.1.1.1 Fourmilières actives.

Les monticules de terre des fourmilières actives sont entretenues périodiquement et présentent une dimension variable métrique à décimétrique. Ils peuvent atteindre jusqu'à 1.0 m de hauteur et 10 m de largeur. Ils sont constitués de matériaux du sol (phs.C1 et C2) présentant les caractères suivants:

- à l'amont des séquences la couleur des monticules de terre est rouge jaunâtre (5YR4/6) ou rouge (2.5YR4/6 ou 4/8), à l'aval elle est rouge foncé (2.5YR3/6);
- la texture est argilo-sableuse à argileuse;
- la structure est microagrégée; apparaissent de plus à la sortie des chenaux de nombreux agrégats ovoïdes, inférieurs à 5 mm (ph.C9) à sous-structure très fine microagrégée. Ces agrégats semblent être fragiles car après quelques pluies la structure s'effondre complètement (ph.C2).

Ces agrégats ovoïdes sont remontés de l'intérieur du sol par les fourmis (ph.C10). On repère la provenance du matériau en comparant la couleur des matériaux remontés et celle des horizons pédologiques. Ces matériaux remaniés par les fourmis proviennent de la profondeur, allant jusqu'à plus de 7 m dans le cas des matériaux 2.5YR4/6.

La terre des monticules remontée par les fourmis recouvre les différents matériaux superficiels (ph.C1). Sous l'action des pluies ces matériaux se répandent sur la surface du sol et tendent à se confondre avec la topographie locale (ph.C11).

2.1.1.2 Fourmilières abandonnées.

Les fourmilières abandonnées correspondent aux fourmilières dont les monticules de terre ne sont plus entretenus par les fourmis Atta.

Ce fait va constituer le premier pas pour que les matériaux remontés par ces fourmis subissent eux-mêmes des transformations. A la surface du sol, ces matériaux vont subir toutes sortes d'actions résultant de la dynamique du paysage. Donc, il est important aussi de caractériser les transformations secondaires que subissent les matériaux remontés car cela peut éventuellement effacer complètement les caractères résultant de la remontée des matériaux du sol par les fourmis Atta.

Nous-même avons pu observer l'abandon de quelques fourmilières et les quelques transformations que subissent les matériaux remontés.

La photo C12 illustre le cas d'une fourmilière active en 1987 et abandonnée en 1988, située en tiers supérieur de pente sur le versant Lavapés. Cette fourmilière avait un monticule de terre rouge jaunâtre (5YR4/6), d'une dizaine de mètres. Sous la seule action de la pluie, les matériaux ont perdu la macrostructure zoogénique (agrégats ovoïdes fins à moyens à sous-

structure microagrégée) et le monticule s'est partiellement effondré. Les matériaux remontés ont recouvert l'horizon superficiel (ph.C13). Sous couvert végétal d'Eucalyptus, les feuilles et tous les autres types de débris végétaux sont tombés et ont constitué une litière. Parallèlement, quelques plantes et quelques représentants de la faune du sol (termites, vers de terre, etc) se sont installés. Ainsi climat, végétation et faune du sol, ensemble, vont provoquer les premières transformations du matériau remonté.

L'abandon des fourmilières peut être récent, comme dans le cas précédent, ou plus ancien. Dans ce dernier, cas les transformations sont très avancées.

Nous considérons que les matériaux des horizons pédologiques 3 et 7 dans les profils FT.3A, T.5 et P.7 ont été remontés de la profondeur vers la surface par les fourmis Atta.

Les caractères de constitution et d'organisation qui suggèrent une telle origine sont les suivants:

- la superposition des horizons à matériaux beaucoup plus rouges et beaucoup plus clairs; identiques en couleur aux matériaux des horizons pédologiques profonds où les fourmis Atta construisent leurs habitations (chambres, etc) et aux monticules de terre des fourmilières qui se trouvent en surface; sur des horizons beaucoup plus sombres et beaucoup plus bruns (phs.C6,C13);
- la transition toujours très abrupte séparant les deux horizons précédents(ph.C6);
- l'éventuelle présence de reliques d'une litière située à la base des matériaux remontés comme dans le cas du profil FT.3A (ph.C6);
- les formes en volumes métriques à décimétriques très localisés et discontinus dans l'espace, à l'exemple de l'horizon 7 (fig.21).

Pour expliquer la superposition des couleurs, l'hypothèse d'un colluvionnement est exclue car (a) il n'existe aucune similitude entre les matériaux plus rouges des horizons 3 et 7 et les matériaux superficiels plus à l'amont; on ne peut trouver ces matériaux que dans les horizons très profonds; et (b) ces matériaux se localisent dans des positions topographiques pas très favorables au développement de ce type de phénomène, principalement en ce qui concerne l'interfluve aplati (profil FT.3A), les pentes étant inférieures à 1%.

2.1.2 Chenaux.

Les chenaux présentent des diamètres assez variables, de quelques millimètres à 15 centimètres. Ces sections transversales peuvent être circulaires ou le plus souvent ellipsoïdales (ph.C10). Ils apparaissent sur toute la couverture de l'amont à l'aval.

2.1.3 Pédotubules.

Les pédotubules sont également très variables en taille; leurs sections transversales sont très semblables à celles des chenaux (ph.C14).

La couleur des matériaux à l'intérieur des pédotubules est rouge jaunâtre (5YR4/6) (ph.C14), rouge (2.5YR4/6, 4/8) (ph.C15) ou rouge foncé (2.5YR3/6). La texture est argilo-sableuse à argileuse. La structure est massive ou le plus souvent microagrégée.

Ces pédotubules apparaissent sur presque toute la couverture pédologique, de la surface jusqu'à la profondeur (2.5 m). Ils sont détectables principalement par leur couleur très différente de celle du fond matriciel environnant, les transitions étant très abruptes (phs.C14 et C15). La forme de leurs parois apparaissent régulièrement déformées. On ne les a pas reconnus là où la couverture est verticalement très homogène en couleur.

Les faits que nous permettent d'attribuer l'origine de ces pédotubules aux fourmis Atta sont:

- les similitudes entre les sections transversales des pédotubules et celles des chenaux des fourmis Atta (phs.C10 et C14);
- les similitudes en couleur, texture et structure entre les matériaux à l'intérieur des pédotubules (ph.C15) et ceux des monticules des fourmilières des fourmis Atta (ph.C1).

2.1.4 Transformations ultérieures des matériaux remontés.

Les faits qui permettent de visualiser la transformation ultérieure des matériaux remontés sont les suivants:

(a) l'effondrement de la structure de départ (agrégats ovoïdes à sous-structure microagrégée) par l'action de la pluie (ph.C2).

(b) les pédotubules brun rougeâtre foncé (5YR3/2, 3/3) qui s'installent au sein des matériaux remontés rouge jaunâtre (ph.C7) ou rouges et qui constituent par ces faits de véritables rebioturbations successives dues à l'intervention des autres représentants de la faune du sol. Ainsi au départ la rebioturbation contribue à l'hétérogénéisation en couleur des matériaux remontés comme dans le cas du profil FT.3A.

A plus long terme par contre, on retourne à une certaine homogénéisation. Ainsi, dans le cas du profil T.5 (fig.20) les domaines rouge jaunâtre disparaissent vers la surface au dépens des domaines brun rougeâtre foncé (5YR3/3, 3/4). On peut supposer alors que cette différenciation qui aboutit à un matériau plus homogène correspond à un stade ultérieur à celui de l'horizon 3 de FT.3A.

2.1.5 Discussion.

Nous venons de voir comment les fourmis Atta agissent au sein de la couverture pédologique. Leurs actions provoquent des transformations dans l'organisation de la couverture pédologique.

Les transformations que nous avons pu montrer sont considérables vu l'abondance des monticules de terre, des pédotubules et des chenaux. Elles correspondent à des modifications de nature structurale et des constituants:

(a) Remontée biologique, enfouissement des matériaux superficiels.

(b) Modification de la structure et de la porosité: microagrégation (pédotubules à structure microagrégée) et compaction (agrégats ovoïdes à sous-structure microagrégée et pédotubules à structure massive).

(c) Hétérogénéisation de la couleur.

Ces transformations sont une conséquence des processus de transfert des matériaux pédologiques profonds vers la surface.

D'un autre côté nous avons vu également que les effets des actions de ces animaux peuvent être effacés par des transformations secondaires de nature biologique et autres (action de la pluie, etc).

On peut alors se poser les questions suivantes:

(a) Est-ce que les fourmis Atta sont seulement responsables de simples transformations ponctuelles?

(b) Est-ce que les matériaux qui composent l'horizon hétérogène en couleur (H3) présent sur l'interfluve aplati, le tiers supérieur et la mi-pente du versant Lavapés (fig.17) résultent également d'une remontée des fourmis Atta?

2.2 Autres espèces de fourmis.

Certaines organisations très particulières dues à d'autres espèces de fourmis - Pheidole oxyops et Mycocepurus goeldii - doivent être au moins mentionnées, même si elles sont moins importantes du point de vue d'une action transformatrice dans le milieu, car elles sont abondantes dans le pôle amont de la couverture pédologique de Botucatu. Il s'agit de:

- leur petits (< 15 cm) monticules de terre composés d'agrégats ovoïdes (< 1 mm) (ph.C3), à sous-structure microagrégée ou pas.

Ces agrégats sont plus petits et plus sombres que ceux des fourmis Atta . D'après L.C.FORTI (spécialiste des fourmis; comm.pers.) ces espèces peuvent creuser, à l'intérieur du sol, jusqu'à 6-7 m de profondeur.

2.3 Vers-de terre.

En ce qui concerne les constructions des vers de terre on constate que:

- les turricules résultent des déjections des vers de terre (ph.C16);

- ces turricules composent des agrégats grumeleux moyens à grossiers (< 2 cm), argilo-sableux à argileux, brun rougeâtre foncé (5YR3/3, 3/4 ou moins fréquemment 2.5YR3/4) (ph.C17);

- l'horizon superficiel en tiers inférieur de pente (H10) est composé par ces agrégats grumeleux (ph.C18).

On peut donc en conclure que l'horizon superficiel grumeleux (H10) résulte principalement de l'action des vers de terre.

2.4 Termites épigées.

Les termites épigées construisent des édifices à la surface du sol. Ces édifices ont une forme externe conique (ph.C3), leur hauteur varie de 0.5 à 1.5 m. A l'intérieur (ph.C19) on distingue deux parties:

- (a) une partie périphérique avec des galeries constituée de matériaux du sol agglomérées par la salive (FORTI, comm.pers.). Ces matériaux (ph.C20) sont très compacts, massifs, argilo-sableux à argileux, brun sombre ou brun rougeâtre foncé. Les galeries sont revêtues d'une pellicule noire très fine.

- (b) et une partie centrale sphérique, l'habitable, constituée de matériaux cartonnés noirs, organiques.

On observe aussi la présence d'un réseau de galeries périphériques (ph.C19) à la base de l'édifice. Ces galeries se distribuent latéralement à l'intérieur du sol.

En conclusion à l'action des termites épigées sur la couverture pédologique on constate:

- (a) une remontée de sol;

- (b) et la construction de chenaux.

2.5 Termites endogées.

A la surface du sol les observations effectuées par rapport à l'action des termites endogées concernent une seule espèce: Synthermes sp. Ces animaux sont également responsables de la construction, entre autres, de monticules de terre composés d'agrégats ovoïdes (<5 mm) (ph.C5), souvent à sous-structure microagrégée.

On peut alors poser des questions, par exemple: est-ce que les termites jouent un rôle important dans l'organisation de la couverture pédologique.

2.6 Conclusions.

Chacune de ces espèces animales fourmis Atta et autres, termites et vers de terre, joue un rôle dans ce paysage. Ce rôle est directement lié à leurs comportements. Ces comportements se traduisent en actions qui entraînent des transformations du milieu.

Le comportement constructeur peut entraîner diverses conséquences sur l'organisation de la couverture pédologique telles que certaines transformations de nature physique et chimique, par exemple:

- la remontée biologique (BUCHER & ZUCCARDI,1967; LEVEQUE,1975; RAUNET,1979; ROOSE,1980; WIELEMAKER,1984; ESCHENBRENNER,1988);
- les modifications de la structure et de la porosité (STOPPS,1964; LEE & WOOD,1971; WEBER,1972; SLEEMAN & BREWER,1972; ESCHENBRENNER,1986; KRETZSCHMAR,1987);
- l'influence sur la dynamique de la matière organique et des éléments minéraux, etc (BOYER,1973; WILSON,1984 et MENAUT et alii,1985).

Pour notre part nous avons caractérisé seulement quelques transformations physiques que nous avons attribuées à l'action de ces animaux.

La question principale reste posée: quels sont les rôles des fourmis Atta, des termites, des vers de terre et pourquoi pas d'autres animaux (autres espèces de fourmis, collembôles, enchytraeides, acariens, etc) dans l'organisation et dans la dynamique de la couverture pédologique?

II. L'inventaire des horizons et leurs relations spatiales.

1. Les 21 horizons de la toposéquence principale (AT - ET) et leur organisation spatiale.

Dans cette partie nous présentons un résumé des horizons pédologiques reconnus dans la toposéquence principale (séquences AT - ET) ainsi que certains traits pédologiques particuliers. Nous présentons leurs principaux caractères macromorphologiques, leurs différenciations latérales et leurs distributions bidimensionnelles. Nous dénommons également les horizons. L'organisation bidimensionnelle de cette toposéquence peut être visualisée dans la figure 37.

Pour la description nous distinguons deux pôles: un pôle amont et un pôle aval.

1.1 Pôle amont.

A. Horizon microagrégé rouge jaunâtre (H1).

Il est rouge jaunâtre (5YR4/6); sablo-argileux à argilo-sableux vers l'aval; microagrégé et très poreux, les vides intermicroagrégats étant largement dominants; la profondeur du sommet de cet horizon est variable (1 à 4 m), son épaisseur peut être de plus de 5 m. Etant l'horizon le plus épais et le plus profond du pôle amont il occupe l'interfluve aplati, le tiers supérieur et le début de la mi-pente. Latéralement il devient progressivement plus rouge et plus argileux.

B. Horizon microagrégé brun rougeâtre (H2).

Il est brun rougeâtre (5YR4/4); sablo-argileux à argilo-sableux vers l'aval; microagrégé et très poreux, les vides intermicroagrégats prédominant largement; la profondeur du sommet de cet horizon varie entre 0.5 et 3 m, son épaisseur varie de 0.5 à 2 m. Cet horizon apparaît au dessus de H1. Latéralement il devient progressivement plus rouge et plus argileux.

C. Horizon hétérogène en couleur (H3).

Il est très hétérogène en couleur par la juxtaposition de deux domaines différents, rouge jaunâtre (5YR4/6) et brun rougeâtre foncé; sablo-argileux sur l'interfluve aplati et mi-pente, argilo-sableux en tiers supérieur de pente. La structure est composée: de domaines microagrégés très poreux en juxtaposition à des domaines à structure interne continue; son épaisseur varie de 30 cm sur l'interfluve aplati à 10 cm sur le versant. Cet horizon hétérogène en couleur est superficiel (profondeur du sommet variant entre 7 et 20 cm); il recouvre de l'amont vers l'aval plusieurs horizons très distincts les uns des autres (H2, H9, H8, H7, H6 et H14). Il disparaît en mi-pente. Il peut apparaître de manière très localisée et discontinue dans l'espace, à l'exemple du profil FT.3A; dans ce cas nous avons vu que les matériaux étaient remaniés par les fourmis Atta.

D. Horizon superficiel à structure composée (H4).

Il est brun rougeâtre foncé (5YR3/2); sablo-argileux; composé par la juxtaposition de domaines à structure interne continue et de domaines particuliers très riches en sables blancs très poreux (vides interparticulaires); son épaisseur est d'environ 20 cm. Il se distribue superficiellement seulement sur l'interfluve aplati.

E. Horizon à sables blancs (H5).

Particulière très riche en sables blancs et très poreux; sableux; brun rougeâtre foncé (5YR3/2) sur l'interfluve aplati, brun rougeâtre (5YR4/4) sur le versant; son épaisseur varie de 3-5 cm sur l'interfluve aplati à 1-2 cm sur le versant. L'horizon à sables blancs se distribue en surface de l'interfluve aplati jusque'à mi-pente, puis il disparaît progressivement. Du tiers supérieur vers l'aval il apparaît sous une litière.

F. Horizon microagrégé brun rougeâtre foncé 5YR (H6).

Il est brun rougeâtre foncé (5YR3/4); argilo-sableux à argileux vers l'aval; microagrégé et très poreux (vides intermicroagrégats); très riche en charbon de bois de taille centimétrique; la profondeur du sommet de cet horizon est variable (0.4 à 2 m); son épaisseur varie de 0.4 à 1.5 m. Cet horizon est présent en sub-surface et en profondeur du tiers supérieur jusqu'à mi-pente. Il recouvre différents horizons (H2 et H12). Vers l'aval il devient progressivement plus rouge et plus argileux et en sub-surface il se différencie progressivement en structure; il passe latéralement à l'horizon polyédrique (H16) par l'intermédiaire d'un horizon de transition (H14).

G. Horizon discontinu (H7).

Il est rouge jaunâtre (5YR4/6) ou brun jaunâtre (5YR4/4); argilo-sableux; microagrégé, très poreux; son épaisseur est très variable, de quelques décimètres à 1 m. L'horizon discontinu est très localisé et discontinu dans l'espace, il apparaît sub-superficiellement en tiers supérieur de pente sous forme de volumes pédologiques de quelques mètres à quelques décimètres. Il repose toujours sur des matériaux beaucoup plus sombres et plus bruns (H6 ou H9).

H. Horizon sombre supérieur (H8).

Il est brun rougeâtre foncé (5YR3/2), il s'agit de l'horizon le plus sombre du profil (horizon sombrique); sablo-argileux; microagrégé et très poreux, les vides intermicroagrégats étant largement dominants; la profondeur du sommet de cet horizon varie entre 20 et 40 cm; son épaisseur est d'environ 20 cm. L'horizon sombre supérieur apparaît en sub-surface en tiers supérieur et début de mi-pente intercalé par des matériaux plus clairs. Il s'amincit vers l'aval et puis il disparaît.

I. Horizon microagrégé brun rougeâtre foncé (H9).

Il est brun rougeâtre foncé (5YR3/3), plus sombre que H6; argilo-sableux; microagrégé et très poreux; la profondeur du sommet de cet horizon varie entre 20 et 60 cm; son épaisseur est d'environ 20 cm. Cet horizon se distribue en sub-surface en tiers supérieur de pente d'abord sur H6 et ensuite sur H8, ensuite il disparaît.

J. Horizon superficiel granulaire (H10).

Il est brun rougeâtre foncé (5YR3/3); sablo-argileux; la structure est très hétérogène: particulière très riche en sables blancs, granulaire et grumeleuse; parmi les macroagrégats les formes granulaires sont largement dominantes; son épaisseur varie de 3 à 15 cm. L'horizon superficiel granulaire est présent en surface sous l'horizon à sables blancs (H5) du tiers inférieur de pente jusqu'à mi-pente. Il devient vers l'aval progressivement plus argileux et plus grumeleux.

K. Litière à trois phases de décomposition (L1).

Litière composée de trois couches de restes végétaux: frais, en début de décomposition à structure identifiable et très décomposée non identifiable; son épaisseur varie de 5 à 15 cm. Cette litière est présente en tiers supérieur et mi-pente. Vers l'aval au fur et à mesure que les matériaux deviennent de plus en plus argileux elle se différencie par la disparition très progressive des deux couches inférieures.

L. Volume profond à charbon de bois.

Abondants et de taille centimétrique les charbons de bois sont présents entre 100 à 200 cm profondeur. Ils présentent une tendance à une concentration vers 130 cm, mais tout en restant plus ou moins dispersés. Il ne s'agit pas d'une "stone-line" de charbons. Ces charbons de bois se distribuent, latéralement dans le versant, du tiers supérieur de pente jusqu'au début du tiers inférieur (fig.38). Ils se trouvent à l'intérieur des horizons 6, 13, 18 et 21. Ils disparaissent en tiers inférieur de pente suite à la rupture de pente.

1.2 Pôle aval.

A. Horizon microagrégé rouge foncé (H11).

Il est rouge foncé (2.5YR3/6); sablo-argileux à argileux vers l'aval; microagrégé et très poreux (vides intermicroagrégats); la profondeur du sommet de cet horizon varie de 0.6 à 4

m; son épaisseur varie de 1 à plus de 4 m. Etant l'horizon le plus épais et le plus profond du pôle aval, il apparaît de la mi-pente jusqu'au tiers inférieur. Vers l'aval il se rapproche de la surface, puis il devient de moins en moins rouge suite à la différenciation en couleur des altérites basaltiques.

B. Horizon microagrégé brun rougeâtre foncé 2.5 YR (H12).

Il est brun rougeâtre foncé (2.5YR3/4); argilo-sableux à argileux vers l'aval; microagrégé, très poreux; la profondeur du sommet de cet horizon varie entre 1.8 et 2.4 m; son épaisseur varie de 0.5 à 2 m. Il apparaît en mi-pente, puis il s'amincit et disparaît en début de tiers inférieur de pente.

C. Horizon sombre inférieur microagrégé (H13).

Il est brun rougeâtre foncé (5YR3/2), il s'agit de l'horizon le plus sombre du profil (horizon sombrique); argilo-sableux à argileux vers l'aval; microagrégé et très poreux; très riche en charbons de bois de taille centimétrique; la profondeur du sommet de cet horizon varie entre 0.8 et 1.4 m; son épaisseur varie de 40 à 60 cm. Il apparaît en profondeur en mi-pente d'abord au sein de l'horizon 6 et ensuite vers l'aval intercalé entre des matériaux plus rouges 2.5YR (H12 et H16). Au fur et à mesure que l'horizon sombrique se rapproche de la surface la structure devient progressivement polyédrique, d'abord donnant naissance à H18, ensuite à H21. Avec une géométrie discordante par rapport au relief actuel il disparaît suite à la rupture de pente.

D. Horizon à structure composée et de transition latérale microagrégat - polyèdre (H14).

Il est brun rougeâtre foncé (5YR3/4); argilo-sableux; la structure est composée par la juxtaposition de domaines à structure interne continue et de domaines microagrégés poreux contenant des sables blancs; la profondeur du sommet de cet horizon correspond à 15 cm; son épaisseur est d'environ 30 cm. Cet horizon est présent en sub-surface en mi-pente. Il fait la transition latérale entre l'horizon 6 microagrégé et l'horizon 16 polyédrique.

E. Horizon à structure composée et de transition verticale microagrégat - polyèdre (H15) en mi-pente.

Il est brun rougeâtre foncé (5YR3/4), argilo-sableux; la structure est semblable à celle de H14, mais les sables blancs présents au sein des domaines microagrégés sont très rares ou absents; la profondeur du sommet de cet horizon varie aux environs de 0.8 m; son épaisseur est d'environ 40 cm. Cet horizon est présent en profondeur en mi-pente. Il fait la transition verticale entre l'horizon microagrégé (H13) et l'horizon polyédrique (H16).

F. Horizon polyédrique (H16).

Il est brun rougeâtre foncé (2.5YR3/4); argilo-sableux à argileux vers l'aval; la structure, variable selon le relief et la position topographique, est fragmentaire peu nette à très nette polyédrique moyenne sub-anguleuse à anguleuse; la porosité fissurale varie en fonction de la netteté de la structure polyédrique, plus elle est développée plus l'horizon est fissuré; la profondeur du sommet de cet horizon varie entre 10 et 30 cm; son épaisseur varie de 0.2 à 1m. L'horizon polyédrique apparaît, de mi-pente jusqu'à l'aval, plus ou moins en concordance avec la surface topographique actuelle. Il s'amincit vers l'extrémité aval et puis il disparaît. En début de tiers inférieur de pente la différenciation structurale polyédrique recouvre le sommet des matériaux sombres de profondeur (horizon sombrique) en donnant naissance à H21.

G. Horizon à structure composée et de transition verticale au sommet de l'horizon polyédrique en mi-pente (H17).

Il est brun rougeâtre foncé (5YR3/4); sablo-argileux à argilo-sableux; la structure est hétérogène par la juxtaposition d'un domaine plus abondant microagrégé (très poreux) avec des sables blancs et un autre domaine à structure interne continue noyé au sein du fond matriciel microagrégé; la profondeur du sommet de cet horizon est à peu près 10 cm; son épaisseur est d'environ 15 cm. Cet horizon apparaît en mi-pente. Il fait la transition verticale au sommet de l'horizon polyédrique. Vers l'aval il disparaît au fur et à mesure de la différenciation superficielle grumeleuse et que les matériaux deviennent de plus en plus argileux et la structure de H16 plus nettement polyédrique.

H. Horizon sombre inférieur à structure composée (H18).

Il est brun rougeâtre foncé (5YR3/2.5), avec H13 ce sont les matériaux les plus sombres du profil (horizons sombriques); argileux; la structure est composée par la juxtaposition des domaines à structure interne continue et microagrégés très poreux; la profondeur du sommet de cet horizon est 80 cm; son épaisseur est environ de 30 cm. Cet horizon présente des nombreux débris centimétriques de charbon de bois. Il apparaît en fin de mi-pente, superposé au début de la différenciation polyédrique, au fur et à mesure que les matériaux sombres de profondeur se rapprochent de la surface. En début de tiers inférieur de pente il disparaît suite à la rupture de pente.

I. Horizon grumeleux (H19).

Il est brun rougeâtre foncé (5YR3/3 à 2.5YR3/4); argilo-sableux à argileux; grumeleux, très poreux (chenaux grossiers); son épaisseur varie entre 10 et 20 cm. Il apparaît en surface sous une litière de la mi-pente jusqu'à l'extrémité aval.

J. Horizon à structure composée et de transition verticale microagrégat - polyèdre en tiers inférieur de pente (H20).

Il est brun rougeâtre foncé à rouge foncé (2.5YR3/4, 3/6 à 3.25YR3/4 vers l'aval), argileux; la structure est composée par la juxtaposition de domaines microagrégés très poreux et de domaines à structure interne continue; la profondeur du sommet de cet horizon varie entre 0.7 et 1 m; son épaisseur est à peu près 0.5 m. Cet horizon est présent en tiers inférieur de pente. Il fait la transition verticale entre les horizons microagrégés et polyédriques (H11, H12 et H16).

K. Horizon sombre de profondeur polyédrique (H21).

Il est brun rougeâtre foncé (5YR3/2.5); avec l'horizon 18 ce sont les matériaux les plus sombres du profil; argileux; la structure est fragmentaire nette polyédrique moyenne sub-anguleuse, riche en fissures; la profondeur du sommet de cet horizon est 60 cm; son épaisseur est environ de 15 cm. Il apparaît au début du tiers inférieur de pente et disparaît en peu plus à l'aval suite à la rupture de pente.

L. Litière à une phase de décomposition (L2).

Litière composée d'une seule couche de restes végétaux frais et en début de décomposition. Cette litière est présente de la fin de la mi-pente jusqu'à l'aval.

2. L'apport des autres séquences.

Dans cette partie nous allons caractériser certaines organisations pédologiques qui se distinguent de celles observées dans la séquence AT. Ces nouvelles organisations ont été observées sur le versant Lavapés dans les séquences CT et DT (fig.2).

2.1 Séquence CT.

L'organisation de la séquence CT est très semblable à celle de la séquence AT sauf en ce qui concerne (a) la mi-pente et (b) le tiers inférieur de pente.

A mi-pente, les horizons sombres supérieur et inférieur se superposent dans un même profil vertical (fig.39). Cette superposition a une occurrence limitée à une faible distance (30 m) (fig.40).

En plus de cette remarque nous avons observé que d'une part les charbons de bois de taille centimétrique situés en profondeur à l'intérieur de H13 présentent généralement une longueur plus importante que l'épaisseur et d'autre part qu'ils se trouvent assez souvent en position oblique (ph.C21). Parfois plusieurs débris se trouvent enchaînés dans un sens oblique au profil (fig.41).

En ce qui concerne le tiers inférieur de pente de la séquence CT deux remarques s'avèrent importantes (fig.42):

- une première sur la disparition latérale de l'amont vers l'aval de l'horizon polyédrique (H16);
- et une deuxième sur le rapport entre l'organisation spatiale des altérites et des sols par rapport à la surface topographique.

Disparition latérale de l'horizon polyédrique.

La figure 43 caractérise la différenciation macromorphologique verticale d'un profil (profil CT.18) situé juste avant la disparition de l'horizon polyédrique (H16).

Dans ce profil nous avons une séquence continue de différenciation structurale de la base vers le sommet où on passe d'une structure microagrégée à une structure fragmentaire très peu nette, polyédrique sub-anguleuse fine à moyenne, sans surfaces lisses et brillantes. Le passage se faisant par l'intermédiaire d'un ensemble de transition où la structure est composée par la juxtaposition de domaines microagrégés et à structure interne continue. La texture et la couleur sont verticalement homogènes dans l'ensemble du profil.

De plus en plus mince et avec une structure polyédrique faiblement développée l'horizon 16 disparaît un peu plus à l'aval (15 m) du profil CT.18. Il passe latéralement à l'horizon 20 (fig.42).

Organisation spatiale des altérites et des sols.

La figure 42 montre également l'organisation spatiale des altérites et des sols par rapport à la surface topographique dans la partie aval de la séquence CT.

La partie aval de la séquence CT est marquée par une très forte rupture de pente.

Cette rupture de pente est associée à une diminution très rapide de l'épaisseur des sols et à un rapprochement brutal des altérites basaltiques.

Ces types d'organisations indiquent la présence d'un phénomène érosif à l'origine de la rupture de pente et de la régression des versants.

2.2 Séquence DT.

Dans la séquence DT nous allons seulement caractériser le tiers inférieur de pente. La partie amont de la séquence est très semblable à la séquence AT.

Un certain nombre de faits doivent être retenus dans le tiers inférieur de pente de la séquence DT.

(a) Le parallélisme entre l'horizon polyédrique (H16) et la surface topographique avant la rupture de pente (fig.44).

(b) La disparition de l'amont vers l'aval de l'horizon polyédrique (H16) suite à la rupture de pente (fig.44). Il passe latéralement à l'horizon 20. La figure 45 montre la différenciation macromorphologique du profil (DT.15) situé là où l'horizon de transition macroagrégat - polyèdre (H20) remplace latéralement l'horizon polyédrique. Dans ce profil nous avons également une séquence continue de différenciation structurale de la base vers le sommet où on passe d'une structure microagrégée (H11) à une structure composée par la juxtaposition de domaines à structure interne continue et de domaines microagrégés. Ce passage se produit en effet par l'augmentation des domaines à structure interne continue au sommet de l'horizon microagrégé (H11).

(c) La disparition latérale de l'horizon sombrique aval et des charbons de bois de profondeur un peu avant la rupture de pente (fig.46).

(d) La discordance géométrique entre la "stone line" et le relief actuel. La "stone line" est recoupée par la surface topographique en disparaissant ensuite à la rupture de pente (fig.46).

(e) Le rapport entre l'organisation spatiale des altérites et des sols et la topographie. La séquence DT est également, à l'exemple de la séquence CT, marquée par une très forte rupture de pente (fig.42). Ces ruptures de pente sont toujours associées au rapprochement brutal du basalte et à la diminution de l'épaisseur du sol.

Ces dernières évidences (d et e) montrent donc la présence de phénomènes érosifs à l'origine du modelé aval de la séquence DT. Le dénivèlement entre l'axe de drainage actuel et la rupture de pente est de l'ordre de 20 à 25 mètres.

Les fortes ruptures de pente et l'importance du dénivèlement indiquent un phénomène érosif très violent.

La position spatiale de la troncature érosive montre qu'un tel phénomène a été provoqué par l'enfoncement de l'axe de drainage principal.

Il faut voir alors si le régime hydrique actuel du Ribeirao Lavapés peut ou non être à l'origine d'une telle morphogénèse. S'il n'en a pas la capacité il faut donc envisager que dans le passé, le Ribeirao Lavapés ait eu un volume hydrique plus important que l'actuel. Pour cela il faut également envisager l'hypothèse d'un paléoclimat plus pluvieux et violent que le climat actuel.

2.3 Conclusions.

Un certain nombre de conclusions ont pu être mises en évidence à partir de l'étude de certaines organisations pédologiques autres que celles de la séquence principale.

(a) Le parallélisme de l'horizon polyédrique par rapport à une partie du relief.

(b) La superposition des horizons sombriques amont et aval dans un profil vertical.

(c) Les fortes ruptures de pente dans les séquences à profil convexe (CT et DT).

(d) Le rapport entre les organisations pédologiques et la surface topographique actuelle:

La disparition de l'horizon sombrique aval et des charbons de bois un peu avant la rupture de pente.

La discordance entre l'organisation spatiale de la stone line et la surface topographique et sa disparition après la rupture de pente.

Cette étude a permis de suggérer la présence:

- d'une phase érosive à l'origine des fortes ruptures de pente et de la régression des versants due à l'encaissement des axes de drainage.

3. Les courbes d'isodifférenciations: caractérisation tridimensionnelle des organisations.

Dans cette partie nous allons caractériser la répartition spatiale des différentes organisations observées à Botucatu sur un plan altimétrique. Leurs limites d'apparition correspondent aux courbes d'isodifférenciation. Ces limites correspondent encore au troisième plan graphique de représentation spatiale. Les deux autres plans vertical et latéral ont déjà été caractérisés à partir des coupes topographiques en deux dimensions. Les projections sur le plan altimétrique des diverses organisations ont été recherchées à la tarière, par approximation géométrique. Les limites sont dessinées sur le plan.

La recherche des courbes d'isodifférenciation a été limitée à une bande large de 30 ha du côté du versant Lavapés.

Les organisations que nous allons caractériser concernent certains horizons pédologiques, les charbons de bois et la faune du sol.

3.1 Horizons pédologiques.

Dix horizons pédologiques et deux types de litières sont caractérisés:

- (a) Les horizons sombriques (H8, H13, H18 et H21).
- (b) L'horizon hétérogène en couleur (H3).
- (c) L'horizon polyédrique (H16).
- (d) Les horizons superficiels (H5, H10 et H19).
- (e) Les litières L1 et L2.

3.1.1 Horizons sombriques.

Nous regroupons les horizons sombriques dans deux ensembles:

- (a) un ensemble sombre supérieur amont (ESS) composé par l'horizon 8.
- (b) et un ensemble sombre inférieur aval (ESI) composé par les horizons H13, H18 et H21.

La figure 47 montre la distribution spatiale des ensembles sombres dans la parcelle du paysage étudié à partir des courbes d'isodifférenciation ESS et ESI. Les observations sur le versant Santana (séquences ET, FT et HT) et quelques autres observations ponctuelles ont également été tracées sur la carte topographique.

Les renseignements qu'on peut tirer à partir de ces observations sont les suivants:

(a) L'ensemble sombre supérieur est très localisé, isolé en amont sous la forme d'un volume de quelques centaines de mètres de diamètre.

(b) L'ensemble sombre inférieur, au contraire, est très généralisé sur ce paysage de Botucatu. Ces volumes sombres de profondeur sont encore observés en plusieurs autres endroits soit au Brésil dans l'Etat de São Paulo (COMISSAO DE SOLOS, 1960; QUEIROZ NETO & NAKASHIMA, 1971 et 1974; QUEIROZ NETO & MODENESI, 1973 MELO & PONCANO, 1982; MODENESI, 1988 et BOULET et alii 1989), dans l'Etat de Rio de Janeiro (COMISSAO DE SOLOS, 1958), dans Minas Gerais (RIBEIRO, 1972), au Parana (VOLKOF, comm. pers.) et au Rondônia (IPEAN, 1967 in RIBEIRO, 1972) soit en AFRIQUE au Rwanda (NEEL, 1983 et FRANKART; 1983), au Congo (DE CRANE & LARUELLE, 1965 in RIBEIRO, 1972) et au Burundi (FRANKART, 1983).

(c) Les ensembles sombres supérieur et inférieur de Botucatu apparaissent soit dissociés dans l'espace soit superposés verticalement là où les courbes d'isodifférenciation se croisent.

(d) La limite aval de l'ensemble sombre inférieur est plus ou moins concordante avec les courbes de niveau. Il disparaît en tiers inférieur de pente toujours en relation avec de fortes ruptures de pente (figs. 42 et 44).

3.1.2 L'horizon hétérogène en couleur (H3).

L'horizon 3 se caractérise par la juxtaposition de deux domaines de couleur différente: un rouge jaunâtre (5YR4/6) et un brun rougeâtre foncé (5YR3/3).

Cet horizon apparaît seulement dans les parties plus élevées du relief (pôle sableux) occupant une zone qui couvre de l'interfluve aplati jusqu'à la mi-pente (fig. 48).

3.1.3 Horizon polyédrique (H16).

Cet horizon est confiné aux parties aval des versants, il apparaît en mi-pente et tiers inférieur de pente (fig. 49).

3.1.4 Horizons superficiels et litières.

Les courbes d'isodifférenciation des matériaux superficiels du versant Lavapés sont montrées dans la figure 50. Les matériaux concernés sont les suivants:

- (a) La litière L1.
- (b) La litière L2.
- (c) L'horizon à sables blancs (H5).
- (d) L'horizon granulaire (H10).
- (e) L'horizon grumeleux (H19).

Les informations qu'on peut obtenir des courbes d'isodifférenciation sont les suivantes.

(a) La litière L1, l'horizon 10 et les sables blancs se trouvent sur le pôle amont sableux.

(b) La litière L2 et l'horizon grumeleux (H16) se trouvent sur le pôle aval argileux.

(c) Il semble y avoir un parallélisme entre les différenciations latérales de la litière, des horizons superficiels (H10 et H19) et la présence des sables blancs (H5), puisque les courbes sont concordantes.

3.2 Charbons de bois.

Ces charbons de bois se caractérisent par une taille centimétrique (<4 cm) et une forme souvent plus allongée. Ils apparaissent en profondeur (1 à 2 m) et constituent un volume continu sur presque toute la longueur du versant (fig.38). Leur répartition spatiale est présentée dans la figure 51. Cette figure montre de plus la répartition spatiale des horizons les plus sombres (5YR3/4, 3/3, 3/2 et 2.5YR2.5/4) de la couverture pédologique.

Les enseignements obtenus à partir des courbes d'isodifférenciation sont:

(a) Les charbons de bois se trouvent associés aux horizons les plus sombres de la couverture pédologique de Botucatu (H6, H13, H18 et H21).

(b) La limite aval de disparition des charbons de bois est plus ou moins concordante avec la limite de disparition de l'ensemble sombre inférieur. Cette disparition est également en rapport avec les fortes ruptures de pente.

Les charbons de bois de taille centimétrique sont encore très fréquents dans les horizons sombres d'autres régions, à Campinas au Brésil (BOULET, 1989) ou en Afrique (NEEL, 1983).

3.3 Faune du sol.

Nous allons caractériser la distribution spatiale des fourmis *Atta*, des termites épigées et des vers de terre (fig.52).

Cette carte de répartition spatiale de la faune du sol a été réalisée à partir de nos observations sur la fréquence de leur population ou de leur action transformatrice dans le milieu, c'est-à-dire, à partir de la fréquence de leurs constructions: fourmilières, termitières, chenaux, pédotubules et déjections.

Deux conditions de travail ont beaucoup facilité la confection de cette carte.

(a) L'extrême hétérogénéité de la distribution de ces trois espèces dans l'espace.

(b) Les nombreuses observations macromorphologiques que nous étions conduit à faire pour reconnaître l'anatomie de la couverture pédologique.

Ainsi le premier fait qu'on constate est la distribution de la population de ces animaux dans des zones très bien délimitées dans l'espace.

Les fourmis *Atta* se trouvent plutôt dans les parties amont du paysage: interfluve aplati, tiers supérieur de pente et mi-pente. Cela correspond au pôle le plus sableux où prédominent les matériaux dérivés du grès du Groupe Bauru. Sous forêt naturelle ces fourmis ne paraissent pas être abondantes.

Les vers de terre se situent plutôt dans les parties plus aval: mi-pente et tiers inférieur de pente. Cela correspond au pôle plus argileux où prédominent les matériaux dérivés du basalte. Sous végétation de "campo cerrado" les vers de terre ne sont pas abondants, on les observe principalement sous végétation forestière (*Eucalyptus* ou forêt naturelle).

Les termites épigées occupent aussi plutôt les positions inférieures des versants (mi-pente et tiers inférieur), comme les vers de terre, mais par rapport à la végétation on ne les a pas observés sous forêt; ils apparaissent plutôt dans les "campos cerrados". Il semble également que la profondeur de la nappe phréatique joue beaucoup sur la distribution spatiale de ces animaux (LEE & WOOD, 1971).

Ces "zones habitats" semblent donc être conditionnées par la différenciation du paysage (roches, sols, profondeur des nappes phréatiques, végétation, humidité, etc) vu le recouvrement qu'il y a entre certains caractères spécifiques du paysage et la distribution spatiale de ces animaux. Il suffit de comparer les figures 5, 6, 9 et 89 qui montrent respectivement la répartition spatiale des roches, des sols, de la végétation et de l'humidité des sols avec la distribution spatiale de la faune du sol (fig.52).

A l'inverse, les termites endogées présentent un comportement complètement différent. Ils sont présents partout, sans distinction zonale et apparemment sans aucun rapport avec la différenciation du paysage (lithologie, sol, végétation, etc).

3.4 Conclusions.

Les conclusions qui se dégagent à partir de l'étude de la répartition spatiale en courbes d'isodifférenciation de certaines organisations de la couverture pédologique de Botucatu sont les suivantes.

(a) La présence de l'horizon polyédrique (courbe H16) n'est pas associée aux plus fortes pentes du relief car cet horizon n'est pas présent dans les parties les plus aval des versants où les déclivités sont plus importantes (figs 42 et 44). C'est l'horizon microagrégé (H11) qui domine dans ces positions.

(b) Les courbes qui délimitent l'horizon hétérogène en couleur (H3) et la zone "habitat" des fourmis *Atta* avec ses fourmilières (monticules de terre) sont concordantes.

(c) Les courbes qui délimitent l'horizon grumeleux (H19), la litière à une phase de décomposition et la zone "habitat" des vers de terre sont concordantes.

(d) Les charbons de bois apparaissent associés aux horizons les plus sombres de la couverture pédologique.

III. Conclusions sur l'organisation de l'interfluve et des versants.

Suite à l'étude détaillée des différentes organisations, de leurs transitions et de leurs relations spatiales, nous mettons en évidence les différenciations morphologiques qui sont à l'origine d'une partie de l'hétérogénéité de cette couverture pédologique.

1. Différenciations verticales.

1.1 Structure.

Dans le pôle amont:

De la base vers le sommet on passe de structures microagrégées à des structures composées: juxtaposition de domaines à structure interne continue et de domaines microagrégés avec des sables blancs. Le débit polyédrique s'accroît vers le haut au fur et à mesure que les domaines à structure interne continue deviennent de plus en plus abondants.

Dans le pôle aval:

De la base vers le sommet on passe de structures microagrégées à des structures polyédriques par l'augmentation progressive des domaines à structure interne continue au sein du fond matriciel microagrégé. Cette transition est très progressive et constitue un horizon intermédiaire à structure composée (juxtaposition de domaines microagrégés et à structure interne continue).

L'observation macromorphologique n'a pas permis de décrire ni les relations spatiales ni les transitions entre ces différents domaines structuraux que ce soit dans le pôle amont ou aval.

1.2 Texture.

Dans le pôle amont:

La différenciation structurale est accompagnée par des variations texturales soit à l'échelle du profil soit à l'échelle de l'horizon pédologique.

A l'échelle du profil on constate que la texture ne devient plus sableuse qu'en surface. Sur le reste du profil elle est très homogène.

A l'échelle de l'horizon (a) les sables blancs commencent à apparaître au sein des domaines microagrégés; (b) vers le haut ils deviennent progressivement très abondants, d'abord concentrés dans des petits volumes juxtaposés à des domaines plus argileux à structure interne continue, puis dispersés en surface sous forme particulière. Les domaines riches en sables blancs, plus pauvres en plasma que les domaines à structure interne continue, résulteraient donc d'une perte en argile.

Dans le pôle aval:

La texture ne varie pratiquement pas verticalement dans les profils alors que la structure passe de microagrégée à polyédrique. Ceci n'est pas vrai dès qu'on passe à l'horizon superficiel grumeleux, légèrement moins argileux.

1.3 Couleur.

En ce qui concerne les variations des couleurs de la base vers le sommet on constate trois types de différenciation verticale.

(a) Des couleurs plus claires et plus rouges à la base qui deviennent de façon homogène plus sombres et plus brunes vers la surface et très probablement liées à des taux de matière organique croissants.

Contrairement à cette évolution de la couleur:

(b) on observe la présence des horizons sombres (H8, H13, H18 et H21); matériaux présents en profondeur qui sont les plus sombres du profil.

(c) et contrairement à l'homogénéité macroscopique de couleur au sein de chaque horizon on observe un horizon (H3) constitué de deux plages de couleur, brun rougeâtre foncé (5YR3/3) et rouge jaunâtre (5YR4/6) cette dernière étant discordante avec la variation verticale de la couleur.

2 Différenciations latérales.

2.1 Structure.

Plusieurs faits doivent être retenus.

La diminution en tiers inférieur de pente de l'épaisseur de l'horizon microagrégé en concordance avec le rapprochement des altérites basaltiques et avec la rupture de pente.

En mi-pente, de l'amont à l'aval, on passe des structures microagrégées (H6) aux structures polyédriques (H16). Ce passage latéral est très progressif et se fait par intermédiaire des structures composées (H14). L'existence d'un horizon de transition permet de supposer une transformation microagrégat - structure composée - polyèdre. Par contre cette transition macroscopique progressive ne montre pas leur sens d'évolution.

L'accentuation de la structure polyédrique est accompagnée par la présence de plus en plus abondante des surface lisses et brillantes.

Le parallélisme de l'horizon polyédrique avec la surface topographique actuelle sur presque la totalité du tiers inférieur des versants, à l'exception des extrémités aval où il disparaît suite à de fortes ruptures de pentes (séquences CT et DT).

Les corrélations entre le développement de la structure polyédrique et sa répartition spatiale en tiers inférieur de pente; épaisse et très fortement développée sur interfluve secondaire (P.17) et peu épaisse et très faiblement développée dans le talweg secondaire (P.5) et vers l'extrémité aval des séquences (AT, CT, DT).

La différenciation latérale, de l'amont vers l'aval, des horizons superficiels (H10, H19) en concordance avec les variations texturales, la disparition de l'horizon particulaire très riche en sables blancs (H5) et la différenciation de la lumière; on passe d'une structure granulaire très riche en sables blancs (H10) sous une litière à trois phases de décomposition (L1) à une structure grumeleuse (H19) sous une litière à une seule phase (L2).

2.2. Texture.

Lorsqu'on observe la différenciation texturale de la séquence AT le premier fait qui ressort ce sont que les variations latérales sont plus grandes que les variations verticales.

D'une manière générale on passe de l'amont vers l'aval de textures sablo-argileuses à des textures argileuses.

Les textures sont plus argileuses au fur et à mesure que le basalte se rapproche de la surface ce qui traduit la lithodépendance de ce caractère à l'échelle du versant.

2.3 Couleur.

A l'échelle du versant les variations des teintes, 5YR à l'amont et 2.5YR vers l'aval, sont concordantes avec les variations texturales.

Les matériaux pédogénétiques sont de plus en plus rouges (2.5YR) vers l'aval au fur et à mesure que les altérites basaltiques de teinte 10R se rapprochent de la surface, lorsque ces altérites sont plus grisâtres avec des teintes 10YR les matériaux du sol deviennent légèrement moins rouges (3.25YR). Ceci atteste la lithodépendance du caractère couleur pour l'ensemble du versant.

2.4 Charbons de bois.

Un volume continu, profond, riche en charbon de bois de taille centimétrique, a été observé sur presque toute la longueur du versant Lavapés à Botucatu.

2.5 Les fortes rupture de pente à l'extrémité aval des versants.

Ces ruptures de pente recoupent l'horizon polyédrique, l'ensemble sombre inférieur, le volume à charbon de bois et la "stone-line. Ces relations géométriques permettent d'établir alors la chronologie relative entre ces différentes organisations et leurs mécanismes. Les phénomènes à l'origine des fortes ruptures de pente sont donc postérieurs.

3. Questions que pose cette première approche macromorphologique.

L'étude de la macroorganisation de la couverture pédologique de Botucatu nous a permis dans un premier temps de présenter les faits auxquels ce travail tente de donner des réponses.

En ce qui concerne les versants, nous avons étudié les problèmes suivants.

- (a) L'origine de l'horizon hétérogène en couleur.
- (b) L'origine des horizons sombriques.
- (c) L'origine des horizons superficiels.
- (c) L'origine de l'appauvrissement superficiel.
- (d) La genèse des structures microagrégées et polyédriques.
- (e) L'origine des charbons de bois de profondeur.
- (f) L'origine des formes concaves et concavo-convexes des extrémités aval des versants.

3.1 L'horizon hétérogène en couleur.

En ce qui concerne l'horizon hétérogène en couleur (H3) la question posée est celle-ci: est-ce que cet horizon résulte également d'une remontée des fourmis *Atta* comme nous l'avons observé pour les profils FT.3A et T.5 ou bien résulte-t-il d'un autre mécanisme encore inconnu?

3.2 Les horizons sombriques.

Pour les horizons sombriques deux hypothèses peuvent être formulées: s'agit-il de différenciations "in situ" ou bien de différenciations liées à des remaniements - paléohorizons de surface?

3.3 Les horizons superficiels.

Plusieurs problèmes ont été posés à propos des matériaux superficiels.

(a) L'origine des structures superficielles: composées (sables blancs et domaines à structure interne continue - H4), à dominance granulaire (sables blancs, grenue, grumeleuse - H10) et grumeleuse (H19).

Pour la structure grumeleuse l'hypothèse d'une action des vers-de-terre reste posée. Pour les deux autres rien n'a été avancé.

(b) La différenciation latérale de la litière reste encore dans l'inconnu.

3.4 L'appauvrissement superficiel.

L'appauvrissement superficiel a été mis en évidence à partir des différenciations verticales texturales et structurales: diminution des taux d'argile et augmentation des sables blancs de la base vers le sommet.

Trois hypothèses peuvent être formulées: appauvrissement par perte d'argile sous forme soit particulaire soit en suspension soit encore les deux.

3.5 Les transformations structurales microagrégat - polyèdre.

Nous avons mis en évidence la présence de transformations structurales verticales et latérales microagrégat - polyèdre. Le problème de l'origine de ces structures restent posé.

3.6 Les charbons de bois en profondeur.

En ce qui concerne les charbons de bois de profondeur la question qu'on peut se poser, vu leur abondance et leur distribution spatiale, repose sur d'une part leur origine et d'autre part leur rapport avec la différenciation de la couverture pédologique de Botucatu. Ces questions restent pour l'instant sans réponse.

3.7 Les extrémités aval des versants.

L'étude des organisations dans les extrémités aval de la couverture pédologique de Botucatu a permis d'avancer certaines interprétations sur l'origine des formes des versants concave et concavo-convexes.

En se basant sur l'organisation spatiale des sols et des altérites et leurs relations géométriques par rapport à la surface topographique, cette étude met en évidence la présence de deux phases érosives par action mécanique.

Une phase érosive due à l'encaissement du Ribeirao Lavapés à l'origine des fortes ruptures de pente - profils concaves - et de la régression des versants.

Et une autre phase due à des incisions perpendiculaires au Ribeirao Lavapés, associée éventuellement à des colluvions, à l'origine de la convexité des versants à profil concavo-convexe.

Chapitre II. Caractérisation analytiques des organisations.

Dans ce chapitre nous allons caractériser d'abord les différentes organisations rencontrées à Botucatu dans le domaine de leur composition granulométrique, physico-chimique et minéralogique. Ensuite la datation des charbons de bois présents dans les sols du versant Lavapés sera discutée. Enfin certains éléments du comportement hydrique de ces sols seront présentés.

1. Données granulométriques.

Les observations macromorphologiques des organisations pédologiques dans le versant Lavapés (séquence AT) ont été suivies d'analyses granulométriques, les résultats bruts figurent dans l'annexe I (tableau 1).

Nous montrons dans un premier temps les différenciations granulométriques des profils le long de la séquence AT (figs.53 et 53-A). Dans un deuxième temps nous montrons le cas particulier des profils P.11 et T.5 (figs.54 et 55).

1.1 Séquence AT.

1.1.1 Variations granulométriques à l'échelle du versant: différenciation latérale.

Les variations latérales du taux d'argile (fig 53) sont de plus en plus importantes de l'amont vers l'aval, au fur et à mesure du rapprochement du basalte de la surface; les taux varient de 10 à 58 % dans les premiers mètres de sol.

On distingue 3 ensembles en profondeur:

- 10 % d'argile en ET3;
- autour de 25 % de P1 à P13;
- entre 30 et 60 % de P9 à P11.

En ce qui concerne les teneurs en sables et en limons (fig. 53-A), les variations latérales sont respectivement de 85 à 28% et 2 à 25%.

Ces variations traduisent la lithodépendance de la granulométrie des sols du versant Lavapés par rapport aux roches arénitiques dans le pôle amont et basaltiques dans le pôle aval.

Les analyses granulométriques confirment bien les textures appréhendées sur le terrain.

1.1.2 Variations granulométriques à l'échelle des profils: différenciation verticale.

Les variations granulométriques verticales ne sont importantes que sur les 30 premiers centimètres de sol et ensuite les taux des fractions restent pratiquement invariables jusqu'en profondeur (fig.53). Un très léger ventre d'argile (<4%) n'apparaît sur le premier mètre (Horizon polyédrique-H16) que dans certains profils (P.5, P.11 et P.17).

Les variations se traduisent principalement par une diminution du taux d'argile en surface (H4, H5, H10 et H19) cela se produisant de l'amont vers l'aval de la séquence AT; l'écart se situe le plus souvent aux environs de 10 points (fig.53). Cette diminution du taux d'argile en surface s'accompagne d'une augmentation des sables grossiers (fig.53-A), à l'exception du profil P.17 (H19) où la diminution du taux d'argile est compensée de manière homogène sur toutes les autres fractions. L'appauvrissement en argile dans le pôle amont du versant Lavapés est accompagnée encore par l'augmentation des sables blancs.

La distribution des taux de limons et de sables fins est aussi plus ou moins homogène de la surface à la profondeur sur toute la couverture pédologique (fig.53-A). La teneur en limons ne s'accroît qu'en profondeur, à proximité du basalte (H11: P9, 7m; P3, 7m) où les échantillons peuvent contenir éventuellement quelques nodules lithorelictuels.

Dans le cas du profil P.11 (fig.54) on observe une différenciation granulométrique au sein de l'horizon polyédrique (H16) en concordance avec les évidences macromorphologiques que nous avons liées à un colluvionnement sur les premiers 50 cm.

1.2 Le cas particulier du profil T.5.

Lors de la présentation des organisations particulières de la couverture pédologique dues à la faune du sol nous avons montré certaines contributions des fourmis *Atta*: par exemple, la remontée de matériaux profonds vers la surface. Nous avons également attribué aux fourmis *Atta*, dans le cas du profil T.5, la remontée des matériaux rouge jaunâtre à rouge (5YR4/6 à 2.5YR4/6) présents jusqu'à 90 cm de profondeur (H10:H3:H7).

De l'étude des courbes des différentes fractions granulométriques par rapport à la différenciation macromorphologique (fig.55) il ressort que:

(a) la teneur en sables grossiers (200-2000 μm) diminue lors du passage de l'horizon 8 à l'horizon 7 de 9%. L'horizon 8 est également plus riche en sables blancs que l'horizon 7.

(b) cette diminution en sables grossiers est compensée de manière homogène sur toutes les autres fractions ($< 200 \mu\text{m}$), de façon à donner une homogénéité granulométrique verticale entre les horizons 7 et 8 en ce qui concerne ces fractions.

(c) le taux d'argile augmente en sub-surface (20-25 cm) là où les agrégats à structure interne continue commencent à devenir de plus en plus abondants et la structure de plus en plus hétérogène.

(d) le taux d'argile diminue brutalement dans l'horizon superficiel; cette variation est abrupte par rapport à la différenciation texturale verticale dans le reste du profil. Cet appauvrissement en argile en surface est concordant avec l'apparition des domaines riches en sables blancs et avec l'augmentation de la teneur en sables grossiers.

Deux conclusions se dégagent des faits précédents.

Les matériaux remontés par les fourmis *Atta* (H7) et les matériaux sous-jacents (H8) ne présentent pas de discontinuités granulométriques nettes, sauf une différence en sables grossiers (9%).

Le phénomène à l'origine de l'appauvrissement de l'argile en surface - mis en évidence par la présence des horizons contenant des domaines à sables blancs (H10) - peut être éventuellement un autre mécanisme de transformation ultérieure des matériaux remontés.

2. Données physico-chimiques.

Dans cette partie nous allons caractériser le versant Lavapés (séquence AT) quant à un certain nombre de paramètres physiques et chimiques.

Nous présentons dans un premier temps une synthèse des études précédentes entreprises par MIKLOS & ESPINDOLA (1983) sur la caractérisation des sols du versant Lavapés en ce qui concerne le pH, les cations échangeables, la saturation du complexe d'échange et la densité apparente.

Ensuite nous procédons à des analyses totales du fer et du carbone afin de mieux comprendre les horizons sombriques. Nous tenterons en réalité de répondre à la question suivante: à quoi est associée la couleur de ces horizons?

2.1 Synthèse des données précédentes.

La figure 56 présente les résultats des analyses chimiques de 47 échantillons prélevés à différentes profondeurs dans 10 profils de sols de la séquence AT. Les analyses effectuées ont été les suivantes: teneur en matière organique, pH, cations échangeables (Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^{+} , H^{+} et Al^{+3}), somme de bases (S), capacité d'échange cationique (T), pourcentage de saturation en bases (S/T), taux de saturation en aluminium ($\text{AL}^{+3}/\text{S}+\text{AL}^{+3}$), pourcentage d'argile et densité apparente.

Les méthodes de détermination des données chimiques employées par le laboratoire de la Faculté de Sciences Agronomiques de Botucatu (F.C.A)-UNESP sont indiquées ci-dessous.

Matière organique: méthode de WALKEY & BLACK, modifiée par MELLO et alii (1965).

pH: détermination au potentiomètre, relation sol/ H_2O 1:2.5.

Cations échangeables: extraction avec HNO_3 . Le calcium et le magnésium sont déterminés par titration avec EDTA (GLORIA et alii, 1964) et le potassium par photométrie de flamme (CATANI & PAIVA NETO, 1949).

H^{+} : extraction avec acétate de calcium 1N à pH 7.0 et titration avec NaOH 0.05N.

Aluminium: extraction avec KCL 1N et titration avec NaOH 0.05N.

Somme des bases (S): $\text{Ca} + \text{Mg} + \text{K}$.

Capacité d'échange de cations (T): $\text{Ca} + \text{Mg} + \text{K} + \text{H} + \text{Al}$.

Saturation en bases: $\text{S}/\text{TX}100$.

Saturation en aluminium: $\text{Al}/(\text{S} + \text{AL})\text{X}100$.

La détermination de la densité apparente a été réalisée par la méthode à la paraffine.

2.1.1 Analyses chimiques.

Les résultats globaux des analyses chimiques (fig.56) sont les suivants:

- les valeurs de pH se situent dans ces sols entre 4.5 et 5.5.
- les teneurs en Ca^{+2} , Mg^{+2} et K^{+} sont très faibles, inférieures à 0.4 et 0.2 meq/100g, dans la grande majorité des profils. Pour le calcium et le magnésium les valeurs sont plus élevées seulement dans l'horizon grumeleux (H19) du profil P.4 et dans l'ensemble du profil P.5. Les teneurs en potassium sont plus élevées dans l'horizon grumeleux des profils P.4 et P.5.
- les teneurs en Al^{+3} sont le plus souvent supérieures à 1.0 meq/100g.
- les taux de matières organiques en surface varient de 1.0 à 3.3% de l'amont vers l'aval. En tiers supérieur de pente et début de mi-pente (P.7, P.10 et P.13) les valeurs les plus importantes (1.5 à 2.0%) se situent en sub-surface. En fin de mi-pente, dans les profils P.9 et P.3 on observe une augmentation des taux de matière organique en profondeur. Des analyses plus fines du carbone total seront présentées par la suite.

Les conclusions qui peuvent être tirées de ces données sont résumées ci-dessous.

(a) Les caractères chimiques de ces sols, pH et complexe d'échange, sont d'une manière générale très homogènes verticalement et latéralement.

Le pH variant globalement entre 4.5 et 5.5 montre le caractère acide à très acide de ces sols.

Le complexe d'échange est fortement désaturé en cations basiques. L'aluminium échangeable est présent en fortes proportions dans la capacité d'échange.

(b) La différenciation pédologique verticale qui aboutit à l'horizon hétérogène en couleur (H3) est accompagnée par une diminution du taux de matière organique de la base vers le sommet (voir profils P.7, P.10 et P.13), c'est-à-dire que les horizons immédiatement sous-jacents à l'horizon 3 sont plus riches en matière organique.

(c) La différenciation structurale microagrégat-polyèdre n'est pas accompagnée d'une variation d'ordre chimique (pH et complexe d'échange).

(d) Les différenciations, latérales et superficielles, de nature pédologique et de la faune du sol, de l'amont vers l'aval - développement de la structure grumeleuse, développement de la litière à une seule phase de décomposition, augmentation de la population des vers de terre - sont accompagnées par l'augmentation des teneurs en matière organique, en Ca^{+2} , Mg^{+2} et K^{+} .

(e) Le sol présent dans la convexité aval de la séquence AT (profils P.4 et P.5) se différencie chimiquement des autres. Les teneurs en Ca^{+2} et Mg^{+2} sont beaucoup plus élevées. Dans le profil P.5 la teneur en ces éléments augmente du sommet vers la base. Ce comportement chimique, latéral dans le versant et vertical en ce qui concerne le profil P.5, est à relier à la présence des roches volcaniques basiques plus proches de la surface.

2.1.2 Densité apparente.

Par rapport aux variations de la densité apparente (fig.56) de ces sols, nous constatons que:

(a) La densité des horizons microagrégés varie de 1.22 à 1.43 g/cm^3 . Les valeurs les plus importantes correspondent aux horizons microagrégés du pôle amont, plus sableux.

(b) La densité de l'horizon polyédrique varie de 1.40 à 1.45 g/cm^3 .

(c) Dans le pôle aval la différenciation structurale verticale est nettement suivie par des variations de la densité apparente. De la base vers le sommet on passe de 1.22 à 1.45 g/cm^3 .

2.2 Fer et carbone totaux.

Six profils de sol ont été prélevés à différentes profondeurs pour des analyses du fer et du carbone totaux. Les résultats bruts de ces analyses sont présentés en annexe II (tableaux 2 et 3). Les figures 57 et 58 montrent les courbes de distributions verticales de ces éléments au long du versant Lavapés.

L'extraction du fer total a été effectuée par l'acide fluorhydrique (HF) et le dosage par absorption atomique (Laboratoire INRA, Arras).

Le carbone total a été mesuré à travers le dosage du CO_2 dégagé (pyrolyse) dans un analyseur C/N élémentaire Carlo Erba (Laboratoire INRA, Arras).

Cette étude montre que:

(a) Les variations importantes du fer total dans cette couverture pédologique sont surtout latérales (fig.57). Verticalement les teneurs sont homogènes. Les teneurs en fer total varient de 2 à 14% de l'amont à l'aval. Ces variations témoignent encore une fois la lithodépendance des sols aval par rapport au substrat sous-jacent (basalte) riche en minéraux ferriques. On ne peut pas lier la différenciation des horizons sombres à une variation de cet élément.

(b) Par rapport à la distribution du carbone total (fig.58) on constate 2 types de profils - décroissance uniforme avec la profondeur et petit ventre en profondeur. Les ventres de Ct en profondeur correspondent aux horizons sombriques. Les ensembles sombres amont (H8) et aval (H13, H14) sont plus riches en carbone que les horizons adjacents, si on exclut les horizons superficiels. Lorsque ces horizons sont absents (profils ET.3, P.1 et P.17) les courbes du carbone décroissent uniformément du sommet vers la base. Ces faits nous permettent de lier la différenciation en couleur des ensembles sombres amont et aval à une accumulation de la matière organique en profondeur. Il reste maintenant à expliquer l'origine de cette accumulation.

3. Données minéralogiques.

Nous avons procédé à des analyses aux rayons-X afin de caractériser le spectre minéralogique des sols du versant Lavapés.

Dans un premier temps, nous avons effectué 25 analyses à partir des échantillons totaux (en poudre) de différentes profondeurs de cinq profils (ET.3, T.5, P.7, P.9 et P.17), pour une observation rapide des principaux constituants minéraux. Les résultats peuvent être observés dans la figure 59.

Ensuite 66 analyses ont été réalisées sur différentes fractions granulométriques ($<0.2\mu\text{m}$; $0.2-0.5\mu\text{m}$; $0.5-2\mu\text{m}$; $2-20\mu\text{m}$; $20-50\mu\text{m}$ et $50-200\mu\text{m}$) de 11 échantillons sélectionnés afin de mieux préciser la composition minéralogique des différentes fractions.

La séparation granulométrique a été réalisée en employant la soude (NaOH) à pH 9.0. Les fractions inférieures à $2\mu\text{m}$ ont été obtenues par ultracentrifugation.

Les échantillons sélectionnés correspondent aux horizons microagrégés: rouge jaunâtre (H1-ET.3/400 cm), brun rougeâtre (H2-P.2/195 cm), brun rougeâtre foncé 5YR et 2.5YR (H6-P.7/160 cm et H11-P.17/180 cm, respectivement), rouge foncé (H12-P.17/180 cm) et sombres supérieur et inférieur (H8-P.7/50 cm et H13-P.9/150 cm respectivement); hétérogène en couleur (H3-P.7/10cm) et polyédrique (H16-P.9/60 cm et H16-P.17/55 cm).

Nous avons choisi 34 diffractogrammes pour la présentation des résultats (figs.60 à 65).

Les principaux renseignements obtenus à partir de cette étude sont les suivants.

3.1 Fraction argile.

La fraction argile ($< 2\mu\text{m}$) est très homogène qualitativement, verticalement et latéralement, sur toute la couverture pédologique (figs.60 à 65) à l'exception de la présence de goethite exclusivement dans les sols aval. La fraction inférieure à $2\mu\text{m}$, est composée de kaolinite, gibbsite, hématite, anatase, quartz et maghémite ou magnétite. Il n'y a rien de 14 à 10 angstrom.

L'anatase (3.53 Å) et le quartz (3.35 Å) sont présents même dans les fractions les plus fines. Le pic de l'anatase se trouve souvent masqué par le pic (002) de la kaolinite (3.59 Å) (fig.62). Il se manifeste à partir d'une bosse, plus ou moins importante selon les cas, associée au pic (002) de la kaolinite. La figure 65 montre bien que cette bosse correspond au pic de l'anatase, dans le diffractogramme de la fraction $0.5-2\mu\text{m}$ on observe l'individualisation des deux pics, celui de la kaolinite et celui de l'anatase.

La maghémite ou magnétite est présente surtout dans la fraction $0.5-2\mu\text{m}$, mais elle n'apparaît nettement dans cette fraction qu'à partir de la mi-pente (fig.65).

Une détermination quantitative des minéraux argileux, kaolinite et gibbsite, par analyse thermique différentielle selon la méthode de DIXON (1966) a été réalisée par MIKLOS (1985). Les résultats de ces analyses ne permettent pas une distinction nette des sols amont et aval. Les taux de kaolinite et de gibbsite varient respectivement entre 67-76% et 11-13%.

3.2 Fraction limon.

La fraction limon fin (2-20 μ m) est également homogène qualitativement à l'exception de la présence de goéthite dans les sols aval. Les composants sont quartz, hématite, ilménite, magnétite ou maghémite, anatase et rutile.

Dans la partie sommitale du relief la fraction limon grossier (20-50 μ m) ne présente que du quartz (fig.60). Du tiers supérieur de pente (figs.61 et 62) au tiers inférieur (figs.63 et 64) les minéraux composant cette fraction sont quartz, ilménite, hématite et magnétite ou maghémite.

Semi-quantitativement on distingue facilement les sols amont et aval. Les pics de l'ilménite et de la magnétite ou de la maghémite sont de plus en plus intenses de l'amont vers l'aval. Avec le quartz et le rutile il se produit le contraire.

3.3 Fraction sable-fin.

De l'amont à l'aval la fraction sable-fin est dominée par le quartz.

3.4 Conclusions.

Les conclusions qui se dégagent de l'étude minéralogique sont les suivantes.

La faible présence de l'ilménite et de la magnétite ou de la maghémite dans le sol de l'interfluve aplati indique une contribution des roches basaltiques, même faible, dans sa constitution. Ces minéraux sont absents dans le grès Bauru (IPT,1981). Ce fait pose le problème de l'origine et de la filiation de ces sols. Car les basaltes ne se situent que dans les positions les plus à l'aval.

La différenciation minéralogique semi-quantitative latérale de ces sols - augmentation de l'ilménite et de la magnétite et diminution du quartz et du rutile vers l'aval - montre leur lithodépendance par rapport aux roches sous-jacentes. Dans le pôle amont, dominance des matériaux dérivés du grès Bauru et, dans le pôle aval, dominance des matériaux dérivés du basalte.

Les matériaux remontés de plus de sept mètres de profondeur par les fourmis Atta (profil T.5) ne se distinguent pas minéralogiquement des matériaux superficiels environnants. Leur composition est également quartz, kaolinite, gibbsite, anatase, magnétite ou maghémite, hématite, rutile et ilménite.

Les différenciations de la couverture pédologique de Botucatu - l'horizon hétérogène en couleur, les horizons sombriques, l'horizon polyédrique, les horizons microagrégés, etc - ne s'accompagnent pas de variations de nature minéralogique.

4. Données radiométriques du ^{14}C .

Nous avons procédé à des analyses radiométriques au ^{14}C (datations) à partir d'un certain nombre d'échantillons de charbon de bois provenant des sols du versant Lavapés (séquences AT et CT).

Les datations ont été réalisées dans le laboratoire de l'ORSTOM à Bondy selon la méthode du compteur proportionnel (LIBBY,1962).

Les principes et les techniques de la méthode de datation au ^{14}C reposent sur les aspects suivants (GUILLET in BONNEAU & SOUCHIER, 1979 et CAMARGO MENDES, 1984).

La mesure de l'âge repose alors sur: (a) le principe de l'invariance de la concentration en ^{14}C des organismes vivants, c'est-à-dire, après leur mort la composition isotopique du carbone s'altère seulement par désintégration; (b) l'invariance de la proportion $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ de l'atmosphère dans les derniers 70000 ans et (c) sa distribution uniforme.

L'amplitude de datation couverte par la méthode se trouve comprise entre 500 et 70000 ans. Les résultats sont exprimés en âges BP ("before present").

Un certain nombre de facteurs affectent les datations:

(a) L'utilisation des combustibles fossiles a provoqué une dilution du $^{14}\text{CO}_2$, très largement compensée dès 1945 par les explosions atomiques. On atteint en 1963 le double de la concentration séculaire normale de ^{14}C dans l'atmosphère et les plantes vivantes se trouvent ainsi artificiellement enrichies en ^{14}C .

(b) Une certaine discrimination isotopique apparaît selon le type de photosynthèse des plantes: enrichissement en ^{14}C des plantes à photosynthèse en C_4 (cycle de Hatch et Slack) par rapport aux plantes en C_3 (cycle de Calvin).

(c) D'après RALPH et alii (1973) in CAMARGO MENDES (1984) la proportion $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ dans l'atmosphère n'est pas uniforme ni dans l'espace ni dans le passé.

(d) Pour les matières organiques fraîches qui retournent annuellement au sol, les datations ne peuvent pas s'identifier à un âge spécifique, puisque l'on mesure l'activité ^{14}C de multiples sources carbonées hétérochrones (fractions plus ou moins humifiées dont la stabilité, en regard des processus biologiques de dégradation, diffère: les unes labiles, se renouvelant rapidement apparaîtront comme des fractions jeunes; d'autres, plus inertes, moins biodégradables, se renouvelant à un rythme plus lent, paraîtront plus vieilles). En fait ces mesures rendent compte du "Temps Moyen de Résidence" (TMR) du carbone dans les sols (PAUL et alii, 1964 in GUILLET, 1979).

Dans le cas des sols fossiles et des charbons de bois, le résultat exprime la durée de fossilisation.

4.1 Datation des charbons de bois.

Sept échantillons de charbon de bois (50 à 100 g) ont été prélevés entre 100 et 200 cm de profondeur dans différents profils (P.2, P.7, P.10, P.13, P.3, P.4 et CT.10) des séquences AT et CT du versant Lavapés et deux autres entre 10 et 30 cm dans les profils P.2 et P.13. Les résultats bruts des analyses radiométriques avec leur intervalle de confiance se trouvent dans l'annexe III (tableau 4). La figure 66 montre la distribution spatiale des charbons de bois et leurs âges.

Les charbons prélevés en profondeur (1 à 2 m) se distinguent de ceux prélevés en subsurface (10 à 30 cm) par leur taille, les premiers sont centimétriques et les seconds millimétriques.

L'intérêt de dater ces charbons de bois repose sur les aspects suivants:

(a) Les charbons de bois sont abondants.

(b) Leur distribution spatiale est généralisée dans le paysage.

(c) Ils se trouvent étroitement liés à la différenciation pédologique. Nous allons discuter ce sujet plus loin.

Les résultats des datations des charbons de bois (fig.66) montrent alors des âges compris entre 4420 et 6110 ans BP pour les échantillons situés entre 100 et 200 cm et 2750 et 140 (actuel) pour les échantillons prélevés entre 10 et 30 cm.

Ces résultats indiquent que:

(a) Les âges des charbons de bois centimétriques de profondeur sont plus ou moins homogènes, ils se trouvent compris entre 4400 et 6100 ans BP. Ces résultats correspondent à sept datations de charbons de bois de profondeur qui se trouvent dans un volume bien délimité dans l'espace (fig.66). Ces datations couvrent alors très bien leur distribution spatiale dans un versant. Pourtant il existe une dispersion dans les datations qui correspond à un intervalle de 1700 ans.

(b) Les âges des charbons millimétriques de sub-surface sont plus hétérogènes: 2750 à 140 ans BP. Le nombre (deux) de datations est peu représentatif.

Les charbons de bois centimétriques de profondeur et les charbons de bois millimétriques de sub-surface se trouvent alors séparés dans le temps et dans l'espace.

Dans le temps entre 4400 et 2750 ans BP.

Dans l'espace à différentes profondeurs.

5. Données hydriques.

Plusieurs échantillons ont été prélevés à différentes profondeurs dans six profils de sol du versant Lavapés (P.7, P.13, P.9, P.4, P.5 et P.17) à différentes époques de l'année (fin de saison sèche et en saison des pluies) pour la réalisation de profils d'humidité pondérale.

Observation: Les prélèvements pendant la saison des pluies ont été précédés de fortes précipitations.

La figure 68 montre les courbes d'humidité pondérale (Hp) dans les deux saisons, sèche et humide, et leur distribution le long du versant Lavapés. La figure 69 montre la courbe d'humidité volumique du profil P.17 par rapport à la différenciation structurale verticale microagrégat - polyèdre très bien développée dans ce profil.

Les résultats indiquent que:

(a) D'une manière générale la distribution verticale de l'humidité pondérale est très homogène.

(b) Dans les sols amont (P.7, P.13 et P.9) l'humidité pondérale varie entre 10 et 24% de la saison sèche à la saison humide et dans les sols aval (P.4, P.17 et P.5) elle varie de 20 à 40% pour la même période.

(c) L'humidité volumique est beaucoup plus importante dans l'horizon polyédrique lorsque l'on compare avec l'horizon microagrégé, principalement pendant la saison des pluies.

On peut donc dire que:

(a) La base des profils montre qu'on n'atteint pas le front d'humectation en période humide à 3 m en P7 et P13 alors qu'à cette profondeur en P19 et P4 et à 2,5 m en P5 et P17 ce front est atteint.

(b) La distribution verticale de l'humidité pondérale dans les sols du pôle aval n'est pas influencée par la différenciation structurale verticale microagrégat-polyèdre. Par contre le volume occupé par l'eau dans un volume donné de terre est plus important dans l'horizon polyédrique que dans l'horizon microagrégé.

6. Conclusion générale.

La couverture pédologique étudiée se caractérise d'une manière générale de la façon suivante.

Les sols sont sableux et argilo-sableux en amont et argileux vers l'aval. Ces sols sont acides, très désaturés en bases et riches en aluminium échangeable. Les constituants minéraux dominants sont la kaolinite et le quartz, ensuite apparaissent la gibbsite, l'hématite et l'anatase.

Les différenciations latérales de cette couverture pédologique en ce qui concerne la granulométrie, les variations du taux de fer total et de la mineralogie des limons, c'est-à-dire, vers l'aval, de sols de plus en plus argileux, plus riches en fer total et en minéraux titano-férrifère (ilmenite, magnétite), mettent en évidence la lithodépendance basaltique des sols aval.

Enfin, nous devons retenir encore:

L'appauvrissement superficiel en argile avec concentration de sables grossiers; les concentrations en matière organique en profondeur en rapport avec les horizons sombriques; l'indépendance de la différenciation structurale verticale microagrégat-polyèdre par rapport aux caractères physico-chimiques et le volume continu de charbons de bois - âgés de 6000 à 4400 ans BP - qui recoupe latéralement la couverture pédologique de Botucatu.

Chapitre III. Caractérisation microscopique des organisations dans le versant Lavapés.

Nous allons étudier dans ce chapitre les caractères micromorphologiques des différentes organisations observées dans le versant Lavapés. Nous commençons par l'interfluve aplati, ensuite le tiers supérieur de pente, la mi-pente et enfin le tiers inférieur de pente.

Les descriptions micromorphologiques seront présentées par profil et par horizon, de la base vers le sommet.

Les observations ont été réalisées à plusieurs échelles (de 1:1 jusqu'à 1:50) - à l'oeil nu, sur une loupe binoculaire avec l'aide de différentes sources de lumière (lumière réfléchie-LR, lumière transmise polarisée-LP, lumière transmise polarisée analysée-LPA et éclairage UV excitant un pigment fluorescent ajouté à la résine d'inclusion lumière fluorescente-LF) et sur un microscope optique doté également de plusieurs sources lumineuses (LP, LPA et LF) - à partir d'à peu près une centaine de blocs imprégnés et de lames minces de grand format (11 x 7 cm).

La terminologie descriptive utilisée dans le texte est celle définie en micromorphologie par BREWER (1964) et complétée par STOOPS & JONGERIUS (1975).

Les illustrations des principales microorganisations qui représentent l'ensemble de la couverture pédologique seront présentées au cours de la description.

1. L'interfluve aplati.

Deux profils de sol ont été étudiés micromorphologiquement dans l'interfluve aplati: le profil ET.3 et le profil FT.3A. Nous commencerons par le premier.

1.1 Profil ET.3.

Cinq horizons ont été mis en évidence dans l'étude macromorphologique: H1, H2, H3, H4 et H5. Un schéma de la différenciation morphologique verticale du profil ET.3 est présenté dans la figure 69. D'après cette étude nous avons souligné un certain nombre de questions sur:

(a) La différenciation structurale verticale:

- on passe de la base vers le sommet d'une structure microagrégée (H1, H2) à une structure composée par la juxtaposition de domaines à structure interne continue et de domaines microagrégés (H3);

- parallèlement à cette différenciation les sables blancs deviennent de plus en plus abondants, d'abord au sein des domaines microagrégés (H1, H2, H3), ensuite concentrés en petits domaines juxtaposés aux domaines à structure interne continue (H3, H4). En surface (H5) ils deviennent le principal composant du fond matriciel.

(b) La différenciation texturale verticale et intra-horizon:

- verticale (H2 : H3 : H4 : H5), on constate d'après la courbe de distribution verticale du taux d'argile (fig.53) un léger enrichissement dans l'horizon 3 (20 à 50 cm de profondeur), puis en surface (H4) le taux d'argile décroît;

- intra-horizon (H4), les domaines à structure interne continue sont plus riches en argile que les domaines riches en sables blancs.

(c) La différenciation verticale de couleur: l'hétérogénéité dans l'horizon 3.

1.1.1 Horizon 1 ou horizon microagrégé rouge jaunâtre.

Les lames minces observées correspondent à 120 et 190 cm.

A. Le fond matriciel.

Le squelette jointif est beaucoup plus abondant que le plasma. Il est composé essentiellement de quartz [dominance des sables grossiers (200-800 μm) et fins (50 à 200 μm), respectivement 65 et 20% du total des fractions (fig.74-A)] sub-arrondis à anguleux, les grains inférieurs à 100 μm sont plutôt anguleux à sub-anguleux. La plupart des quartz plus grossiers (> 100 μm) présentent un aspect corrodé marqué par des fissures intracristaux et des irrégularités de surface. Une grande partie (50 à 70%) de ces grains, les plus corrodés, présentent des fissures comblées par un plasma rouge en lumière réfléchie (LR), opaque en lumière polarisée (LP), très vraisemblablement ferrugineux. ESWARAN et alii (1975) ont nommé ce type de grain "runiquartz". Parfois lorsque le plasma ferrugineux occupe presque totalement le grain il ne reste que quelques petits îlots de quartz à extinction conjointe. Secondairement apparaissent les minéraux opaques et rouge cerise parmi les particules plus fines (2 à 50 μm), et beaucoup plus rarement les minéraux accessoires, tourmaline, zircon et rutile. On observe enfin la présence de quelques grains grossiers (> 500 μm) de quartzite.

Le plasma est poussiéreux, riche en microparticules inférieures à 2 μm dont certaines sont opaques, rouge cerise, ou incolores, mais la plupart ne sont pas identifiables. Sa couleur est rouge jaunâtre (ph.C22) en lumière réfléchie (LR-loupe binoculaire) et brun rougeâtre en lumière transmise polarisée (LP-microscope optique). Il est isotique avec de nombreuses plages asépiques et vosépiques et quelques plages plus localisées squelsépiques en lumière polarisée analysée (LPA).

La structure est caractérisée par un empilement de microagrégats et de grains du squelette. Différents types de microagrégats ont été observés. Les microagrégats sont hétérogènes quant à la couleur (LR), forme, taille et constitution.

Quant à la couleur:

- la plupart sont rouge jaunâtre;
- les autres brun jaunâtre.

Quant à la forme, taille et constitution (présence ou absence de grains de quartz), ils sont:

- ovoïdes à bords arrondis à sub-anguleux, de 30 à 200 μm de diamètre; la majorité de ces microagrégats ne présentent pas de squelette, seuls les plus grands (> 100 μm) présentent quelques grains de quartz très fins (< 100 μm) et anguleux;

- mamelonnés, de 100 à 600 μm de diamètre, à sous-structure sphérique ou ovale de 10 à 100 μm avec des limites plus ou moins claires et présentant régulièrement quelques vides intramicroagrégats polyconcaves anguleux (< 30 μm); normalement ces microagrégats ne contiennent pas de grains de quartz;

- polyédriques, de 100 à 800 μm de diamètre, contenant soit quelques grains de quartz de tailles variées soit quelques grains très fins (< 100 μm) et anguleux; ces microagrégats se trouvent plutôt aux bords des parois des chenaux et des pédotubules et dans certaines zones légèrement plus denses.

Les microagrégats ovoïdes et mamelonnés sont dominants dans le fond matriciel. La couleur des microagrégats est indépendante de leurs formes.

La majorité des grains de quartz ($> 100 \mu\text{m}$) sont partiellement entourés d'un très fin liséré de plasma (sans orientation), quelques grains en sont totalement dépourvus. Ces grains se trouvent soit liés les uns aux autres par les microagrégats soit plus ou moins libres dans le fond matriciel.

La distribution relative des éléments fins et grossiers correspond au type monienaulique défini par STOOPS & JONGERIUS (1975).

Les vides résultent de l'empilement des microagrégats et des grains du squelette. Ces vides sont irréguliers intercommunicants avec des diamètres (axe majeur) inférieurs à $250 \mu\text{m}$.

B. Traits pédologiques.

Les seuls traits pédologiques distingués dans cet horizon sont des pédotubules et des néostrianes.

Trois types de pédotubules ont pu être reconnus:

Des agrégats centimétriques ($< 3 \text{ cm}$) de forme externe cylindrique et de section transversale circulaire ou ovale ayant un fond matriciel dense où le plasma entoure complètement les grains du squelette. Il s'agit d'isotubules selon la définition de BREWER (1964). Par rapport au fond matriciel environnant leurs couleurs peuvent être identiques ou distinctes, plus rouges; les transitions sont dans ces cas très abruptes avec des limites très nettes. La distribution du squelette à l'intérieur des isotubules peut être identique ou différente de celle du fond matriciel environnant, par exemple avec les grains du squelette beaucoup plus jointifs. Les isotubules peuvent être très peu poreux (quelques fissures) ou poreux, riches en vides polyconcaves ($< 30 \mu\text{m}$) à bords anguleux et/ou en cavités ($< 100 \mu\text{m}$) irrégulières, sphériques ou ovales; dans ces cas les isotubules présentent une sous-structure ovoïde ou mamelonnée.

Des chenaux centimétriques ($< 3 \text{ cm}$, parfois ils peuvent avoir jusqu'à 6 cm) comblés de microagrégats et de grains de quartz. Il s'agit d'agrotubules selon la définition de BREWER (1964). Les microagrégats sont rouge jaunâtre (LR) ou plus rouges et les formes toujours arrondies, ovoïdes ou mamelonnées.

Quelques chenaux se trouvent comblés de grains de quartz, il s'agit des granotubules selon la définition de BREWER, (1964).

Isotubules et agrotubules sont abondants dans le fond matriciel. Les isotubules sont régulièrement traversés par les agrotubules.

Isotubules, agrotubules et granotubules sont donc des pédotubules qui se distinguent par leur structure interne et leur constitution.

Souvent le fond matriciel aux bords des pédotubules et des chenaux est plus dense que le fond matriciel environnant, le squelette parfois plus jointif se trouve complètement entouré de plasma, la porosité est beaucoup plus faible et constituée principalement de fissures conduisant à la formation des agrégats polyédriques.

Les néostrianes sont communs. Ces traits correspondent à des séparations plasmiques circulaires et discontinues présentes aux bords de certains microagrégats ovoïdes. Nous observons ce type de séparation plasmique également au sein de certains microagrégats mamelonnés et isotubules sans qu'il y ait un rapport évident avec les vides.

On retiendra dans l'horizon 1 les caractères suivants:

- la forte dominance des microagrégats à plasma rouge jaunâtre (LR);

- la forte abondance des quartz à aspect corrodé; les grains de quartzite proviennent du grès du Groupe Bauru.
- la structure microagrégée; le fond matriciel de type moni-enaulique; la dominance des microagrégats ovoïdes et mamelonnés, les grains de quartz partiellement dépourvus de plasma;
- la présence fréquente des pédotubules rouge jaunâtre ou plus rouges. Les matériaux des pédotubules qui sont plus rouges que le fond matriciel environnant ne peuvent provenir que de la profondeur.

1.1.2 Horizon 2 ou horizon microagrégé brun jaunâtre.

Les lames minces observées correspondent à 60 et 80 cm.

A. Le fond matriciel.

Les différents caractères du squelette et la proportion plasma/squelette sont identiques à ceux de l'horizon 1.

En lumière réfléchie on distingue deux types de plasma: un plasma brun jaunâtre, largement dominant, et un autre rouge jaunâtre identique à celui de l'horizon 1. Au microscope optique ces plasmas sont presque identiques entre-eux. Le plasma rouge jaunâtre est légèrement plus biréfringent. En outre ils présentent les mêmes caractères en LP et LPA que le plasma de l'horizon 1.

La structure microagrégée est identique à celle du volume sous-jacent quant à la forme des microagrégats, à leurs taille, constitution, abondance relative et quant à la façon dont les grains de quartz se trouvent associés au plasma. Les différences portent sur l'abondance relative des différents types de microagrégats et sur l'abondance des grains de quartz dépourvus de plasma:

- les microagrégats brun jaunâtre sont largement dominants. Les microagrégats rouge jaunâtre apparaissent soit regroupés dans les chenaux (agrotubules) soit dispersés dans le fond matriciel;
- les grains de quartz dépourvus de plasma sont plus abondants par rapport au volume sous-jacent.

La distribution relative des éléments fins et grossiers correspond également au type moni-enaulique.

Les domaines à structure interne continue de taille centimétriques observés macroscopiquement ont été distingués du fond matriciel microagrégé selon la distribution interne de leur squelette, leur couleur (LR) et leur forme. Ces agrégats sont en réalité des isotubules, qui seront décrits avec les traits pédologiques.

La porosité du fond matriciel est identique à celle du volume sous-jacent.

B. Traits pédologiques.

De la même manière que précédemment les seuls traits pédologiques distingués dans cet horizon sont des pédotubules et de néostrianes.

Isotubules, agrotubules et granotubules sont abondants.

Les isotubules peuvent être distingués du fond matriciel en fonction de la distribution interne de leur squelette, de leur couleur (LR) et/ou de leur forme externe; d'ailleurs ce sont les critères différentiels qui les définissent comme étant des isotubules:

- la distribution interne du squelette peut être identique ou différente de celle du fond matriciel adjacent, différente soit parce que les grains se trouvent beaucoup plus jointifs soit parce que la granulométrie du squelette est beaucoup plus fine composée de quartz très fins ($< 100 \mu\text{m}$) et anguleux;

- la couleur peut être identique ou différente de celle du fond matriciel adjacent, identique lorsque les agrégats sont brun jaunâtre, différente lorsqu'ils sont rouge jaunâtre, bruns ou brun sombre, les limites sont dans ces cas très nettes;

- les formes externes sont sphériques, ovales, cylindriques ou polyédriques, les transitions entre ces formes et le fond matriciel microagrégé sont le plus souvent très abruptes.

La plupart des domaines à structure interne continue observés macroscopiquement présentent au moins un de ces caractères différentiels.

Les isotubules présentent parfois une sous-structure microagrégé ovoïde; ils peuvent être plus ou moins poreux, les pores étant constitués de fissures, de vides polyconcaves à bord anguleux ($< 30 \mu\text{m}$) et de cavités irrégulières, sphériques et ovales ($< 100 \mu\text{m}$). Les isotubules sont encore régulièrement traversés par des agrotubules.

Les agrotubules peuvent avoir différentes couleurs (LR) selon la couleur des microagrégats regroupés dans les chenaux:

- rouge jaunâtre ou brune c'est-à-dire de couleur différente de celle du fond matriciel environnant (les transitions sont dans ces cas toujours très abruptes);

- ou encore brun jaunâtre.

Au sommet de cet horizon les agrotubules rouge jaunâtre sont particulièrement abondants.

Les grains de quartz dans les agrotubules peuvent être présents ou absents; ils sont plutôt absents dans les petits agrotubules millimétriques à micrométriques ($< 2 \text{ mm}$).

En ce qui concerne la forme des microagrégats contenus dans les agrotubules, ils peuvent être à dominance ovoïde ou mamelonnée, à dominance polyédrique ou variés sans dominance; dans les agrotubules plus petits ($< 2 \text{ mm}$) la plupart des microagrégats sont mamelonnés. Ceux-ci et les agrotubules centimétriques à microagrégats rouge jaunâtre ovoïdes et mamelonnés sont les plus abondants; la section transversale de ces derniers est le plus souvent ovale. La forme, la taille et la constitution des microagrégats des agrotubules sont identiques à ceux dispersés dans le fond matriciel.

Le fond matriciel au bord des pédotubules et des chenaux apparaît souvent compacté avec un assemblage de type porphyrique plus ou moins fissuré.

On observe encore la présence de granotubules ovales à parois revêtues d'un liseré continu de plasma brun (LR) ou brun jaunâtre non orienté et de grains de quartz très fins ($< 100 \mu\text{m}$). L'organisation de ce liseré est très contrastée par rapport au fond matriciel.

Les séparations plasmiques circulaires au bord des microagrégats sphériques (neostrianes) ou au sein de la matrice sont fréquents. Ces traits n'apparaissent qu'au sein des microagrégats rouge jaunâtre.

On retiendra dans l'horizon 2 les caractères suivants:

- l'hétérogénéité en couleur (LR) du plasma, des microagrégats, des isotubules et des agrotubules, la dominance du plasma et des microagrégats de couleur brun jaunâtre;
- la structure microagrégée; le fond matriciel moni-enaulique, la dominance des microagrégats ovoïdes et mamelonnés, la dominance des grains de quartz partiellement dépourvus de plasma;
- l'abondance des pédotubules; la reconnaissance des domaines à structure interne continue comme étant des isotubules; l'identité en couleur, forme, taille et constitution entre les microagrégats des agrotubules et ceux des fonds matriciels adjacents.

Les principales différences de l'horizon 2 par rapport à l'horizon sous-jacent sont résumés ci-dessous:

- l'hétérogénéité en couleur du plasma et des microagrégats devient plus contrastée;
- les isotubules et les sables dépourvus de plasma deviennent plus abondants.

De plus on peut conclure que:

La sous-structure microagrégée ovoïde associée aux vides polyconcaves dans les microagrégats mamelonnés indique que ce type d'assemblage résulte d'une compaction des microagrégats.

Les matériaux constituant les pédotubules rouge jaunâtre ne peuvent provenir que de l'horizon sous-jacent (H1).

1.1.3 Horizon 3 ou horizon hétérogène en couleur.

Les lames minces observées correspondent à 23, 33 et 43 cm.

A. Fond matriciel.

Les différents caractères du squelette sont identiques à ceux de l'horizon 2.

Le plasma est globalement poussiéreux et brun rougeâtre (LP). En ce qui concerne la couleur en LR et le caractère anisotrope on distingue trois domaines différents qui correspondent exactement aux domaines macroscopiques brun rougeâtre foncé 5YR3/4 et 3/3 et rouge jaunâtre (5YR4/6):

- le premier est brun (LR), isotique (LPA) légèrement isotrope avec quelques plages asépiques, vosépiques et plus rarement squelsépiques;
- le deuxième est brun légèrement plus sombre (LR), isotique à isotrope et riche en microparticules (2 à 60 μm) de charbon de bois, dont certaines, les plus grandes, sont ovoïdes;
- le troisième est rouge jaunâtre (LR), isotique (LPA) riche en plages asépiques et vo-insépiques, parfois circulaires et avec quelques plages squelsépiques.

Pour la structure on retrouve les trois domaines distingués macroscopiquement, les domaines microagrégés, les agrégats à structure interne continue et les domaines à forte concentration en sables blancs.

La structure microagrégée (distribution relative de type moni-enaulique) est identique à celle de l'horizon sous-jacent en ce qui concerne la couleur, la forme, la taille et la constitution des microagrégats. Les différents types de microagrégats sont présents mais leur distribution spatiale en fonction de la couleur (LR) et leur abondance relative sont différentes. Trois domaines se juxtaposent:

- un domaine soit hétérogène à dominance de microagrégats bruns soit très homogène avec de regroupements de microagrégats bruns; ces domaines correspondent aux domaines macroscopiques 5YR3/4;

- et deux autres domaines homogènes composés de regroupements de microagrégats rouge jaunâtre (LR) ou brun légèrement sombre (LR) et qui correspondent respectivement aux domaines macroscopiques 5YR 4/6 et 5YR3/3.

Les domaines homogènes composés de regroupements de microagrégats de même couleur brun, brun légèrement sombre et rouge jaunâtre sont assez souvent sphériques, ovales ou cylindriques; ils correspondent en réalité à des agrotubules. On observe aussi des domaines à microagrégats rouge jaunâtre qui n'ont pas de formes définies.

La couleur des microagrégats est indépendante de leur forme. Les formes ovoïdes et mamelonnées sont légèrement prédominantes dans cet horizon. Les microagrégats polyédriques sont plus abondants par rapport aux horizons 1 et 2.

Les domaines à structure interne continue de taille centimétrique observés macroscopiquement ont été distingués comme précédemment selon la distribution interne de leur squelette, leur couleur (LR) et leur forme. La plupart de ces agrégats sont pour les mêmes raisons que précédemment des isotubules. En proportion isovolume, les isotubules sont toujours plus riches en plasma que les domaines microagrégés.

Dans les domaines à forte concentration de sables blancs, le fond matriciel n'est constitué pratiquement que de grains de quartz; le fond matriciel est de type monique, ou enau-monique lorsqu'il contient quelques microagrégats. Les quartz se trouvent soit partiellement dépourvus de plasma (sables entourés partiellement par un liséré de plasma = sables quasiment propres) soit totalement (sables propres); les sables quasiment propres prédominent.

Les différents domaines de couleur plus sombre et plus brune (5YR3/4 à 3/3) et plus claire et plus rouge (5YR4/6) sont en réalité indépendants de la structure: ils apparaissent soit sous forme microagrégée soit sous forme d'isotubules. Mais en général de la même manière que les domaines rouge jaunâtre sont plus souvent microagrégés, les isotubules sont plutôt bruns. Qu'il soient microagrégés ou à structure continue, porphyrique, ils se confondent régulièrement avec les isotubules et agrotubules.

La porosité est composée principalement de vides d'empilement irréguliers et intercommunicants de diamètres inférieurs à 100 μm . Dans les domaines à sable blanc, la taille des vides est légèrement plus importante.

B. Traits pédologiques.

Trois types de traits pédologiques sont distingués dans cet horizon: pédotubules, charbons de bois et néostrianes.

Les isotubules et agrotubules sont très abondants et les granotubules sont communs.

Les différents types d'isotubules et d'agrotubules décrits dans l'horizon sous-jacent sont présents, mais leur abondance est beaucoup plus grande dans cet horizon. En ce qui concerne leur abondance relative, les isotubules bruns et les agrotubules à microagrégats

rouge jaunâtre prédominant. Les isotubules et les agrotubules se recoupent les uns et les autres et forment ainsi dans le plan bidimensionnel (blocs, lame mince) une sorte de réseau à fort contraste structural.

Toutes les autres remarques faites à propos des isotubules, agrotubules et granotubules dans l'horizon 2 doivent être aussi retenues dans cet horizon.

Les charbons de bois sont abondants. Ils sont présents sous forme de fragments millimétriques dispersés dans le fond matriciel.

Les néostrianes associés au plasma rouge jaunâtre sont fréquents.

On retiendra dans l'horizon 3 les caractères suivants:

- la couleur macroscopique très hétérogène composée par la juxtaposition de différents domaines de couleurs qui souvent correspondent à des pédotubules (isotubules et agrotubules): domaine brun rougeâtre foncé (5YR3/4 à 3/3) présentant un plasma brun (LR) ou brun légèrement plus sombre et riche en microparticules de charbon de bois (dont certaines présentent une forme ovoïde), respectivement isotique et isotrope et domaine rouge jaunâtre (5YR4/6) contenant un plasma rouge jaunâtre plus biréfringent et plus riche en séparations plasmiques;
- la forte abondance des quartz à aspect corrodé, la distribution hétérogène du plasma dans le fond matriciel, la plus forte abondance en plasma des isotubules par rapport aux autres domaines structuraux et en proportion isovolume;
- la structure composée par la juxtaposition de domaines (agrégats) porphyriques ou isotubules, de domaines microagrégés à fond matriciel moni-enaulique et de domaines riches en sables dépourvus de plasma à fond matriciel monique ou enau-monique, la dominance des microagrégats ovoïdes et mamelonnés dans les domaines microagrégés;
- la forte abondance des pédotubules, la ressemblance des différentes couleurs, formes, tailles et constitutions des microagrégats des agrotubules et celles des microagrégats des fonds matriciels environnants.

Les principales différences de cet horizon par rapport à l'horizon sous-jacent reposent sur:

- la plus forte abondance des isotubules bruns (LR) et des agrotubules à microagrégats rouge jaunâtre (la couleur macroscopique devient beaucoup plus hétérogène);
- l'abondance du plasma: il paraît plus abondant et présente une distribution plus hétérogène alors que l'appréciation tactile de la texture n'est pas modifiée;
- la structure: les agrégats porphyriques ou isotubules et les sables dépourvus de plasma sont beaucoup plus abondants;
- la porosité est plus faible, les vides d'empilement sont plus serrés;
- les pédotubules sont beaucoup plus abondants.

1.1.4 Horizon 4 ou horizon superficiel à structure composée.

Les lames minces observées correspondent à 0-10 et 10-20 cm.

A. Fond matriciel.

Le squelette ne présente aucune modification par rapport à l'horizon sous-jacent.

Le plasma est poussiéreux, hétérogène en couleur par la juxtaposition de deux domaines:

- un domaine plus abondant brun sombre en LR et LP et isotrope en LPA, riche en microparticules (2 à 60 μm) de charbons de bois dont certaines, les plus grandes, présentent une forme ovoïde;

- et un autre domaine brun en LR, brun rougeâtre foncé en LP, isotrope à isotrope avec quelques plages asépiques et vosépiques et plus localement squelsépiques (LPA). Les limites entre ces deux domaines sont abruptes.

Les domaines à structure interne continue de taille centimétrique sont décrits dans les traits pédologiques. Pour les mêmes raisons qu'auparavant la plupart des agrégats porphyriques correspondent à des isotubules. Beaucoup plus abondants par rapport à l'horizon sous-jacent, les isotubules se retrouvent régulièrement imbriqués ou recoupés les uns par les autres.

Les domaines à sables blancs, presque entièrement constitués de grains de quartz, présentent un fond matriciel de type enau-monique ou monique. Les grains de quartz sont totalement (sables propres) ou presque totalement dépourvus de plasma. Les quartz propres sont encore plus abondants par rapport à l'horizon sous-jacent. Ils résultent de leur dissociation avec le plasma. Quelques microagrégats peuvent être présents, ils sont plutôt polyédriques. Ces microagrégats résultent de la fissuration du fond matriciel porphyrique. Les domaines à sables blancs peuvent correspondre encore à des granotubules.

La porosité est composée de cavités intra-agrégats inférieures à 100 μm , de vides d'empilement intercommunicants inférieurs à 300 μm et de quelques chenaux.

B. Traits pédologiques.

Pédotubules et charbons de bois sont les seuls traits pédologiques présents dans cet horizon.

Les isotubules sont très abondants. Ils sont bruns (LR) ou brun sombre. Les différents types observés dans les horizons sous-jacents en fonction de la forme et de la distribution interne du squelette sont présents. Les formes sphériques, ovales et polyédriques prédominent. Les isotubules sont d'une manière générale très fissurés, leur structure est très mal conservée, les fissures forment un réseau qui délimite des microagrégats polyédriques (100 à 800 μm). Ils apparaissent aussi régulièrement traversés par des racines.

Les granotubules sont abondants, ils sont souvent ovales. Plusieurs d'entre eux présentent des parois revêtues d'un liséré de plasma brun sombre et de grains de quartz très fin (< 100 μm).

Les fragments millimétriques de charbon de bois sont abondants. On a pu observer enfin la présence d'une racine carbonisée en place.

On retiendra dans l'horizon 4 les caractères suivants:

- l'hétérogénéité du plasma et la plus forte abondance des microparticules de charbon de bois (certaines de forme ovoïde) dans le plasma brun sombre;
- la distribution très hétérogène du plasma, beaucoup plus abondant dans les isotubules;

- la structure composée par la juxtaposition d'agrégats porphyriques ou d'isotubules et de domaines riches en sable propre.

Les principales différences de cet horizon par rapport à l'horizon 3 reposent sur:

- la disparition des domaines rouge jaunâtre, la plus forte abondance des isotubules brun sombre (LR) (la couleur macroscopique devient plus sombre et plus homogène);

- le plasma paraît plus abondant en fonction de l'augmentation des isotubules en même temps que le contraste textural entre les isotubules et les domaines riches en sable dépourvus de plasma (sables blancs) devient aussi beaucoup plus fort; la texture de l'ensemble devient légèrement plus sableuse;

- les domaines à sables dépourvus de plasma deviennent plus abondants.

1.1.5 Horizon 5 ou Horizon superficiel à sables blancs.

Les lames minces observées correspondent à 0-10 cm.

A. Fond matriciel.

Le squelette ne présente pas de variation qualitative par rapport à l'horizon précédent. Il est extrêmement abondant.

Le fond matriciel est totalement ou presque totalement dépourvu de plasma si ce n'est la présence de quelques microagrégats ou quelques rares petits agrégats. Ce fond matriciel résulte essentiellement de l'empilement de grains de quartz partiellement ou totalement (sables propres) dépourvus de plasma, il est de type monique ou enau-monique.

La porosité est composée de vides d'empilement irréguliers intercommunicants inférieurs à 300 μm et de quelques chenaux.

On retiendra dans l'horizon 5 les caractères suivants:

- l'extrême pauvreté en plasma;

- la structure particulière composée essentiellement de quartz, la forte abondance en quartz dépourvus de plasma.

Les principales différences de cet horizon par rapport à l'horizon 4 sont résumées ci-dessous:

- le plasma devient beaucoup moins abondant;

- la structure devient particulière;

- les sables propres deviennent beaucoup plus abondants;

- la porosité est plus forte.

1.1.6 Discussion.

L'étude micromorphologique du profil ET.3 nous permet de comprendre en partie les différenciations morphologiques verticales de l'interfluve aplati. Les principaux caractères micromorphologiques de ce profil sont regroupés dans la figure 69. Nous présentons également le schéma des principales différenciations macro et micromorphologiques dans leur organisation verticale (fig.70).

Les principales constatations sont donc les suivantes.

Structure et texture

A la base la structure est microagrégée; prédominent les microagrégats ovoïdes et mamelonnés. Vers le haut cette structure se différencie progressivement au fur et à mesure de l'augmentation des agrégats porphyriques ou des isotubules au sein du fond matriciel microagrégé. La structure devient alors composée par la juxtaposition de domaines microagrégés et d'isotubules.

La micromorphologie montre que les domaines à structure interne continue, caractérisés macromorphologiquement, correspondent à des isotubules.

Parallèlement à cette évolution les grains de quartz deviennent de plus en plus dépourvus de plasma (sables propres), d'abord dispersés au sein des domaines microagrégés (fond matriciel moni-enaulique) et ensuite concentrés en petits domaines (fond matriciel enaunonique et monique). Vers le haut ces domaines à sables propres se juxtaposent aux isotubules et en surface ils deviennent le principal composant du fond matriciel.

Il est important encore de retenir.

(a) En ce qui concerne les microagrégats.

Les formes arrondies des microagrégats ovoïdes et mamelonnés.

La granulométrie du squelette quartzé des microagrégats ovoïdes (20 - 800 μm) exclusivement très fine (< 100 μm), dans un fond matriciel très riche en grains de quartz à granulométrie très variée (10 - 2000 μm).

La sous-structure microagrégée ovoïde associée à la présence systématique de vides polyconcaves anguleux dans les microagrégats mamelonnés comme indicatif d'une compaction des microagrégats ovoïdes.

La sous-structure microagrégée polyédrique des isotubules très fissurés comme indicatif de l'origine des microagrégats polyédriques à travers la fissuration.

L'hétérogénéité en couleur des microagrégats côte à côte dans les fonds matriciels.

Les regroupements de microagrégats de couleurs homogènes (agrotubules) au sein des fonds matriciels de couleurs hétérogènes.

Les fortes similitudes en forme, taille, couleur (en gardant les correspondances) et constitution entre les microagrégats présents dans les agrotubules et ceux constituant le fond matriciel du sol.

La présence de séparations plasmiqes circulaires plus ou moins discontinues et minces à la périphérie des microagrégats rouge jaunâtre.

(b) En ce qui concerne les pédotubules.

Isotubules

La présence d'une sous-structure microagrégée ovoïde et de vides polyconcaves comme indicatif d'une compaction mécanique de microagrégats ovoïdes.

La distribution granulométrique du squelette quartzeux discordante par rapport au fond matriciel adjacent dans n'importe quel type de forme externe - par exemple les isotubules avec des grains de quartz très fins ($<100 \mu\text{m}$) et anguleux - comme indicatif d'un tri animal, une fragmentation d'origine pédogénétique aurait donné une distribution granulométrique plus hétérogène.

La présence systématique des microparticules de charbon de bois, dont certaines présentent une forme externe sphérique, dans les isotubules bruns et brun sombre comme indicatif d'une intervention faunique.

Les transitions toujours très abruptes avec le fond matriciel environnant.

Agrotubules

Les regroupements de microagrégats de même couleur (homotypes), différente ou pas de celle dominante dans le fond matriciel hétérogène environnant.

Les formes arrondies des microagrégats ovoïdes et mamelonnés et l'absence de grains de quartz plus grossiers ($<100 \mu\text{m}$) intramicroagrégats.

L'absence de sable quartzeux dans les agrotubules de petite taille ($<2 \text{ mm}$).

Ces trois faits témoignent la présence d'un tri biologique, c'est-à-dire une intervention animale.

Isotubules et agrotubules

Les couleurs différentes du fond matriciel environnant et qui sont identiques aux matériaux des horizons pédologiques plus profonds dans les cas des pédotubules rouge jaunâtre et rouges témoignent d'une remontée de ces matériaux par la faune.

Proportion squelette/plasma/vide et texture

La proportion plasma/squelette/vide varie de bas en haut. Au fur et à mesure que l'on monte dans le profil le plasma devient plus abondant avec une distribution plus hétérogène en même temps que la porosité diminue, cela pour une même distribution du squelette. Ces variations accompagnent les modifications de la distribution relative des éléments fins et grossiers. Elles sont dues à l'augmentation des isotubules et des domaines à sables dépourvus de plasma vers le haut. Le taux d'argile (fig.70) accompagne ces variations structurales, il varie en fonction de l'augmentation des isotubules (augmentation du taux d'argile en H3) et de l'augmentation des domaines riches en sables propres (diminution du taux d'argile en H4). En surface les agrégats porphyriques disparaissent, le squelette quartzeux devient alors extrêmement abondant par rapport au plasma.

Couleur

Macroscopiquement la couleur rouge jaunâtre devient de la base vers le sommet de plus en plus brune et sombre. En sub-surface cette variation de couleur est interrompue brusquement par l'apparition des domaines rouge jaunâtre (H3).

Cette différenciation macroscopique de couleur, dans le profil et intra-horizon dans le cas de l'horizon 3, est directement liée aux variations de couleur du plasma (fig.70) - en LR: rouge jaunâtre, brun jaunâtre, brun et brun sombre - et à la distribution spatiale des différents types de plasma.

Dans l'horizon hétérogène en couleur (H3) il est important de souligner la couleur très hétérogène du plasma composée par la juxtaposition de différents domaines (LR) - brun légèrement sombre, brun et rouge jaunâtre - qui souvent correspondent à des pédotubules (isotubules et agrotubules).

Donc il nous reste encore à décortiquer.

(a) En qui concerne la différenciation structurale.

L'origine des microagrégats (ovoïdes et polyédriques), des pédotubules et des sables dépourvus de plasma (sables propres).

Pour les microagrégats ovoïdes et les pédotubules, leurs traits morphologiques (montrés ci-dessus) plaident plutôt en faveur de l'hypothèse d'une origine biologique, animale. Plus précisément d'animaux possédant des structures anatomiques spécifiques, telles que les mandibules des fourmis ou des termites, capables de percer le sol et de construire des chenaux, de former des microagrégats ovoïdes ou encore de combler leurs chenaux (pédotubules) avec ces mêmes microagrégats.

Pour les microagrégats polyédriques, ils résultent de la fissuration d'un fond matriciel porphyrique. Il reste à déterminer le phénomène à l'origine de la fissuration et l'origine du fond matriciel porphyrique.

Les sables dépourvus de plasma résultent de la dissociation du squelette quartzéux du plasma. Leur accumulation en surface résulte de l'appauvrissement superficiel en plasma. Il reste à déterminer le mécanisme à l'origine de l'appauvrissement en argile.

(b) En ce qui concerne la différenciation texturale.

L'origine de l'appauvrissement superficiel en plasma. Deux hypothèses ont déjà été suggérées précédemment: départ du plasma en suspension ou en solution. L'étude micromorphologique n'a pas montré d'évidences d'un trait qui pourrait aller de pair avec une migration mécanique des argiles comme par exemple la présence de cutanes d'illuviation sous-jacents aux zones de départ ou même en profondeur.

(c) En qui concerne la différenciation en couleur de H3.

L'origine des domaines rouge jaunâtre. Ces domaines apparaissant très brusquement de la base vers le sommet, constituant régulièrement des pédotubules et gardant de fortes similitudes avec les matériaux profonds et avec les matériaux des monticules des fourmilières des fourmis *Atta* résultent très probablement de l'activité de ces dernières.

Voyons maintenant ce qu'on observe dans le profil FT.3A.

1.2 Profil FT.3A.

Le profil FT.3A représente une organisation particulière dans l'interfluve aplati. Cette particularité repose sur l'inversion verticale entre les horizons 3 et 4 (ph.C6). L'horizon 3 se trouve dans ce profil en surface, sus-jacent à l'horizon 4. La présence d'une ancienne litière (débris végétaux carbonisés et allongés horizontalement) marque la transition entre les deux.

Nous avons interprété cette organisation comme résultant d'une remontée de matériaux profonds par les fourmis *Atta*.

Nous décrivons en détail seulement l'horizon 3. Les caractères microscopiques de l'horizon 4 restent inchangés par rapport au profil précédent. La seule remarque repose sur l'abondance des pédotubules rouge jaunâtre, ceux-ci apparaissant régulièrement recoupés par des pédotubules bruns; il s'agit là d'un phénomène qu'on peut appeler des rebioturbations successives. C'est ainsi que ces organisations biologiques à forme externe bien définie, sphérique ou ovale, perdent leur structure de départ et acquièrent des formes irrégulières difficiles à reconnaître macroscopiquement.

1.2.1 Horizon 3 ou horizon hétérogène en couleur.

Les lames minces observées correspondent à 5-15 cm.

A. Fond matriciel.

Le squelette est qualitativement très semblable à celui du profil ET.3.

La couleur du plasma en LR est très hétérogène (ph.C6): rouge jaunâtre, brun et brun sombre, ces couleurs correspondent aux teintes 5YR4/6, 5YR3/3 et 5YR3/2 observées macroscopiquement sur la charte Münsell, le plasma rouge jaunâtre est largement dominant. Les autres caractères de ces plasmas en LP et LPA sont les mêmes que ceux décrit précédemment. On rappelle seulement deux faits importants:

- la forte abondance des séparations plasmiques dans le plasma rouge jaunâtre et particulièrement des séparations circulaires (ph.C23). Ces séparations plasmiques circulaires se trouvent systématiquement associées à un fond matriciel porphyrique à sous-structure microagrégée ovoïde riche en vides polyconcaves à bord anguleux. La photo NB2 démontre que les séparations plasmiques circulaires résultent de la compaction des microagrégats ovoïdes à néostrianes.

- et la richesse en microparticules de charbon de bois dont certaines sont ovoïdes, dans le plasma brun sombre.

Pour la structure on retrouve les différents domaines structuraux observés macroscopiquement: domaines à structure interne continue et microagrégée.

Les domaines rouge jaunâtre à structure interne continue présentent un fond matriciel de type porphyrique ou enau-porphyrique très riche en cavités polyconcaves simples ($< 30 \mu\text{m}$) et/ou polyconcaves mamelonnés ($< 100 \mu\text{m}$) et à sous-structure très nette microagrégée ovoïde de 20 à 300 μm de diamètre.

Les domaines bruns et brun sombre à structure interne continue correspondent à des isotubules, leur fond matriciel est aussi porphyrique. Ils se trouvent souvent fissurés et ils présentent moins fréquemment une sous-structure microagrégée ovoïde.

Les domaines microagrégés présentent un fond matriciel de type moni-enaulique. Les différents types de microagrégats présentent les mêmes caractères (forme, taille et composition) que ceux de l'horizon 1. Ces domaines correspondent à des agrotubules.

B. Traits pédologiques.

Les traits pédologiques observés ont été les pédotubules, les néostrianes et les fragments de charbon de bois.

Les pédotubules sont plutôt bruns ou brun sombre que ce soient des isotubules ou des agrotubules (ph.C7). Les pédotubules brun sombre contiennent davantage de microparticules de charbon de bois, dont les plus grandes (10 à 40 μm) sont souvent ovoïdes.

Les néostrianes, particulièrement abondants (beaucoup plus qu'ailleurs), apparaissent davantage aux bords des microagrégats sphériques ou ovales rouge jaunâtre.

Les charbons de bois sont également abondants sous forme de fragments millimétriques.

Nous devons retenir de cette description:

- l'hétérogénéité du plasma en LR et LPA, la dominance du plasma rouge jaunâtre plus riche en séparations plasmiques, particulièrement en plages circulaires, et l'abondance des microparticules de charbon de bois, dont certaines sont sphériques), dans le plasma brun sombre;

- l'hétérogénéité structurale par la juxtaposition de domaines porphyriques rouge jaunâtre riches en cavités polyconcaves et à sous-structure microagrégée très nette ovoïde, d'isotubules (ou agrégats porphyriques) bruns ou brun sombre et de domaines microagrégés et/ou d'agrotubules à microagrégats bruns ou brun sombre;

- les fortes abondances de pédotubules plutôt bruns ou brun sombre, de neostrianes à la périphérie des microagrégats rouge jaunâtre et des fragments (mm) de charbon de bois.

1.2.2 Discussion.

Nous avons montré précédemment l'allochtonie des matériaux constituant l'horizon hétérogène en couleur (H3) du profil FT.3A.

Il est important alors de souligner ici les fortes similitudes micromorphologiques en ce qui concerne les organisations plasmiques, structurales et des traits pédologiques, entre l'horizon 3 du profil FT.3A et l'horizon 3 présent dans l'ensemble de l'interfluve aplati. Ceci renforce l'hypothèse selon laquelle l'organisation de l'horizon 3 présent dans le pôle amont résulte fortement de l'activité des fourmis Atta. Les seules différences entre H3 de FT.3A et H3 de ET.3 reposent sur: (a) l'abondance des domaines rouge jaunâtre, beaucoup plus abondants en FT.3A et (b) les domaines bruns et brun sombre correspondant systématiquement en FT.3A à des pédotubules qui recourent les domaines rouge jaunâtre.

Ce dernier fait met également en évidence le phénomène de rebioturbations successives, ce qui correspond à une transformation ultérieure des matériaux rouge jaunâtre profonds remontés par les Atta.

On peut supposer alors trois stades d'évolution des matériaux remontés par ces fourmis: (a) le premier correspond aux matériaux remontés récemment: ils sont composés à 100% de matériaux plus rouges profonds; (b) le deuxième correspond au stade où se trouve l'horizon 3 dans le profil FT.3A (ph.C6) et (c) le troisième correspond au stade où se trouve l'horizon 3 présent sur l'ensemble du pôle amont de la couverture pédologique de Botucatu.

On peut se demander si le quatrième stade ne correspondrait pas à un horizon brun homogène.

2. Tiers supérieur de pente.

Deux profils ont été étudiés micromorphologiquement dans le tiers supérieur de pente: profils P.7 et T.5. Tandis que le premier représente l'organisation générale de cette partie de la couverture pédologique, le deuxième représente une organisation particulière et localisée. Nous commençons par le profil P.7.

2.1 Profil P.7.

L'étude macromorphologique a mis en évidence la succession d'horizons suivante: H1:H2:H6:H7:H8:H9:H10:H5. Les horizons H1 et H2 n'ont pas pu être observés microscopiquement.

Un schéma récapitulatif de la différenciation macromorphologique est présenté dans la figure 71. Nous rappelons également, en plus de ce qui a déjà été montré lors de la présentation de l'interfluve aplati [les différenciations pédologiques verticales (structure, texture et couleur) se répètent avec quelques petites variations], les autres problèmes soulevés dans le tiers supérieur de pente:

(a) l'individualisation en surface (H10) d'agrégats granulaires en juxtaposition aux domaines riches en sables blancs.

(b) la présence de l'horizon discontinu (H7) intercalé entre deux horizons plus sombres et bruns.

(c) et la présence d'un horizon plus sombre en sub-surface (Horizon sombrique amont - H8).

Voyons alors comment se manifestent les microorganisations des différents horizons.

2.1.1 Horizon 6 ou horizon microagrégé brun rougeâtre foncé-5YR3/4.

Les lames minces observées correspondent à 160 cm.

A. Fond matriciel.

Le squelette est plus abondant que le plasma. Il est identique qualitativement à celui de l'horizon 1. Les runiquartz sont légèrement moins abondants (40 à 60% des quartz). Quelques rares cristaux de tourmaline sont traversés aussi par le même plasma opaque des runiquartz.

Le plasma est très hétérogène. Il est constitué de quatre types différents qui se distinguent principalement par leur couleur sous lumière réfléchie et par leur anisotropie:

- plasma rouge jaunâtre en LR et brun rougeâtre foncé à brun rougeâtre en LP (en fonction de l'épaisseur de la lame), isotique (LPA) riche en plages biréfringentes asépiques et vo-insépiques et avec quelques plages squelsépiques. En plus apparaissent fréquemment des séparations plasmiques circulaires.

- plasma brun jaunâtre en LR, identique en couleur en LP au précédent, isotique (LPA) avec de nombreuses plages asépiques et vosépiques et quelques plages insépiques et présentant plus localement des plages squelsépiques.

- plasma brun en LR et brun rougeâtre foncé en LP, isotique (LPA) avec de nombreuses plages asépiques et vosépiques et plus localement squelsépiques.

- plasma brun sombre en LR et LP, isotique à isotrope.

Le plasma brun est le plus abondant dans cet horizon.

La structure microagrégée est presque identique à celle de l'horizon 2, les différents types de microagrégats en fonction des caractères de couleur, forme, taille et constitution

sont présents, les différences portent principalement sur leur abondance relative par rapport à la couleur et à la forme. Les microagrégats les plus abondants sont:

- par rapport à la couleur (LR), les microagrégats bruns dominant parmi les microagrégats rouge jaunâtre, brun jaunâtre et brun sombre, il est important de souligner l'hétérogénéité en couleur des microagrégats côte à côte;

- et par rapport à la forme, les microagrégats ovoïdes (sub-arrondis à sub-anguleux) et mamelonnés. La taille des microagrégats ovoïdes varie entre 10 et 800 μm , les plus abondants varient entre 30 et 300 μm . Les plus petits (< 100 μm) ne présentent généralement pas de grains de quartz tandis que les plus grands (> 100 μm) présentent seulement quelques sables quartzeux anguleux et à granulométrie le plus souvent très fine (< 100 μm). Les microagrégats mamelonnés présentent systématiquement des vides intramicroagrégats polyconcaves et quelques rares grains de quartz. Ceux-ci sont plutôt accolés à leur surface externe.

Les microagrégats bruns, rouge jaunâtre, brun jaunâtre et brun sombre se trouvent soit regroupés dans les chenaux (agrotubules) soit dispersés dans le fond matriciel. Les photos C24, NB3, NB4 et C25 montrent qu'on n'est pas capable de distinguer les microagrégats des différents agrotubules en ce qui concerne leurs forme et taille, et non plus de faire la distinction en forme, taille et constitution, tout en gardant leurs correspondances en couleur (LR) entre les microagrégats des agrotubules et ceux présents dans les fonds matriciels environnants.

Les quartz se trouvent soit séparés du plasma soit liés les uns aux autres par les microagrégats de la même manière que dans l'horizon 2. Apparaissent de plus quelques sables dépourvus de plasma (sables propres).

La distribution relative des éléments fins et grossiers est de type enaulique.

Différents types d'agrégats (phs. NB4 et C25) de taille centimétrique sont observés en fonction de la forme - ovoïdes, cylindriques, polyédriques et irréguliers - et de la distribution interne du squelette - égale ou différente de celle du fond matriciel adjacent. Ils correspondent aux domaines à structure interne continue observés macroscopiquement. Quant à leur couleur (LR), ils peuvent être:

- brun sombre;
- bruns;
- brun jaunâtre;
- ou rouge jaunâtre.

Les agrégats bruns prédominent.

La distribution relative des éléments fins et grossiers dans les agrégats est de type porphyrique. Ils sont plus riches en argile que le fond matriciel microagrégé environnant. Les agrégats porphyriques en général se confondent avec les isotubules.

Les agrégats porphyriques et les microagrégats bruns et brun sombre (LR) se distinguent encore des autres par la présence de microparticules (< 30 μm) de charbon de bois. Les brun sombre étant les plus riches (ph.C26).

La porosité est composée principalement de vides d'empilement irréguliers et intercommunicants de diamètre inférieur à 250 μm . Les chenaux et les cavités sphériques ou ovales (< 2mm) sont aussi très abondants.

B. Traits pédologiques.

Isotubules et agrotubules sont très abondants, leurs tailles sont très variables, de quelques centaines de micromètres jusqu'à quelques centimètres. Les différents types vus précédemment en ce qui concerne la distribution interne du squelette, la couleur et la section transversale sont toujours présents.

Les isotubules rouge jaunâtre, brun jaunâtre et bruns sont les plus abondants, la distribution de leur squelette est le plus souvent identique à celle du fond matriciel environnant. Ces isotubules présentent régulièrement des vides polyconcaves ($< 100 \mu\text{m}$) (ph.NB5). Ils se trouvent souvent traversés par des agrotubules à microagrégats bruns.

La section transversale des agrotubules est principalement ovale. Les agrotubules à dominance de microagrégats bruns sont les plus abondants, leurs formes peuvent être ovoïdes, mamelonnées et polyédriques mais les deux premières dominent. Les agrotubules à microagrégats rouge jaunâtre et brun jaunâtre sont aussi très abondants, ces microagrégats sont plutôt ovoïdes et mamelonnés. Ils sont souvent traversés par des agrotubules à microagrégats bruns et brun sombre (ph.C27). Ces rebioturbations successives sont à l'origine de l'hétérogénéité en couleur du fond matriciel.

D'une manière générale, la présence ou l'absence de grains de quartz dans les agrotubules est fonction de leur diamètre:

- dans les plus petits ($< 3 \text{ mm}$) ils sont le plus souvent absents, parfois quelques grains très fins ($< 100 \mu\text{m}$) peuvent être présents à l'intérieur des microagrégats;
- dans les plus grands, ils sont toujours présents avec une granulométrie variée identique à celle du fond matriciel environnant, les plus grands ($> 100 \mu\text{m}$) entre les microagrégats, les plus petits à l'intérieur.

Les microagrégats des agrotubules sont identiques à ceux du fond matriciel adjacent. Au microscope optique (LP ou LF) ils ne sont pas discernables, seul un examen de la couleur à la loupe binoculaire permet de les distinguer. Et même avec cet outil si on fait pas le jeu des différents lumières (LR/LF) on peut passer à côté.

Le fond matriciel aux bords des chenaux et des pédotubules est très souvent beaucoup plus dense que le fond matriciel adjacent. L'assemblage est de type porphyrique à sous-structure microagrégée ovoïde riche en vides polyconcaves simples ($< 30 \mu\text{m}$) et mamelonnés ($< 100 \mu\text{m}$) à bords anguleux, le contraste structural avec le fond matriciel microagrégé environnant est net.

Les néostrianes n'apparaissent qu'à la périphérie des microagrégats ovoïdes rouge jaunâtre.

La structure végétale des charbons de bois de taille centimétrique est conservée. La plupart présentent la même structure: des faisceaux vasculaires dispersés sur toute la superficie lors d'une coupe transversale; la distribution est homogène, non groupée. Cette structure correspond à des monocotylédones. Ils se trouvent régulièrement traversés par des chenaux et agrotubules.

De rares nodules sphériques ou polyédriques et de très petite taille (aux environ de $500 \mu\text{m}$) ont été observés. Leur matrice est normalement opaque (LP) mais parfois rouge cerise et le squelette est composé de quelques grains de quartz à bords très irréguliers, parfois à extinction conjointe.

On retiendra dans l'horizon 6 les caractères suivants:

- l'abondance des quartz à aspect corrodé; la plus forte abondance du squelette par rapport au plasma;
- la fraction argile très hétérogène et composée principalement par le plasma brun (LR) qui est plus riche en microparticules de charbon de bois que les plasmas rouge jaunâtre et brun jaunâtre; le plasma rouge jaunâtre à biréfringence légèrement plus élevée est plus riche en séparations plasmiques;
- la structure microagrégée; le fond matriciel de type enaulique, la dominance des microagrégats bruns, ovoïdes et mamelonnés; les agrégats porphyriques de différentes couleurs; la porosité composée de vides d'empilement;
- l'abondance des pédotubules, la correspondance entre les isotubules et les agrégats centimétriques (domaines à structure interne continue), l'identité entre les microagrégats des agrotubules et ceux du fond matriciel;
- l'abondance de charbons de bois de monocotylédones. Ces charbons de bois ont été datés de 4800 ans BP.

Les principales différences micromorphologiques de cet horizon par rapport à l'horizon 2 décrit dans l'interfluve aplati sont les suivantes:

- le plasma est légèrement plus abondant;
- le contraste entre les différents types de plasma est plus fort, le plasma prédominant est brun (LR), il est plus isotique et plus riche en microparticules de charbon de bois que le plasma brun jaunâtre de l'horizon 2;
- les microagrégats prédominants sont bruns (LR) tandis que dans l'horizon 2 ce sont les brun jaunâtre;
- les charbons de bois sont beaucoup plus abondants.

De plus on aperçoit en LR des microagrégats ovoïdes rouge jaunâtre de petite taille complètement englobés dans des microagrégats bruns de taille plus importante et présentant juste à la périphérie des séparations plasmiques minces et discontinues et sans rapport avec les vides. Ces faits indiquent qu'un microagrégat ovoïde rouge jaunâtre présentant des néostrianes a été englobé dans la masse d'un microagrégat à plasma brun.

2.1.2 Horizon 7 ou horizon discontinu.

Les lames minces observées correspondent à 78 et 88 cm.

A. Fond matriciel.

Les seules différences avec l'horizon H6 sous-jacent portent sur l'abondance relative des caractères suivants:

- le plasma brun jaunâtre (LR) prédomine parmi les plasmas brun, rouge jaunâtre et brun sombre;
- les microagrégats brun jaunâtre (LR) sont largement les plus abondants parmi les bruns, brun sombre et rouge jaunâtre;

- les agrégats porphyriques ovoïdes, cylindriques, polyédriques et irréguliers (domaines à structure interne continue) sont beaucoup plus abondants que dans l'horizon 6; ils sont plutôt brun jaunâtre et riches en vides polyconcaes à bords anguleux.

Si on compare la couleur (LR) du fond matriciel microagrégé de cet horizon avec celui de l'horizon sous-jacent on voit que dans les deux la couleur est hétérogène mais en considérant l'ensemble du fond matriciel, elle devient beaucoup plus claire et plus rouge dans H7, en raison de la dominance des microagrégats brun jaunâtre.

2. Traits pédologiques.

Isotubules et agrotubules sont très abondants. Les différents types décrits précédemment sont présents. Les types brun jaunâtre et à granulométrie du squelette quartzeux variée sont les plus abondants, que ce soient les isotubules ou les agrotubules. Les agrotubules à microagrégats rouge jaunâtre sont aussi très abondants, certains pouvant atteindre de dimensions très importantes (ph.NB6).

Les néostrianes sont fréquents, ils se trouvent toujours plutôt associés aux microagrégats ovoïdes rouge jaunâtre.

Une "micro-stone-line" a été observée. Il s'agit de grains de quartz très grossiers (2 à 3 mm) alignés horizontalement au sein du fond matriciel. Cette "micro-stone-line" apparaît traversée par un agrotubule.

Enfin nous avons aperçu la présence de fragments de racines carbonisées dans un chenal.

On retiendra dans l'horizon 7 les caractères retenus dans l'horizon sous-jacent qui se répètent (ils ont été décrits ci-dessus), plus les caractères qui le distinguent, principalement:

- la dominance du plasma brun jaunâtre (LR);
- la dominance des microagrégats brun jaunâtre; la plus forte abondance des agrégats porphyriques et/ou des isotubules.

2.1.3 Horizon 8 ou horizon sombre amont.

Les lames minces observées correspondent à 45 et 58 cm.

A. Fond matriciel.

De la même façon que précédemment la plupart des caractères micromorphologiques du fond matriciel se répètent.

Les différences portent sur l'abondance relative des différents types de plasmas, des microagrégats quant à la forme et à la couleur (LR), des agrégats centimétriques (domaines à structure interne continue) quant à la forme et encore sur la taille des vides:

- le plasma brun sombre prédomine parmi les plasmas brun, rouge jaunâtre et brun jaunâtre;
- quant à la couleur, les microagrégats brun sombre prédominent parmi les microagrégats bruns, rouge jaunâtre et brun jaunâtre (ph.C28);
- quant à la forme, les microagrégats ovoïdes très arrondis de 30 à 300 μm de diamètre sont largement dominants. Les microagrégats plus petits (10 - 100 μm) ne présentent pas de quartz, les plus grands (100 - 800 μm) ne présentent que des grains très fins (< 100 μm) et anguleux;

- les agrégats porphyriques sont plutôt ovoïdes (1-5 mm), brun sombre et bruns, souvent à squelette composé de quartz très fins ($< 100 \mu\text{m}$) et anguleux;
- le diamètre (axe majeur) des vides d'empilement est inférieur à $150 \mu\text{m}$.

Deux types d'agrégats ovoïdes sont présents quant à leur structure interne (phs.NB7, C29):

- un type très dense, très peu poreux;
- et un autre type poreux à sous-structure microagrégée ovoïde riche en vides polyconcaves à bords anguleux.

On souligne encore:

- l'hétérogénéité en couleur des microagrégats côte à côte dans le fond matriciel;
- les caractères du plasma brun sombre des macro et microagrégats qui le distinguent des trois autres: il est plus sombre en LP, isotique à isotrope en LPA et beaucoup plus riche en microparticules de charbon de bois ($< 10 \mu\text{m}$).

B. Traits pédologiques.

Les isotubules et agrotubules sont abondants. Les différents types en fonction de la couleur, de la forme et de la distribution interne du squelette sont présents. Les pédotubules rouge jaunâtre et brun jaunâtre avec un squelette de quartz de taille variée sont les plus abondants. Il est important encore de faire ressortir la présence, particulièrement dans cet horizon, de pédotubules à plasma brun sombre, très semblable au plasma des microagrégats brun sombre qui dominent dans le fond matriciel à côté des microagrégats bruns.

Cet horizon est riche en petits débris de charbon de bois de la taille des limons ($10-60 \mu\text{m}$).

Présence de quelques rares nodules, à matrice opaque et squelette de quartz, identiques à ceux de l'horizon 6.

On retiendra aussi dans cet horizon les caractères retenus dans les horizons 6 et 7 qui se maintiennent inchangés (par commodité on ne les redécrit pas), plus les principaux caractères qui les distinguent:

- la dominance du plasma brun sombre (LR) plus riche en microparticules de charbon de bois;
- la dominance des microagrégats brun sombre (LR), très arrondis, ovoïdes; la forme plutôt ovoïde des agrégats porphyriques; l'aspect plus poreux (en LF) pour l'ensemble de l'horizon, les vides d'empilement de plus petite taille;
- l'abondance des fragments de charbon de bois de la taille des limons.

Les photos C29 et NB7 illustrent quatre traits morphologiques qui démontrent que ces deux types d'agrégats ovoïdes résultent d'une coalescence de microagrégats ovoïdes: la sous-structure ovoïde; les vides polyconcaves à bords anguleux; les coupoles externes et l'hétérogénéité en couleur marquée par la présence de microagrégats ovoïdes de couleur différente de celle de la matrice de l'agrégat.

2.1.4 Horizon 9 ou horizon microagrégé brun rougeâtre foncé-5YR3/3.

Les lames minces observées correspondent à 25 et 37 cm.

A. Fond matriciel.

La plupart des caractères micromorphologiques du fond matriciel [squelette; plasma (hétérogénéité, couleur en LR et LP, anisotropie, abondance des microparticules de charbon de bois); structure microagrégée (hétérogénéité en couleur, forme, taille et constitution, aspect des grains de quartz); agrégats centimétriques (hétérogénéité en couleur, forme, taille et constitution); distributions relatives des éléments fins et grossiers; types de vides] se répètent par rapport à l'horizon sous-jacent (H8).

Les différences portent sur l'abondance relative des différents types de plasmas, de microagrégats quant à la forme et à la couleur (LR) et d'agrégats porphyriques, sur la distribution relative des éléments fins et grossiers dans le fond matriciel microagrégé et sur la taille des vides:

- le plasma brun prédomine largement parmi les plasmas brun sombre, brun jaunâtre et rouge jaunâtre;

- quant à la couleur, les microagrégats bruns sont largement prédominants; moins abondamment que dans les horizons sous-jacents apparaissent les microagrégats brun sombre, brun jaunâtre et rouge jaunâtre;

- quant à la forme, les microagrégats mamelonnés de 100 à 500 μm sont largement dominants. Ils présentent une sous-structure microagrégée ovoïde et sont riches en vides intramicroagrégats polyconcaves à bords anguleux inférieurs à 30 μm ; ils se trouvent le plus souvent entre les grains du squelette;

- la distribution relative des éléments fins et grossiers dans le fond matriciel microagrégé est principalement de type enaulique et porphy-enaulique;

- les agrégats porphyriques (domaines à structure interne continue) deviennent légèrement plus abondants et plus hétérogène en forme que dans l'horizon sous-jacent; en ce qui concerne la couleur (LR) ils sont principalement bruns; on souligne aussi la présence de nombreux agrégats ovoïdes (ils sont moins abondants que dans l'horizon sombrique sous-jacent) de différentes couleurs;

- la porosité est composée principalement de vides d'empilement plus ou moins intercommunicants de diamètre inférieur à 100 μm .

B. Trait pédologiques.

Les isotubules et agrotubules sont abondants. Les différents types sont présents. Les agrotubules à microagrégats bruns prédominent.

De nombreux fragments (< 1 cm) de charbon de bois ont été observés.

Les remarques faites à propos des nodules dans l'horizon sous-jacent doivent être reprises ici.

On retiendra aussi dans l'horizon 9 les caractères retenus dans l'horizon 8 qui restent inchangés, plus les principaux caractères qui les distinguent:

- la forte dominance du plasma brun;

- la forte dominance des microagrégats bruns et mamelonnés, la porosité plus faible, les vides de plus petite taille ($< 100 \mu\text{m}$);
- les petits fragments de charbon de bois ($5\text{-}60 \mu\text{m}$) sont beaucoup moins abondants.

2.1.5 Horizon 3 ou horizon hétérogène en couleur.

Les lames minces observées correspondent à 10 et 15 cm.

A. Fond matriciel.

Les différents caractères du squelette sont identiques à ceux des horizons sous-jacents. La proportion plasma/squelette est très variable en fonction de la structure (on donnera les proportions après avoir décrit la structure).

Les différents types de plasma sont présents, les plasmas brun (LR) et rouge jaunâtre sont largement dominants sous forme de domaines juxtaposés.

En ce qui concerne la structure, on distingue deux zones structurales, une zone inférieure et une supérieure, respectivement microagrégée (avec quelques agrégats porphyriques) et composée (juxtaposition de domaines microagrégés, d'agrégats porphyriques et de domaines riches en sables dépourvus de plasma).

Dans la zone inférieure la structure principalement microagrégée est constituée par la juxtaposition de domaines à dominance de microagrégats bruns (LR) et domaines à microagrégats rouge jaunâtre, tous principalement avec des formes mamelonnées de 100 à $500 \mu\text{m}$ de diamètre et riches en vides polyconcaves ($< 30 \mu\text{m}$). Les domaines rouge jaunâtre sont assez souvent ovales. La distribution relative des éléments fins et grossiers est principalement de type porphy-enaulique et parfois enaulique. La porosité est composée de vides d'empilement plus ou moins intercommunicants inférieurs à $100 \mu\text{m}$. Un certain nombre de domaines enau-porphyriques bruns et rouge jaunâtre à sous-structure microagrégée ovoïde et riches en vides polyconcaves ont été également observés; leur forme externe est ovale ou sphérique (ph.NB8 et C30). Ces domaines correspondent en réalité à des pédotubules.

Différents types d'agrégats porphyriques (selon la couleur, la forme et la distribution du squelette) et quelques domaines riches en sables dépourvus de plasma (sables propres) (fond matriciel de type monique et enau-monique) sont présents. Les agrégats porphyriques apparaissent régulièrement recoupés par des petits agrotubules ($< 2 \text{ mm}$) (ph.C31) comblés de microagrégats ovoïdes (ph.C32) de petite taille ($< 100 \mu\text{m}$) plus ou moins empilés les uns sur les autres de façon à former les microagrégats mamelonnés. Ces microagrégats ressemblent beaucoup à des boulettes fécales.

Dans la zone supérieure (ph.NB9) les différents types d'agrégats porphyriques (domaines à structure interne continue) sont présents mais, d'une façon générale, les agrégats bruns (LR), ovoïdes prédominent. D'un autre côté les agrégats rouge jaunâtre et brun jaunâtre sont plutôt ovoïdes (phs.C33 et NB10). Les vides intraagrégats sont composés de fissures et de cavités (sphériques, ovales, irrégulières et/ou polyconcaves à bord anguleux).

Le domaine microagrégé est composé de microagrégats de couleurs différentes mais avec une dominance de microagrégats bruns (LR) parmi les rouge jaunâtre (très abondants), brun jaunâtre et brun sombre; parfois ils sont très homogènes, bruns. Les domaines à microagrégats rouge jaunâtre deviennent plus rares. Quant à la forme des microagrégats, ils sont plutôt:

- ovoïdes, de diamètre variant entre 20 et $800 \mu\text{m}$, les plus grands ($> 100 \mu\text{m}$) contenant des quartz principalement très fins et anguleux;

- et polyédriques, de 100 à 1000 μm de diamètre et avec un squelette quartzéux qui peut être de taille variée ou homogène (grains très fins et anguleux).

Les domaines à sables propres sont identiques à ceux de la zone sous-jacente, ils deviennent seulement plus abondants.

La porosité est composée principalement de vides d'empilement intercommunicants inférieurs à 300 μm .

Les principales variations de structure quand on passe de la zone inférieure vers la zone supérieure sont les suivantes:

- les agrégats porphyriques et les sables propres deviennent plus abondants;
- l'assemblage des domaines rouge jaunâtre devient principalement porphyrique.
- dans les domaines microagrégés la distribution relative passe de porphy-enaulique à enaulique.

Les proportions plasma/squelette varient donc en fonction des différents types d'assemblage:

- le plasma est plus abondant dans les agrégats porphyriques;
- le plasma est légèrement plus abondant dans le type porphy-enaulique;
- le plasma est moins abondant dans le type enaulique;
- le plasma est beaucoup moins abondant dans le type enau-monique;
- le plasma est presque absent dans le type monique, il n'en reste qu'un tout petit peu accolé à la surface d'une partie des quartz.

Les limites qui séparent soit les différents domaines de couleur soit les différents domaines structuraux sont le plus souvent très abruptes.

B. Traits pédologiques.

Isotubules et agrotubules sont très abondants. Les agrégats porphyriques bruns, brun sombre, brun jaunâtre et rouge jaunâtre peuvent être confondus avec les isotubules et les domaines microagrégés rouge jaunâtre, bruns et brun sombre avec les agrotubules (ph.NB11). Quelques granotubules sont présents.

Présence de très nombreuses particules micrométriques ($< 100 \mu\text{m}$) et millimétriques ($< 1 \text{ cm}$) de charbon de bois dispersées dans le fond matriciel. Parmi ces microparticules, de nombreuses sont ovoïdes (ph.C34). En ce qui concerne la structure interne des charbons, nous n'avons pu observer que celles de quelques fragments millimétriques: ils proviennent probablement de monocotylédones, la structure est identique à celles des charbons présents plus en profondeur. Ces fragments apparaissent encore régulièrement recoupés par des agrotubules. Dans le profil P.2 (à quelques dizaines de mètres à l'amont de P.7) des charbons de bois millimétriques ($< 1 \text{ cm}$) présents dans cette même profondeur (10-30 cm) ont été datés de 2750 ans BP.

Les néostrianes à la périphérie des microagrégats rouge jaunâtre sont fréquents.

Les principales variations micromorphologiques de l'horizon 3 en tiers supérieur de pente par rapport à l'amont portent sur:

- les runiquartz légèrement moins abondants; le plasma légèrement plus abondant;
- la différenciation en deux zones structurales; la présence d'une zone à dominance de microagrégats mamelonnés dans la partie inférieure de l'horizon, la dominance de la forme ovoïde dans les agrégats porphyriques bruns, brun jaunâtre et rouge jaunâtre de la zone supérieure;
- la distribution relative des éléments fins et grossiers des domaines microagrégés, enaulique et porphy-enaulique.

Les principales différences de cet horizon par rapport à l'horizon sous-jacent (H9) portent sur:

- la dominance des plasmas brun et rouge jaunâtre sous forme de domaines juxtaposés;
- la structure microagrégée composée par la juxtaposition de domaines à dominance de microagrégats bruns et de domaines à microagrégats rouge jaunâtre;
- la plus forte abondance des agrégats porphyriques et des sables propres.

Le contraste structural et de couleur des pédotubules (phs.NB8 et C30) par rapport au fond matriciel environnant indique probablement une origine animale. Pour les pédotubules rouge jaunâtre, l'allochtonie de ces matériaux constitutifs, provenant de la base des profils, peut à elle seule indiquer déjà cela. En outre, l'allochtonie des matériaux rouge jaunâtre associée à la sous-structure ovoïde montre que les vides polyconcaves résultent d'un compactage mécanique de microagrégats ovoïdes. On peut donc se fier de la morphologie de ce type de vide comme auxiliaire interprétatif du sens de transformation structurale.

Les faits tels que la présence d'agrotubules (comblés de microagrégats ovoïdes) recoupant un agrégat (ph.C32), la forme externe des microagrégats ovoïdes et leur taille très calibrée peuvent indiquer également une origine animale. La taille de l'agrotubule et des microagrégats et l'absence de grains de quartz dans l'agrotubule ou à l'intérieur des microagrégats indiquent un animal de très petite taille.

En outre, l'allochtonie des matériaux rouge jaunâtre constituant les agrégats ovoïdes (phs.C33,NB10) et le tri granulométrique du squelette témoignent encore de leur origine animale. L'assemblage de type porphyrique à sous-structure microagrégée ovoïde associée à des vides polyconcaves et la présence de coupes externes indiquent que la construction des agrégats ovoïdes est réalisée par des animaux ayant des mandibules. Ces agrégats ovoïdes rouge jaunâtre sont très semblables à ceux remontés par les fourmis Atta (phs.C9 et C10).

Les photos C30, C33, NB8, NB10 et NB11 montrent la complexité des organisations en H3, qui apparaissent soit imbriquées les unes sur les autres soit à différents stades de transformation. C'est ce qui nous a rendu impossible une reconnaissance macroscopique. C'est seulement en faisant le jeu des différentes lumières sur la loupe binoculaire (LR, LF, LP) ou sur le microscope (LF, LP) qu'on a pu reconnaître les principales organisations.

En ce qui concerne les microparticules ovoïdes de charbon de bois (ph.C34) elles ne peuvent provenir également que d'une origine animale et en plus d'un animal possédant des mandibules capables d'engendrer une forme ovoïde, comme par exemple les termites.

2.1.6 Horizon 10 ou horizon superficiel granulaire.

Les lames minces observées correspondent à 0-10 cm.

A. Fond matriciel.

Le squelette ne présente pas de variations par rapport aux horizons sous-jacents. Les proportions plasma/squelette sont variables en fonction de la structure. Les agrégats centimétriques sont beaucoup plus riches en argile que le fond matriciel environnant.

Les différents types de plasma sont présents, le plasma brun prédomine parmi les plasmas brun jaunâtre (celui-ci est plus abondant que les deux autres), brun sombre et rouge jaunâtre. Ces plasmas sont identiques à ceux décrits précédemment.

Nous retrouvons les différents domaines structuraux observés macroscopiquement: les agrégats granulaires et grumeleux ou les agrégats porphyriques et les domaines riches en sables blancs.

Les agrégats porphyriques sont plutôt bruns et brun jaunâtre, ovoïdes, les agrégats bruns (ph.NB12) prédominent.

Les agrégats brun sombre présents apparaissent toujours enrichis en microparticules ($< 50 \mu\text{m}$) ovoïdes de charbon de bois (ph.C35).

Les différents types d'agrégats selon la distribution interne du squelette sont présents.

La porosité interne dans ces agrégats est très variable, quantitativement ou qualitativement. Quantitativement ils peuvent être très peu poreux, poreux ou encore très poreux. Les agrégats à squelette quartzeux très fin ($< 100 \mu\text{m}$) et anguleux sont systématiquement très peu poreux (ph.C36). Qualitativement la porosité est composée de fissures et/ou de cavités sphériques ou ovales ($< 800 \mu\text{m}$), irrégulières (de 30 à $200 \mu\text{m}$) et polyconcaves anguleuses simples ($< 30 \mu\text{m}$) ou mamelonnées ($< 100 \mu\text{m}$). Deux sortes de fissures ont été observées:

- des microfissures (épaisseur et longueur inférieures à 5 et $100 \mu\text{m}$) intraplasmiques (ph.C37);
- et des fissures intraagrégats (épaisseur et longueur inférieures à 50 et $800 \mu\text{m}$) (ph.C38).

Les parois des microfissures intraplasmiques sont normalement très irrégulières et non concordantes. On constate encore au sein du plasma la présence systématique de zones élaïcies, à plasma plus translucide que le plasma environnant, qui aboutissent à ce genre de fissures. D'ailleurs ce trait est très généralisé dans tout le profil vertical.

Les parois des fissures intraagrégats peuvent être non concordantes et très irrégulières ou concordantes. Ces fissures forment régulièrement un réseau qui délimite des microagrégats polyédriques ($< 800 \mu\text{m}$) (ph.C38).

Si on ne tient compte que de la porosité fissurale, les agrégats porphyriques peuvent être également très peu fissurés, fissurés, ou très fissurés. Parallèlement à la fissuration croissante des agrégats porphyriques il se produit une dissociation plasma-squelette et un appauvrissement en plasma. Ces agrégats au fur et à mesure de la fissuration sont vidés de leur plasma (ph.C39). Il s'agit d'une séquence progressive de transformation; au départ ces agrégats sont riches en plasma et très peu fissurés.

Les domaines riches en sables blancs sont composés de grains de quartz totalement (sable propre) ou partiellement dépourvus de plasma et de quelques microagrégats (assemblage de type monique et enau-monique). Les microagrégats bruns, ovoïdes (de 30 à $800 \mu\text{m}$) et polyédriques (de 100 à $1000 \mu\text{m}$) prédominent. Dans ces domaines le squelette est beaucoup plus abondant que le plasma. La porosité est composée de vides d'empilement inférieurs à $400 \mu\text{m}$.

B. Traits pédologiques.

Isotubules et agrotubules sont très abondants. Les isotubules sont plutôt bruns, les différents types selon la distribution du squelette sont présents. Les agrotubules intraagrégats de très petite taille ($< 500 \mu\text{m}$) sans quartz sont particulièrement abondants, ils sont comblés de microagrégats principalement mamelonnés. Quelques agrotubules à microagrégats bruns, ovoïdes de 500 à $800 \mu\text{m}$ sont présents.

De très nombreux fragments millimétriques de charbon de bois ont été observés.

On retiendra dans l'horizon 10 les caractères suivants:

- l'abondance en grains de quartz à aspect corrodé et en runiquartz; la distribution très hétérogène du plasma;
- les différents domaines de plasma, la dominance du plasma brun;
- la structure hétérogène, la dominance des agrégats porphyriques bruns (LR) ovoïdes, l'abondance des sables propres.

Les principales différences microscopiques de cet horizon avec l'horizon sous-jacent portent sur:

- le squelette plus abondant; le plasma moins hétérogène en couleur;
- les microagrégats moins abondants;
- la plus forte abondance d'agrégats porphyriques et de sables dépourvus de plasma (sables propres).

2.1.6 Horizon 5 ou horizon à sables blancs.

Les lames minces observées correspondent à 0-10 cm.

A. Fond matriciel.

On ajoute quelques remarques complémentaires par rapport à l'amont.

Les différents caractères du squelette sont identiques à ceux des horizons sous-jacents. Le squelette est beaucoup plus abondant que le plasma.

Le fond matriciel est de type monique et enau-monique. Les sables dépourvus de plasma (sables propres) sont très abondants (ph.C40). Les microagrégats, très peu abondants par rapport au squelette, sont plutôt bruns (LR) et brun sombre, ovoïdes, de 15 à $50 \mu\text{m}$ de diamètre et mamelonnés de 80 à $150 \mu\text{m}$, la plupart sans quartz. Ces microagrégats ressemblent beaucoup à des boulettes fécales.

La porosité est composée de vides d'empilement intercommunicants inférieurs à $400 \mu\text{m}$.

B. Traits pédologiques.

Présence de très nombreux fragments végétaux carbonisés.

Les principales différences de cet horizon par rapport à l'horizon 10 sont résumées ci-dessous:

- le squelette et les sables propres deviennent beaucoup plus abondants;
- et la structure devient particulière.

2.1.7 Litière 1 ou litière à trois phases de décomposition.

La couche supérieure ne présente que des restes végétaux intacts ou presque intacts si ce n'est la présence de quelques cavités remplies de microagrégats.

La couche intermédiaire est constituée de restes végétaux plus ou moins fragmentés riches en cavités remplis de microagrégats et de microagrégats dispersés entre les débris végétaux (ph.C41).

La couche inférieure est constituée de microagrégats et de très petits débris (<1 mm) végétaux (ph.C41).

Tous ces microagrégats sont ovoïdes avec un diamètre variant entre 20 et 100 μm . Ils correspondent à des boulettes fécales.

On retiendra dans cette litière:

- la présence de trois couches qui correspondent à trois phases de décomposition.

2.1.8 Discussion.

Nous commençons cette discussion en donnant un résumé des principaux acquis micromorphologiques et des différenciations verticales. Ensuite nous essayons de répondre aux questions posées au départ pour le tiers supérieur de pente et celles qui sont apparues au cours de cette étude.

2.1.8.1 Résumé des principaux caractères morphologiques observés en tiers supérieur de pente.

Un résumé des caractères micromorphologiques observés dans le profil P.7 est présenté dans la figure 71.

Les principaux faits qu'on doit retenir sont les suivants.

(A) Pour la structure.

(a) Microagrégats.

Couleur

La couleur (LR) des microagrégats est très hétérogène, ils apparaissent avec différentes couleurs côte à côte, dans tous les horizons pédologiques sauf à l'intérieur des agrotubules et des domaines rouge jaunâtre de l'horizon 3 qui ne correspondent pas à des agrotubules. Ce comportement est très semblable à ce qui se passe dans le profil ET.3.

Un fait supplémentaire doit ressortir dans ce profil de tiers supérieur de pente:

- les microagrégats de l'horizon sombrique amont (H8) sont principalement brun sombre, cet horizon est le plus sombre du profil.

Il faut souligner encore deux faits qui se répètent par rapport à l'interfluve aplati:

- l'identité en couleur des microagrégats dispersés dans les fonds matriciels et des microagrégats regroupés dans les agrotubules;
- et plus spécifiquement l'identité en couleur des domaines à microagrégats rouge jaunâtre de l'horizon 3, des microagrégats rouge jaunâtre des agrotubules des horizons 6, 7, 8 et 9 et de l'ensemble de l'horizon 1, très profond dans ce profil.

Forme

Les microagrégats apparaissent dans ce profil toujours avec les mêmes formes: ovoïdes, mamelonnées et polyédriques. Ce qui varie, de profil à profil et d'horizon à horizon, c'est leur abondance relative:

- dans les horizons 6 et 7 les formes ovoïdes et mamelonnées prédominent;
- dans les horizons 8 et 5 ce sont les formes ovoïdes qui prédominent, bien que dans des classes de taille tout à fait différentes;
- dans les horizons 3 (zone inférieure) et 9 ce sont plutôt les formes mamelonnées qui prédominent;
- et dans l'horizon 10 ce sont les formes ovoïdes et polyédriques qui prédominent.

Deux remarques supplémentaires sont nécessaires:

- les microagrégats ovoïdes de l'horizon sombrique (H8) sont dans leur majorité très arrondis;
- et dans les microagrégats ovoïdes il y a exclusivement des grains de quartz très fins ($< 100 \mu\text{m}$) souvent anguleux, du même type de grain que dans certains isotubules ou agrégats porphyriques.

(b) Agrégats porphyriques.

Les agrégats porphyriques correspondent aux domaines à structure interne continue observés macroscopiquement.

Couleur

Comme dans le profil ET.3, les couleurs des agrégats sont très variables. Ce qui s'avère important de faire ressortir dans ce profil sont les faits suivants:

- la dominance des agrégats brun jaunâtre riches en vides polyconcaves dans l'horizon 7;
- la dominance des agrégats bruns dans les horizons 3 et 10 et brun sombre dans l'horizon 8.

Forme

De la même façon que pour la couleur, les formes des agrégats se répètent par rapport à l'interfluve aplati. Nous devons tenir compte des faits suivants:

- la dominance des agrégats ovoïdes dans l'horizon sombrique (H8), dans l'horizon hétérogène en couleur (H3-zone supérieure) et dans l'horizon superficiel (H10);
- la présence d'une sous-structure microagrégée ovoïde et de vides intraagrégats polyconcaves anguleux dans de nombreux isotubules et agrégats ovoïdes;

- la présence systématique de fissures intraplasmiques et intraagrégats porphyriques dans l'horizon 10;
- la présence d'agrégats porphyriques très fissurés et vidés partiellement de leur plasma dans l'horizon 10.

(B) Pour le plasma.

Les quatre types de plasma sont aussi présents dans ce profil: rouge jaunâtre, brun jaunâtre, brun et brun sombre.

Comme précédemment nous devons retenir les faits suivants:

- la plus forte richesse en séparations plasmiques dans le plasma rouge jaunâtre, ceci étant un des composants plasmiques majeurs de l'horizon 3 (domaines rouge jaunâtre) et pratiquement le seul composant de l'horizon 1.
- la forte différenciation du plasma brun sombre par rapport aux autres, cela étant dû à la présence plus importante des microparticules de charbon de bois et à son isotropie.

En plus de ces remarques on retiendra que:

- le plasma brun sombre est le composant majeur de l'horizon sombrique (H8) et qu'il se situe entre 40 et 60 cm de profondeur.

2.1.8.2 Les principales différenciations morphologiques verticales en tiers supérieur de pente.

Les principales différenciations micromorphologiques verticales du profil P.7 reposent sur les faits suivants.

(A) Structure.

Les principales différenciations micromorphologiques sont illustrées dans la figure 72. Ces différenciations sont semblables à celles de l'interfluve aplati. Les différences sont les suivantes.

En ce qui concerne la différenciation verticale des agrégats porphyriques:

- la dominance des agrégats ovoïdes en sub-surface dans l'horizon sombrique (H8) et dans l'horizon superficiel (H10);
- la variation quantitative interrompue de la base vers le sommet: ils deviennent plus abondants dans l'horizon 7 puis ils diminuent dans l'horizon 8 pour redevenir plus abondants vers la surface dans les horizons 3 et 10;
- une variation de couleur également interrompue: dans l'horizon 6 ils sont plutôt bruns puis dans l'horizon 7 ils sont brun jaunâtre pour redevenir plutôt bruns vers le haut.

(B) Proportions plasma/squelette/vides.

La proportion plasma/squelette, étant d'une manière générale que le squelette est le plus abondant, ne va changer que vers la surface quant on passe aux horizons 9 et 3 (zone inférieure). Le plasma devient alors légèrement plus abondant (assemblage porphyrenaulique) et la porosité globale plus faible. Ce passage est concomitant à un changement d'ordre microstructural ou plus précisément de la forme des microagrégats; dans ces horizons les microagrégats mamelonnés prédominent. La texture semble ne pas être modifiée. Ensuite de l'horizon 3 vers le haut, c'est à ce moment que la proportion

plasma/squelette devient plus variable à l'échelle de l'horizon, avec une distribution du plasma beaucoup plus hétérogène qu'auparavant. Ces variations sont dues à l'augmentation des agrégats porphyriques (agrégats ovoïdes et isotubules) et des domaines à sables propres (assemblages enau-monique et monique). Nous savons que ces agrégats sont plus riches en argile et que les domaines riches en sables propres en sont très pauvres. Ces variations sont accompagnées d'un changement textural, la texture passe d'argilo-sableuse à sablo-argileuse. Les agrégats n'occupent que 30 à 50% du fond matriciel de l'horizon 10, le reste bien sûr est occupé par les domaines très poreux riches en sables propres.

Vers la surface (horizon 5) la proportion plasma/squelette change brutalement avec la disparition des agrégats porphyriques. Le squelette devient beaucoup plus abondant que le plasma.

La différence avec l'interfluve aplati porte sur:

- le fait qu'en tiers supérieur de pente la texture devient plus sableuse avant que les agrégats porphyriques disparaissent, c'est-à-dire lors du passage de l'horizon 3 à l'horizon 10. Dans l'interfluve aplati la texture ne varie que lors de la disparition des agrégats porphyriques (ceux-ci occupent 50 à 70% du fond matriciel de l'horizon 4).

- et le fait que les quartz sont plus jointifs dans le profil ET.3.

(C) Plasma.

Le principal fait qui doit être retenu en ce qui concerne la différenciation plasmique verticale c'est la présence de séquences de différenciation discontinues ou interrompues: les séquences <<de plus en plus sombre et brun de la base vers le sommet>> sont interrompues respectivement par la présence des horizons H7, H9 et H3 (fig.72).

2.1.8.3 Les questions posées et les apports micromorphologiques.

(A) L'individualisation des agrégats granulaires en surface (H10).

Cette question réside principalement dans l'origine des agrégats ovoïdes bruns, brun sombre et brun jaunâtre. Leurs traits micromorphologiques indiquent une origine biologique animale, un animal qui emploie des mandibules. Regroupés ces traits sont:

- la sous-structure microagrégée ovoïde associée à la présence de vides polyconcaves à bords anguleux;
- la présence de microagrégats ovoïdes de couleur différente de celle de la matrice de l'agrégat;
- la présence de coupoles externes;
- la présence de microparticules ovoïdes de charbon de bois;
- le squelette trié.

(B) L'origine de l'horizon 7.

La réponse à cette question réside dans l'équation suivante: comment H7 peut-il, correspondre à une interruption d'une séquence continue de différenciation en couleur du plasma <<plus sombre et plus brun de la base vers le sommet>> et être au même temps très semblable à un horizon beaucoup plus profond (H2). On peut répondre à cette question sans même un apport micromorphologique. Il suffit de rendre compte de l'activité des fourmis Atta, qui remontent les matériaux profonds.

(C) L'origine de l'horizon sombrique amont (H8).

Cette question ne peut être résolue si on ne la formule pas différemment, c'est-à-dire: (a) comment se fait-il que l'horizon sombrique corresponde à l'horizon le plus sombre du profil? et (b) comment se fait-il qu'il se situe en sub-surface?

La réponse à la première question repose alors sur le fait que cet horizon est composé principalement par des microagrégats à plasma brun sombre, le plasma le plus sombre du profil. Une autre question se pose: comment se fait-il que le plasma brun sombre soit le plus sombre du profil? La réponse repose dans ses caractères microscopiques: sa plus forte richesse en microparticules de charbon de bois et son isotropie. Pour arriver à une conclusion il faut se demander encore: comment se fait-il qu'un horizon puisse être composé principalement de microagrégats brun sombre enrichis en microparticules de charbon de bois par rapport aux autres microagrégats présents? Comment peut-on arriver à ce tri? Quelle est l'origine des microparticules de charbon de bois et de l'isotropie du plasma brun sombre?

La réponse à la deuxième question ne correspond pas directement aux acquis micromorphologiques.

Ces problèmes seront repris plus loin.

Les autres questions, déjà posées lors de l'étude de l'interfluve aplati, se retrouvent également en tiers supérieur de pente: l'appauvrissement superficiel associé à l'accumulation des sables propres, le rôle biologique dans l'organisation de l'horizon hétérogène en couleur (H3), l'origine des microagrégats et des pédotubules. Mais la plupart des acquis micromorphologiques qui vont à la rencontre des réponses se répètent. Les seuls éléments nouveaux, reposent dans les faits ci-dessous.

En ce qui concerne l'appauvrissement superficiel en plasma: la présence des agrégats porphyriques qui témoignent la disjonction plasma - squelette et une vidange en plasma.

En ce qui concerne le rôle biologique dans l'organisation de H3: la présence d'agrégats ovoïdes rouge jaunâtre d'origine animale très semblables à ceux remontés par les fourmis *Atta* dans leurs monticules superficiels.

En ce qui concerne l'origine des microagrégats ovoïdes: la plus forte présence de microparticules de charbon de bois dans les microagrégats brun sombre et un contraste de couleur beaucoup plus fort dans les fonds matriciels hétérogènes.

En ce qui concerne l'origine des pédotubules: le contraste en couleur encore plus fort par rapport aux fonds matriciels environnants.

Les faits qui sont en relation avec ces trois dernières questions plaident également à faveur des hypothèses déjà formulées précédemment: l'hypothèse biologique animale.

2.2 Profil T.5.

L'étude macromorphologique a mis en évidence la superposition d'horizons suivante: H6:H8:H7:H3:H10. Microscopiquement seulement l'H6 n'a pas été étudié. Les résultats sont les suivants.

2.2.1 Horizon 8 ou horizon sombrique amont.

Les lames minces observées correspondent à 125 cm.

A. Fond matriciel.

Squelette et plasma restent inchangés par rapport au profil P.7.

Pour la structure on retrouve les deux domaines structuraux observés macroscopiquement: agrégats à structure interne continue et domaines microagrégés.

Les agrégats à structure interne continue présentent un fond matriciel de type porphyrique, ils se trouvent très fissurés. Ces agrégats correspondent à des isotubules plus ou moins liés les uns aux autres. Ces isotubules apparaissent systématiquement envahis par des agrotubules.

Les domaines microagrégés sont de type enaulique. Les différents types de microagrégats vu précédemment sont présents. Les microagrégats mamelonnés prédominent, les microagrégats ovoïdes de 100 à 300 μm sont très abondants.

B. Traits pédologiques.

Les traits pédologiques observés sont les pédotubules.

Les deux types de pédotubules, isotubules et agrotubules, sont très abondants.

Les isotubules sont quant à la couleur (LR): brun sombre, bruns, brun jaunâtre et rouge jaunâtre, les isotubules brun sombre et bruns prédominent, les brun jaunâtre sont plus rares. Le plasma des isotubules brun sombre est très semblable au plasma des microagrégats brun sombre. Quant à la forme et à la distribution interne du squelette les différents types décrits précédemment sont présents. Les isotubules à squelette quartzeux très fins et anguleux à sub-anguleux sont abondants.

Les agrotubules peuvent être à microagrégats brun sombre, bruns, rouge jaunâtre ou brun jaunâtre. Les agrotubules brun sombre et bruns prédominent, leur diamètre ne dépasse pas 3 cm. Les agrotubules à microagrégats rouge jaunâtre sont très abondants, leur diamètre varie de quelques millimètres à 15 cm.

On retiendra de cette description:

- la dominance du plasma brun sombre (LR) riche en microparticules de charbon de bois;
- la structure hétérogène composée par la juxtaposition d'agrégats porphyriques et/ou d'isotubules et de domaines microagrégés et/ou d'agrotubules;
- et la forte abondance des pédotubules.

2.2.2 Horizon 7 ou horizon discontinu.

Les lames minces observées correspondent à 60 et 100 cm.

A. Fond matriciel.

Le squelette reste identique à celui de l'horizon sous-jacent.

Le plasma est poussiéreux. Sa couleur en LR est faiblement hétérogène, le plasma rouge jaunâtre est largement dominant parmi les plasmas brun jaunâtre, brun et brun sombre, ces deux derniers sont rares. Les caractères en LPA de ces plasmas sont les mêmes que ceux décrits précédemment (profil P.7). On rappelle seulement la présence abondante des séparations plasmiques dans le plasma rouge jaunâtre. Le plasma brun jaunâtre présente les mêmes caractères en LPA que le plasma rouge jaunâtre.

La structure microagrégée présente un fond matriciel de type enaulique. Les différents types de microagrégats selon la forme, la taille et la constitution sont présents. Quant à la couleur, les microagrégats rouge jaunâtre sont largement les plus abondants (ph.C42) et quant à la forme et la taille, les microagrégats ovoïdes de 30 à 300 μm

prédominant (ph.C43), les microagrégats mamelonnés de 100 à 600 μm à sous-structure ovoïde de 20 à 150 μm sont très abondants. La porosité est composée de vides d'empilement ($< 250\mu\text{m}$).

Remarquer la forte ressemblance en couleur entre ces microagrégats (ph.C42), ceux constituant le fond matriciel de l'horizon 1 (ph.C22), ceux constituant les agrotubules rouge jaunâtre de l'horizon 6 (ph.C27) et ceux constituant les domaines rouge jaunâtre dans l'horizon hétérogène en couleur (H3) en P.7 ou en FT.3A (ph.C6).

Les agrégats à structure interne continue présentent un fond matriciel de type porphyrique. Ces agrégats correspondent à des isotubules ou à des zones compactées autour des chenaux (ph.NB13) et des agrotubules.

B. Traits pédologiques.

Les traits pédologiques observés sont les pédotubules et les néostrianes.

Deux types de pédotubules sont présents, isotubules et agrotubules, mais ils ne sont pas abondants.

Les néostrianes (ph.C44) sont très abondants, beaucoup plus abondants qu'ailleurs. Ils n'apparaissent qu'à la périphérie des microagrégats ovoïdes rouge jaunâtre ou brun jaunâtre.

On retiendra de cette description:

- la superposition d'un horizon à plasma beaucoup plus rouge et beaucoup plus clair sur un autre beaucoup plus brun et beaucoup plus sombre, la transition étant abrupte;
- la dominance du plasma rouge jaunâtre (LR) riche en plages biréfringentes asépiques et vo-insépiques;
- la structure microagrégée à dominance des microagrégats rouge jaunâtre ovoïdes;
- l'abondance des néostrianes à la périphérie des microagrégats rouge jaunâtre et brun jaunâtre ovoïdes.

La photo NB13 démontre que les vides polyconcaves à bords anguleux correspondent à des témoins d'une compaction de microagrégats ovoïdes.

2.2.3 Horizon 3 ou horizon hétérogène en couleur.

Les lames minces observés correspondent à 15 cm.

A. Fond matriciel.

Le squelette ne varie pas par rapport à l'horizon sous-jacent.

La couleur du plasma en LR est très hétérogène, brun, rouge jaunâtre, brun jaunâtre et brun sombre, le plasma brun est le plus abondant, les plasmas brun jaunâtre et brun sombre sont plus rares. Les autres caractères se maintiennent inchangés par rapport au profil P.7.

Pour la structure on retrouve les différents domaines structuraux: microagrégé et à structure continue (agrégats porphyriques).

Les domaines microagrégés présentent un fond matriciel de type enaulique et monienaulique. Les différents types de microagrégats sont présents, les microagrégats mamelonnés prédominent, les microagrégats ovoïdes de 100 à 600 μm à squelette quartzeux très fins sont abondants, les microagrégats polyédriques sont plus abondants par rapport à l'horizon sous-jacent, ces derniers résultant de la fissuration des agrégats porphyriques. En ce qui concerne la couleur des microagrégats, ces domaines microagrégés peuvent être soit hétérogènes soit homogènes: hétérogènes lorsqu'ils sont composés de microagrégats de différentes couleurs: brun, brun jaunâtre, rouge jaunâtre et brun sombre; homogènes lorsque les domaines microagrégés correspondent à des regroupements de microagrégats de même couleur (LR). Les domaines microagrégés sont confondus assez souvent avec les agrotubules. Les domaines rouge jaunâtre sont plutôt microagrégés.

Les agrégats à structure interne continue présentent un fond matriciel porphyrique plus ou moins poreux (fissures et cavités), la porosité interne variant en fonction du type d'agrégat. En proportion isovolume, ces agrégats sont plus riches en plasma que les domaines microagrégés. Ces agrégats sont en réalité des isotubules. A la base de l'horizon, ces isotubules se trouvent isolés dans le fond matriciel microagrégé, vers le sommet ils deviennent plus abondants et liés les uns sur les autres en coalescence. Ils se trouvent systématiquement envahis par des agrotubules. La structure prend un aspect de réseau.

B. Traits pédologiques.

Les mêmes traits pédologiques que ceux observés précédemment sont présents: pédotubules (isotubules et agrotubules) et néostrianes.

Les isotubules sont principalement bruns (LR) ou brun jaunâtre. Leurs formes externes, visualisées en deux plans seulement sont:

- ovoïdes;
- cylindriques;
- polyédriques;
- ou irrégulières.

Les formes polyédriques et irrégulières résultent des formes précédentes soit par une fissuration soit par une rebioturbation (invasion d'un agrotubule, coalescence d'un autre isotubule, etc). En ce qui concerne la distribution interne du squelette quartzeux les différents types vus précédemment sont présents. Les isotubules à grains de tailles variées prédominent mais les isotubules à grains très fins sont abondants.

La porosité interne de ces isotubules est très variable selon la modalité des pores et leur abondance, ces caractères variant plus ou moins en fonction du type d'isotubules par rapport à la distribution du squelette quartzeux. Les isotubules à grains de quartz très fins sont le plus souvent très peu poreux (très denses; il n'y a pas de cavités de diamètre supérieur à 1 μm). Les isotubules à grains de quartz de tailles variées peuvent être très peu poreux, peu poreux ou poreux. Les isotubules peu poreux ne présentent que de cavités polyconcaves simples (< 30 μm), les isotubules poreux présentent des cavités polyconcaves simples (< 30 μm) et polyconcaves mamelonnées (< 100 μm); ils présentent aussi une sous-structure microagrégée sphérique et ovale de 20 à 150 μm de diamètre. Tous les types d'isotubules peuvent être plus ou moins fissurés.

Les agrotubules peuvent être à microagrégats bruns, brun jaunâtre, rouge jaunâtre ou brun sombre que ce soit en regroupements hétérogènes ou homogènes. Les différents types selon la taille sont présents. Les microagrégats sont plutôt ovoïdes ou mamelonnés. De nombreux agrotubules présentent des microagrégats de 100 à 800 μm de diamètre, ovoïdes et avec un squelette quartzeux très fin.

Les néostrianes sont particulièrement abondants dans cet horizon, ils n'apparaissent qu'à la périphérie des microagrégats ovoïdes brun jaunâtre et rouge jaunâtre.

La transition de l'horizon rouge jaunâtre sous-jacent (H7) avec cet horizon se produit principalement par:

- l'augmentation progressive des isotubules bruns, des agrotubules à microagrégats bruns et brun sombre et des domaines microagrégés hétérogènes en couleur mais à dominance de microagrégats bruns;
- et par la diminution progressive des domaines microagrégés rouge jaunâtre.

La couleur et la structure deviennent alors beaucoup plus hétérogènes.

On retiendra dans cette description:

- la couleur macroscopique hétérogène par la juxtaposition de domaines 5YR3/4 à 3/3 et 5YR4/6 respectivement constitués de plasmas (LR) brun et rouge jaunâtre; la plus forte richesse en séparations plasmiques, en particulier des plages concentriques, dans les plasmas brun jaunâtre et rouge jaunâtre;
- la structure très hétérogène par la juxtaposition d'agrégats porphyriques ou d'isotubules et de domaines microagrégés et/ou d'agrotubules, la plus forte abondance de plasma, en isovolume, dans les isotubules;
- la forte abondance des pédotubules et l'abondance des néostrianes à la périphérie des microagrégats brun jaunâtre et rouge jaunâtre.

Il faut remarquer la différence de la transition inférieure de l'horizon 3 en P.7 et T.5. En P.7 ce sont les domaines rouge jaunâtre qui apparaissent brutalement au sein d'un fond matriciel brun: il s'agit alors d'une séquence de différenciation discontinue. En T.5 ce sont les domaines bruns et brun sombre enrichis en carbone qui apparaissent progressivement au sein d'un fond matriciel rouge jaunâtre et qui vers le haut deviennent le principal composant du fond matriciel (H10), ces domaines plus sombres résultent alors d'une réorganisation des matériaux rouge jaunâtre. Ce qui met en évidence l'existence d'un front transformant vertical descendant. La photo C35 montre en plus que l'enrichissement en carbone dont témoignent les microparticules ovoïdes de charbon de bois est d'origine animale.

2.2.4 Horizon 10 ou horizon superficiel granulaire.

Les lames minces observées correspondent à 0-10 cm.

A. Fond matriciel.

Le squelette ne présente pas de variations qualitatives par rapport à ceux des horizons sous-jacents.

En LR la couleur du plasma est hétérogène, brun et brun sombre. Le plasma brun est largement dominant, les autres caractères plasmiques restent inchangés.

Pour la structure on retrouve les différents domaines structuraux: granulaire, grumeleux et microagrégé riche en sables blancs.

Les agrégats granulaires ou ovoïdes et grumeleux présentent un fond matriciel de type porphyrique souvent très fissuré, les cavités polyconcaves anguleuses pouvant être présentes ou absentes. Les agrégats ovoïdes sont plus abondants.

Les domaines microagrégés présentent un fond matriciel de type moni-enaulique et enau-monique. Les différents types de microagrégats sont présents, les microagrégats polyédriques deviennent plus abondants par rapport à l'horizon sous-jacent. Les sables blancs correspondent à des grains de quartz totalement (sables propres) ou partiellement dépourvus de plasma.

B. Traits pédologiques.

Les traits pédologiques observés sont les pédotubules et les charbons de bois.

La seule remarque repose sur l'abondance en microparticules ($< 100 \mu\text{m}$) de charbon de bois, dont certaines sont ovoïdes, au sein des pédotubules (isotubules et agrotubules) brun sombre.

On retiendra de cette description:

- la dominance du plasma brun (LR), l'abondance des microparticules de charbon de bois dans le plasma brun sombre;
- la structure hétérogène par la juxtaposition des agrégats ovoïdes et des domaines microagrégés riches en sables propres.

2.2.5 Discussion.

Un résumé des principaux caractères micromorphologiques du profil T.5 est présenté dans la figure 73. Nous présentons également un schéma de la différenciation pédologique verticale de ce profil (fig.74).

Dans ce profil les acquis microscopiques sont les suivants.

(A) Sur la remontée de matériaux profonds.

La présence d'une différenciation structurale verticale discontinue ou interrompue due à la présence de l'horizon 7, c'est-à-dire la présence d'un horizon microagrégé (H7) intercalé entre deux autres beaucoup plus riches en agrégats porphyriques (H8 et H3).

La présence d'une différenciation verticale en couleur également discontinue ou interrompue, due à la présence d'un horizon (H7) beaucoup plus homogène rouge jaunâtre intercalé entre deux autres beaucoup plus hétérogènes et beaucoup plus sombres et bruns (H8 et H3);

La superposition d'un horizon (H8) à microagrégats brun sombre, riche en microparticules de charbon de bois, par un autre horizon (H7) à plasma beaucoup plus clair et rouge et ne présentant pas de microparticules de charbon de bois.

La forte ressemblance des microagrégats rouge jaunâtre de l'horizon 7 et ceux remontés par les fourmis Atta.

Ces faits concordent avec nos conclusions précédentes sur l'action des fourmis Atta dans l'organisation pédologique de ce profil. Ce qui permet d'avancer également que l'horizon sombrique occupe une telle position spatiale en T.5 parce qu'il a été enfoui par des matériaux allochtones.

On ajoute encore que la particulière abondance des néostrianes à la périphérie des microagrégats rouge jaunâtre dans l'horizon 7 plaide en faveur de leur origine biologique. On reviendra sur cette question plus loin.

(B) Sur la présence des fronts de transformation.

La différenciation de l'horizon 3 de la base vers le sommet: elle est due à l'apparition progressive des isotubules et agrotubules bruns et brun sombre et des domaines hétérogènes en couleur mais à dominance de microagrégats bruns au sein du fond matriciel microagrégé rouge jaunâtre.

La présence de l'horizon 7 et de leur transformation en H3 indique la présence d'un front transformant vertical descendant représenté par la réorganisation et la retransformation des matériaux remontés (H7) en matériaux plus bruns et plus sombres (d'abord en H3 et ensuite en H10). L'augmentation des sables propres vers le sommet (en H10) indique encore la présence d'un troisième front de transformation, également descendant, lié à l'appauvrissement en argile.

3. Mi-pente.

L'hétérogénéité de l'organisation pédologique en mi-pente n'a pu être bien caractérisée que par l'étude de quatre profils: de l'amont vers l'aval, P.10, P.13, P.9 et P.3. La mi-pente correspond également à la transition latérale entre le pôle amont sableux et microagrégé et le pôle aval argileux et microagrégé/polyédrique.

Comme une grande partie des horizons étudiés précédemment se répètent vers la mi-pente et que les organisations microscopiques des horizons sont également très répétitives, à l'exception de certaines originalités, nous allons décrire microscopiquement d'abord le profil P.3 (mi-pente aval/déjà pôle aval), où la plupart des organisations sont nouvelles, pour ensuite décrire les profils P.13 et P.9 ou la mi-pente amont, caractérisant bien ainsi la transition latérale entre les pôles amont et aval.

3.1 Profil P.3.

L'étude macromorphologique a mis en évidence dans le profil P.3 la succession verticale d'horizons suivante: H11 : H12 : H6 : H13 : H18 : H16 : 19. Un rappel schématique de la différenciation macromorphologique est illustré par la figure 75. L'étude macromorphologique a permis de poser un certain nombre de questions sur les différenciations pédologiques verticales, de la base vers le sommet:

(a) Les différenciations structurales.

De microagrégé (H12,H6) on passe très progressivement à polyédrique par intermédiaire d'un horizon de transition (H18). L'étude précédente montre qu'il existe une transformation structurale microagrégat-polyèdre mais ne nous renseigne pas sur le sens de la transformation.

L'origine de la structure superficielle grumeleuse.

(b) Les différenciations texturales.

L'appauvrissement superficiel en argile. Sur tout le reste du profil la texture reste invariable.

(c) Les différenciations en couleur.

L'origine de l'horizon sombrique aval (H13).

(d) La superposition de l'horizon sombrique aval et de la différenciation polyédrique.

Quelle est la chronologie des processus?

(e) La différenciation de la litière.

La litière en P.3 étant composée d'une seule couche - restes végétaux plus ou moins frais, à structure facilement identifiable - la question repose sur la disparition des deux couches inférieures présentes dans le pôle amont étant donné le maintien de la végétation d'Eucalyptus.

3.1.1 Horizon microagrégé brun rougeâtre foncé 2.5YR (H12).

Les lames minces observées correspondent à 210 cm.

A. Fond matriciel.

Le squelette moins abondant par rapport au tiers supérieur de pente reste néanmoins identique qualitativement. Les quartz de 100 à 2000 μm sont sub-arrondis à sub-anguleux tandis que ceux inférieurs à 100 μm sont plutôt sub-anguleux à anguleux. La plupart des éléments les plus grossiers présentent un aspect corrodé (irrégularités de surface, fissures intraminérales, etc). Les runiquartz, légèrement moins abondants, représentent à peu près 20 à 40% du squelette quartzueux. Les opaques et les minéraux rouge cerise sont plus abondants. Les minéraux accessoires, tourmaline et zircon, sont encore présents, mais très rares.

Le plasma est plus abondant que le squelette. Il est très poussiéreux, beaucoup plus riche en microparticules ($< 1 \mu\text{m}$) que les précédents (pôle amont). On distingue quatre types de plasma selon la couleur (LR) et l'anisotropie:

- rouge, isotique avec des plages aseptiques et insépiques;
- brun rougeâtre, isotique avec quelques plages aseptiques et squel-voseptiques;
- brun, isotique;
- brun sombre, isotrope.

Le plasma brun rougeâtre est largement dominant, les plasmas brun sombre, brun et rouge sont beaucoup plus rares.

Différents types de microagrégats en fonction de la couleur (LR), de la forme et de la constitution sont présents. Par rapport au tiers supérieur de pente la couleur seule est différente:

- les microagrégats brun rougeâtre sont largement dominants parmi les microagrégats bruns, brun sombre et rouges (ces trois derniers étant beaucoup plus rares).

En ce qui concerne la forme les microagrégats prédominants sont mamelonnés de 100 à 600 μm , présentant des cavités polyconcaves ($< 30 \mu\text{m}$), avec ou sans quartz intramicroagrégats, ceux présents sont plutôt très fins ($< 100 \mu\text{m}$) et anguleux. Les grains de quartz plus grossiers ($> 200 \mu\text{m}$) se trouvent entre ces microagrégats. Les microagrégats ovoïdes (30-400 μm) sont très abondants.

La distribution relative peut être de type porphy-enaulique ou enaulique.

Les domaines à structure interne continue (ph.NB14) sont en réalité des isotubules, des fragments de ceux-ci ou des agrégats ovoïdes. Ils peuvent correspondre également à des zones compactées qui se trouvent autour des pédotubules et des chenaux.

Les vides sont composés principalement de cavités irrégulières intercommunicantes inférieures à 100 μm de diamètre. Les chenaux millimétriques sont très abondants.

B. Traits pédologiques.

Deux types de traits pédologiques ont été observés: pédotubules et nodules lithorelictuels.

Isotubules et agrotubules sont très abondants (ph.NB14).

Les différents types d'isotubules sont présents. Les isotubules à squelette quartzeux très fin ($< 100 \mu\text{m}$) et anguleux, bruns prédominants, brun sombre ou brun rougeâtre, très peu poreux sont particulièrement abondants dans cet horizon (ph.NB14).

Les différents types d'agrotubules sont également présents, à savoir: (a) les agrotubules centimétriques ($< 6 \text{ cm}$) à squelette quartzeux de tailles variées, avec des regroupements de microagrégats à dominance brun rougeâtre, ovoïdes, mamelonnés ou polyédriques ou homotypes rouges ou brun rougeâtre, ovoïdes ou mamelonnés et (b) les agrotubules millimétriques ($< 2 \text{ mm}$) sans quartz, avec des microagrégats brun rougeâtre, le plus souvent mamelonnés.

Quelques nodules lithoreliques d'isaltérite de basalte ont été observés. Ils sont très petits ($< 1 \text{ mm}$), ovoïdes, parfois polyédriques.

On retiendra dans l'horizon 12 les caractères suivants:

- la dominance du plasma brun rougeâtre (LR);
- la structure microagrégée, la dominance des microagrégats brun rougeâtre, mamelonnés et la distribution relative de type porphy-enaulique et enaulique;
- l'abondance des pédotubules et la présence de lithoreliques de basalte.

3.1.2 Horizon microagrégé brun rougeâtre foncé 5YR (H6).

Les lames minces observées correspondent à 170 et 195 cm.

A. Fond matriciel.

Le squelette est identique à celui de l'horizon 12 sous-jacent.

Le plasma est plus abondant que le squelette. Le plasma brun (LR) est largement dominant parmi les plasmas brun sombre, brun rougeâtre et rouge. Les caractères d'anisotropie sont les mêmes que ceux décrit précédemment.

Les différents types de microagrégats sont présents. Les microagrégats bruns sont largement dominants parmi les microagrégats brun rougeâtre, brun sombre et rouge. Les microagrégats bruns et brun sombre sont riches en microparticules ($< 10 \mu\text{m}$) de charbon de bois. Les formes dominantes sont les mêmes que celles du tiers supérieur de pente: ovoïdes et mamelonnés. Les grains de quartz plus grossiers ($> 200 \mu\text{m}$) se trouvent entre les microagrégats. La distribution relative est de type porphy-enaulique et enaulique.

En ce qui concerne les agrégats porphyriques, les remarques faites dans l'horizon précédent doivent être reprises.

La porosité est composée principalement de vides d'empilement inférieurs à $150 \mu\text{m}$.

B. Traits pédologiques.

Les remarques faites dans l'horizon sous-jacent doivent être retenues dans cet horizon.

Cet horizon présente toujours de nombreux fragments de charbons de bois; ils sont identiques à ceux observés dans le tiers supérieur de pente.

On retiendra dans l'horizon 6 de mi-pente les variations microscopiques suivantes par rapport au tiers supérieur de pente:

- la présence du plasma brun rougeâtre;
- la distribution relative porphy-enaulique;
- la particulière abondance des isotubules très denses et à squelette très fins et la présence des lithoreliques de basalte.

Les principales différences de cet horizon par rapport à l'horizon 12 sous-jacent portent sur:

- la dominance du plasma brun (LR);
- la dominance des microagrégats bruns, ovoïdes et mamelonnés;
- la présence des charbons de bois.

3.1.3 Horizon sombrique aval microagrégé (H13).

Les lames minces observées correspondent à 120, 140 et 150 cm.

A. Fond matriciel.

Le squelette ne présente pas de variation par rapport à l'horizon sous-jacent.

Les plasmas brun et brun sombre sont largement dominants à côté des plasmas brun rougeâtre et rouge.

Les microagrégats bruns et brun sombre sont largement dominants dans le fond matriciel (ph.C45), les microagrégats bruns sont légèrement plus abondants que les microagrégats brun sombre et les microagrégats rouges sont plus rares. Le plasma brun sombre est le plus riche en microparticules ($< 10 \mu\text{m}$) de charbon de bois. Les différents types en fonction de la forme et de la constitution sont présents. Les types dominants sont les mêmes que ceux de l'horizon 6 sous-jacent, sauf que dans cet horizon (H13) les microagrégats ovoïdes sont dans leur majorité plus arrondis. Les grains de quartz se trouvent entre les microagrégats.

Le plasma est plus abondant que le squelette. La distribution relative est de type porphy-enaulique et enaulique.

La porosité est composée principalement de vides d'empilement irréguliers et intercommunicants inférieurs à $150 \mu\text{m}$. Les chenaux millimétriques ($< 2\text{mm}$) sont abondants.

B. Traits pédologiques.

Les agrégats à structure interne continue sont dans la plupart des cas des isotubules ou des fragments d'isotubules. Les différents types d'isotubules observés dans les horizons sous-jacents sont présents.

Les agrotubules centimétriques avec des microagrégats rouges et grains de quartz de tailles variées sont fréquents. Les agrotubules millimétriques avec de microagrégats bruns et brun sombre sont très abondants.

Les pédotubules à parois brun sombre et à squelette très fin et anguleux sont particulièrement abondants, à l'exemple de ce que se passe également dans l'horizon sombrique amont (H8). Le plasma de la paroi de ces pédotubules est très semblable au plasma des microagrégats ovoïdes brun sombre.

Les types précédents de nodules lithoreliques d'isaltérite de basalte sont présents.

Les charbons de bois (ph.C46) sont très abondants, ils présentent toujours le même faciès que les précédents: faisceaux vasculaires distribués de manière homogène sur une coupe transversale. Il s'agit probablement de monocotylédones. Dans cet horizon ils sont encore plus abondants que dans l'horizon sous-jacent. Les gros débris (<5 cm) se trouvent systématiquement recoupés par des agrotubules (phs.C47 et NB15) de manière à les partager en débris de plus petite taille.

Quelques rares sites avec des argilanes ont été observés. Ils sont orangés (LP), biréfringents et localisés au bord des microagrégats, tapissant partiellement les vides d'empilement. Ils correspondent à des cutanes d'illuviation.

On retiendra dans cet horizon les caractères suivants:

- la dominance des plasmas brun et brun sombre;
- l'abondance des quartz à aspect corrodé et des runiquartz;
- la structure microagrégée, la dominance des microagrégats ovoïdes et mamelonnés brun sombre et bruns riches en microparticules de charbons de bois;
- l'abondance des pédotubules, des charbons de bois et la présence des lithoreliques de basalte.

Les principales différences de cet horizon avec l'horizon 6 sous-jacent portent sur:

- la plus forte abondance des microagrégats brun sombre, les microagrégats ovoïdes étant dans leur majorité plus arrondis;
- la plus forte abondance des pédotubules brun sombre et des charbons de bois;
- et la présence de rares argilanes.

Les traits micromorphologiques présents dans la paroi des pédotubules, tels que le squelette quartzueux trié fin (<100 μm) et la sous-structure microagrégée ovoïde indiquent une origine animale, d'un animal ayant des mandibules comme appareil constructeur, probablement des termites vu la couleur sombre du plasma.

Les parois lisses des agrotubules qui recoupent les charbons de bois (ph.NB15) indiquent que l'ouverture du chenal a été réalisée par un animal.

3.1.4 Horizon sombrique aval à structure composée (H18).

Les lames minces observées correspondent à 90 et 105 cm.

A. Fond matriciel.

Le squelette et le plasma ne présentent pas de variations par rapport à l'horizon sous-jacent.

Les domaines à structure interne continue présentent la distribution relative des éléments fins et grossiers de type porphyrique ou enau-porphyrique (ph.C48).

Leur couleur interne est hétérogène riche en plages ovoïdes (de 30 à 300 μm), brunes, brun sombre et moins fréquemment brun rougeâtre et rouges (ph.C49), les plus petites (<100 μm) sans quartz, les plus grandes (>100 μm) avec des grains de quartz à granulométrie très fine, ces plages étant systématiquement associées à des cavités polyconcaves anguleuses. Ces plages sont identiques en couleur et forme aux microagrégats ovoïdes du fond matriciel microagrégé (ph.C50).

Les agrégats porphyriques sont riches en cavités polyconcaves anguleuses simples (<30 μm) et les agrégats enau-porphyriques, plus poreux que les précédents, riches en cavités polyconcaves anguleuses mamelonnées (<100 μm) (ph.C48). Dans ces derniers on constate encore la présence d'une sous-structure microagrégée ovoïde.

Les domaines microagrégés sont composés par les mêmes types de microagrégats que les horizons sous-jacents. En ce qui concerne la couleur des microagrégats et leur abondance relative, rien ne change par rapport à l'horizon sous-jacent sauf que les microagrégats brun rougeâtre deviennent légèrement plus abondants.

En ce qui concerne la forme, les microagrégats mamelonnés prédominent, mais les microagrégats ovoïdes sont abondants (ph.C51). Les grains de quartz plus grossiers ($> 200 \mu\text{m}$) se trouvent accolés entre les microagrégats. Le plasma est plus abondant que le squelette. La distribution relative des éléments fins et grossiers est de type porphy-enaulique et moins fréquemment enaulique.

Les vides sont composés principalement par des vides d'empilement ($< 100 \mu\text{m}$) plus ou moins intercommunicants et par des cavités irrégulières ou polyconcaves ($< 100 \mu\text{m}$). Les chenaux millimétriques ($< 3 \text{ mm}$) sont très abondants.

La transition entre ces deux domaines structuraux est le plus souvent diffuse (ph.C52). Le contraste de l'hétérogénéité structurale est faible.

B. Traits pédologiques.

Les traits pédologiques observés ont été: les argilanes, les pédotubules, les nodules et les charbons de bois.

Cet horizon est riche en argilanes. On les trouve en abondance dans les domaines porphyriques et enau-porphyrique de façon non systématique et localisés. C'est-à-dire qu'on observe les mêmes types de domaines structuraux sans argilanes (ph.C53) d'une part et d'autre part lorsqu'ils sont présents ils ne se répandent pas sur tout l'agrégat mais ils restent localisés.

Ces argilanes sont orangés (LP), moyennement à fortement biréfringents (LPA) et à extinction ondulée donc avec les particules bien orientées, la transition avec la matrice argileuse isotique ou opaque est le plus souvent très abrupte (ph.C54). Ils se trouvent régulièrement au bord des vides sous forme de cuvette avec la concavité tournée vers le centre du vide.

Les argilanes peuvent être également présents dans les domaines microagrégés; dans ces cas les microagrégats ovoïdes et mamelonnés se trouvent liés les uns aux autres par des ponts d'argilanes.

Dans les domaines enau-porphyriques et porphyriques les argilanes se trouvent au bord des cavités polyconcaves en formant souvent des cuvettes (ph.C55). Dans les agrégats porphyriques les argilanes peuvent apparaître également isolés dans la matrice isotique ou isotrope sans rapport évident avec les vides; dans ce cas leur forme externe ressemble énormément à celle des vides polyconcaves (ph.C56). Dans certains agrégats on distingue parfois certains microagrégats ovoïdes ($30-200 \mu\text{m}$) complètement noyés au sein des argilanes (phs.C57 et C58).

Les agrotubules sont très abondants et les isotubules sont fréquents. Les différents types décrits dans les horizons sous-jacents sont présents. Les bords des chenaux et des agrotubules apparaissent régulièrement compactés.

Les nodules lithorelictuels de basalte et les charbons de bois sont fréquents.

On retiendra dans l'horizon 18 les caractères suivants:

- la dominance des plasmas brun et brun sombre, c'est l'horizon le plus sombre du profil;
- l'abondance des quartz à aspect corrodé et des runiquartz;
- la structure hétérogène constituée par la juxtaposition d'agrégats porphyriques et enau-porphyriques riches en vides polyconcaves et de domaines microagrégés, l'hétérogénéité en couleur au sein des agrégats marquée par des plages ovoïdes de couleurs différentes, l'hétérogénéité en couleur des microagrégats et la dominance des microagrégats bruns et brun sombre, mamelonnés;

- l'abondance, de manière localisée, des argilanes au sein des agrégats polyédriques et de certains domaines microagrégés, l'abondance des agrotubules, des lithoreliques de basalte et des charbons de bois.

Les faits tels que (a) l'identité de l'hétérogénéité en couleur entre les agrégats porphyriques et enau-porphyriques et les domaines microagrégés; (b) la sous-structure microagrégée ovoïde des agrégats porphyriques et enau-porphyriques manifestée par leur hétérogénéité en couleur ou par la forme dans le cas des agrégats enau-porphyriques et (c) la présence de vides polyconcaves anguleux, indiquent que les agrégats porphyriques et enau-porphyriques résultent d'une compactation mécanique du fond matriciel microagrégé.

Certains traits micromorphologiques des argilanes indiquent leur origine: migration et sédimentation. Ces traits sont les suivants: leur localisation, leur orientation, leurs transitions abruptes, leurs formes en cuvettes lorsqu'ils sont aux bords des vides ou de cavités polyconcaves lorsqu'ils sont au sein de la matrice.

Les principales différences entre cet horizon et l'horizon 13 sous-jacent portent sur:

- la structure hétérogène constituée par la juxtaposition de différents domaines structuraux, la forte abondance des agrégats porphyriques riches en vides polyconcaves et en argilanes, la dominance des microagrégats mamelonnés;
- l'abondance en argilanes.

3.1.5 Horizon polyédrique (H16).

Les lames minces observées correspondent à 40 et 75 cm.

A. Fond matriciel.

Le squelette est identique à celui de l'horizon sous-jacent.

Le plasma est homogène, très poussiéreux, brun rougeâtre (LR), isotique (LPA) avec des plages asépiques et squel-vo-insépiques.

L'assemblage est de type porphyrique. Les domaines microagrégés sont le plus souvent des agrotubules.

Les vides sont composés principalement de cavités irrégulières ($< 80 \mu\text{m}$). Les chenaux ($< 3 \text{ mm}$) et les fissures interagrégats (épaisseur et longueur inférieures à 80 et 800 μm respectivement) sont très abondants. Ces fissures (ph.C59) sont le plus souvent à parois concordantes, elles délimitent des agrégats polyédriques porphyriques ($< 1 \text{ cm}$) très riches en vides polyconcaves anguleux simples ($< 30 \mu\text{m}$).

B. Traits pédologiques.

Les seuls traits pédologiques observés ont été les argilanes, les pédotubules et les nodules.

Les argilanes sont d'une manière générale très abondants. Ils se trouvent de façon localisée dans le fond matriciel porphyrique, c'est-à-dire que l'on observe fréquemment des zones porphyriques sans argilanes.

Leurs caractères microscopiques sont identiques à ceux décrits dans l'horizon sous-jacent. Ils apparaissent soit aux bords des vides en forme de cuvette avec la concavité tournée vers le centre du vide, soit isolés au sein du fond matriciel et dans ce cas sans relation apparente avec des vides; les transitions sont très abruptes. Ils présentent parfois des microlitages; les microlits sont composés alternativement de zones poussiéreuses constituées de plasma orangé et de microparticules ($< < 1 \mu\text{m}$) apparemment opaques et de zones à plasma orangé sans microparticules, le microlitage étant souvent parallèle à la concavité dans le cas des cuvettes.

Les argilanes sont beaucoup plus rares dans les premiers 15 cm de cet horizon et ils sont très rares dans les domaines microagrégés et complètement absents dans les chenaux. Par rapport à l'horizon sous-jacent, ils sont beaucoup plus abondants.

Les agrotubules sont très abondants.

Les isotubules ou leurs fragments se trouvent parfaitement intégrés au fond matriciel. On les repère seulement par leur squelette quartzueux très fin ($< 100 \mu\text{m}$); ils sont nombreux.

Les mêmes types de nodules lithorelictuels de basalte décrits dans les horizons sous-jacents ont été observés en très faible quantité.

On retiendra dans l'horizon 16 les caractères suivants:

- le plasma brun rougeâtre (LR) homogène;
- l'abondance en quartz à aspect corrodé et en runiquartz;
- la structure polyédrique à assemblage porphyrique riche en vides polyconcaves et en argilanes;
- la présence en abondance des argilanes mais de façon localisée dans le fond matriciel;
- l'abondance des agrotubules et des isotubules à squelette très fin et la présence des lithoreliques de basalte.

Les principales différences de cet horizon par rapport à l'horizon 18 sous-jacent portent sur:

- le plasma brun rougeâtre, beaucoup plus homogène, plus clair et plus rouge;
- la structure fragmentaire polyédrique, la porosité plus faible, la présence de fissures;
- la plus forte abondance d'argilanes.

3.1.6 Horizon grumeleux (H19).

Les lames minces observées correspondent à 0-10 et 15 cm.

A. Fond matriciel.

Le squelette reste identique à celui des horizons sous-jacents.

Le plasma est très poussiéreux. Il est hétérogène en couleur (LR) mais à faible contraste: brun et brun rougeâtre, le plasma brun domine. En LPA ils sont isotiques.

Différents types d'agrégats sont présents. Quant à la couleur ils sont bruns ou brun rougeâtre, les premiers sont dominants.

Quant à la forme des agrégats ils peuvent être ovoïdes ($< 6 \text{ mm}$, parfois plus) ou cylindriques (longueur $< 2\text{-}3 \text{ cm}$, épaisseur $< 1 \text{ cm}$). Les agrégats cylindriques présentent très souvent toute une série de coupes internes parallèles et distribuées de manière répétitive dans la longueur (ph.NB16). Une partie des agrégats ovoïdes présentent des coupes externes et des microparticules ($< 100 \mu\text{m}$), dont certaines sont ovoïdes, de charbon de bois. Ces coupes externes correspondent à des microagrégats ovoïdes qui ont été colés contre la paroi de l'agrégat.

Le squelette quartzueux des agrégats est soit exclusivement très fin ($< 100 \mu\text{m}$), soit de tailles variées.

La plupart de ces agrégats sont encore riches en débris végétaux (< 600); ces débris n'ont pas de forme définie (ph.C60).

Les agrégats cylindriques à coupes internes, à squelette de taille variée et riches en débris végétaux sont largement dominants dans cet horizon (ph.NB17).

En ce qui concerne la porosité interne de ces agrégats, ils présentent régulièrement trois sortes de fissures:

- des fissures plus longues (mm) et qui sub-divisent les agrégats; ces fissures sont à l'origine d'une sous-structure polyédrique;
- des fissures plus courtes (de 100 à 400 μm) non sécantes intraagrégats (ph.NB16);
- et des microfissures (< 100 μm) intraplasmiques à parois non concordantes.

La distribution relative entre les éléments fins et grossiers dans les agrégats est de type porphyrique.

La porosité de cet horizon est constituée principalement par les chenaux (< 1 cm).

B. Traits pédologiques.

Pédotubules et charbons de bois sont les seuls traits pédologiques observés.

Les isotubules sont très abondants, ils correspondent aux agrégats cylindriques (ph.NB17).

Les agrotubules sont aussi très abondants. Ils peuvent être de très petite taille (< 2 mm), avec des microagrégats mamelonnés et sans quartz, toujours à l'intérieur des agrégats ou de taille plus importante (< 2-3 cm), avec des microagrégats ovoïdes, mamelonnés et polyédriques et des grains de sables.

Les granotubules sont communs. En plus de la présence des grains de quartz plus ou moins dépourvus de plasma, ils contiennent quelques microagrégats polyédriques.

On observe enfin quelques racines carbonisées en place.

On retiendra dans l'horizon 19 les caractères suivants:

- l'hétérogénéité du plasma, la dominance du plasma brun;
- la structure constituée principalement d'agrégats cylindriques et d'agrégats ovoïdes riches en débris végétaux;
- l'abondance des isotubules et des agrotubules, la présence des granotubules et l'absence des argilanes.

Les principales différences entre cet horizon et l'horizon 16 sous-jacent portent sur:

- la couleur du plasma beaucoup plus hétérogène, et d'une manière générale plus sombre et brune;
- la structure composée d'agrégats cylindriques et ovoïdes et la plus forte abondance des pores tubulaires;
- la plus forte abondance des isotubules et la présence des granotubules.

L'hétérogénéité en couleur de cet horizon, marquée par la présence d'agrégats ayant des couleurs plus rouges que celles environnantes et correspondant à la fois à celles des matériaux plus profonds, indique la présence d'une remontée.

La forme cylindrique d'un agrégat et la présence de coupes internes parallèles et répétitives dans la longueur indiquent l'origine de cet agrégat: formation à partir de la déjection anale d'un vers cylindrique - par exemple un vers de terre. Les coupes externes et les microparticules ovoïdes de charbon de bois dans les agrégats ovoïdes correspondants indiquent également leur origine: construction par un animal possédant des mandibules: éventuellement des termites.

La présence de débris végétaux à l'intérieur des agrégats correspond également à un autre témoin de leur origine animale. Comme ils se trouvent systématiquement à l'intérieur des déjections des vers-de-terre ce fait indique le comportement de ces animaux. Les débris végétaux doivent provenir de la litière.

On peut comprendre de cette façon la raison de la disparition des deux couches inférieures de la litière dans le pôle aval argileux à dominance des vers de terre.

3.1.7 Litière 2.

Cette litière est composée d'une seule couche, pas très épaisse, constituée de restes végétaux très frais ou en début de décomposition, tous à structure très facilement identifiable.

L'action des vers de terre dans l'incorporation de la litière dans le sol est plus rapide que son accumulation en surface.

3.1.8 Discussion.

3.1.8.1. Résumé des caractères micromorphologiques du profil P.3.

Les caractères micromorphologiques du profil P.3 sont résumés dans la figure 75.

(A) Structure.

(a) Microagrégats.

Couleur

Deux faits doivent être retenus:

- l'hétérogénéité en couleur des microagrégats à l'intérieur de chaque horizon pédologique;
- les dominances en couleur des horizons: en H12 ils sont plutôt brun rougeâtre, en H6 ils sont plutôt bruns, en H13 et H14 ils sont plutôt bruns et brun sombre.

Forme

La forme dominante ne varie pas beaucoup entre les horizons, les seules variations portent sur l'état de coalescence des microagrégats ovoïdes; dans les horizons 6 et 13 ces formes plus ou moins libres sont plus abondantes. On souligne en plus le fait que dans le volume 13, le plus sombre du profil, les microagrégats ovoïdes sont plus arrondis.

(b) Agrégats porphyriques.

Deux types principaux d'agrégats porphyriques peuvent être distingués par rapport au fond matriciel microagrégé environnant:

- un à très faible contraste dû à des transitions de structure diffuses, ils présentent un débit polyédrique, ils sont semblables en couleur et en distribution du squelette et systématiquement riches en vides polyconcaves, ils correspondent aux agrégats de l'horizon 18;
- un autre à très fort contraste avec des transitions très abruptes dues au moins à une couleur différente, à une distribution du squelette différente ou encore à une forme ovoïde ou cylindrique.

Cette distinction morphologique met en évidence également deux origines différentes.

L'origine du deuxième type nous le savons déjà, ce sont des isotubules biologiques, il s'agit d'une compactation bio-mécanique avec un tri biologique des constituants (plasma et squelette).

Par contre l'origine du premier type est beaucoup plus complexe car différents processus semblent être impliqués:

- d'une part, la compaction des microagrégats. La présence de l'hétérogénéité en couleur intraagrégats sous forme de plages ovoïdes identiques en forme et en couleur aux microagrégats ovoïdes, le fait qu'on arrive à délimiter encore dans ces agrégats des formes ovoïdes qui coalescent (sous-structure microagrégée ovoïde) et leur richesse en vides polyconcaves constituent les principales preuves de cette compaction. De plus on peut également conclure que cette compaction se produit sans aucun tri des constituants car ces agrégats porphyriques sont semblables en couleur et en distribution du squelette au fond matriciel microagrégé.

- et d'autre part la présence en abondance des argilanes au sein de ces agrégats. Il faut rappeler qu'ils sont présents de façon non systématique et localisée c'est-à-dire qu'il a beaucoup d'agrégats polyédriques porphyriques riches en vides polyconcaves sans traits d'origine biologique et sans argilanes et que, lorsqu'ils sont présents, ils ne se répandent pas sur tout l'agrégat de manière uniforme mais ils sont localisés. Ce que je veux dire par là c'est que, par ce fait, les agrégats polyédriques de l'horizon 14 ne peuvent pas résulter d'un colmatage systématique des microagrégats par les argilanes comme si ceci était le processus majeur, mais que le processus majeur est une compaction mécanique non biologique. Le phénomène qui est à l'origine des argilanes reste secondaire. On abordera plus loin les discussions à propos de la chronologie des processus de compaction et d'illuviation.

(B) Plasma.

Quatre types de plasma sont présents dans ce profil. Ils sont en LR: rouge, brun rougeâtre, brun et brun sombre. Les plasmas brun sombre et brun se distinguent des autres par le fait qu'ils sont riches en microparticules de charbon de bois.

Ainsi il faut retenir que:

- le plasma brun sombre est plus abondant dans les horizons 13 et 18, que ces horizons sont les horizons les plus sombres du profil et qu'ils sont situés en profondeur;
- le plasma de l'horizon 16 sus-jacent à l'horizon 18 est homogène brun rougeâtre de même couleur que celui de l'horizon 12 beaucoup plus profond.

(C) Traits pédologiques.

(a) Argilanes.

Les argilanes sont présents en abondance dans deux horizons pédologiques: dans l'horizon 18 et plus particulièrement dans l'horizon 16 où ils sont encore plus abondants.

Ces argilanes sont d'origine illuviale. Les principales évidences qui nous amènent à cette conclusion sont: la localisation aux bords des vides; l'orientation des particules; le microlitage; la forme en cuvette avec la concavité tournée vers le centre du vide; la forme semblable à celle des vides polyconcaves lorsqu'ils sont au sein de la matrice; la transition abrupte avec le fond matriciel; et la façon dont ils apparaissent au sein des domaines enauporphyrique, comme un pont entre les microagrégats.

(b) Isotubules.

Deux remarques importantes doivent être soulignées:

- l'abondance des isotubules cylindriques à coupoles internes riches en débris végétaux, composant majeur dans l'horizon superficiel (H19);
- et l'abondance des isotubules à squelette très fin dans les horizons 6, 12 et 13 et 18.

(D) Litière.

En ce qui concerne la litière en P.3 on peut conclure que:

- les débris végétaux à l'intérieur des isotubules proviennent de la litière et ils y sont incorporés par les vers de terre;
- les débris végétaux sont arrachés de la litière et incorporés aux agrégats plus rapidement que leur accumulation en surface, ce qui explique la présence d'une seule couche dans ce profil.

3.1.8.2 Les principales différenciations micromorphologiques verticales en mi-pente aval.

La figure 76 présente un rappel de certaines variations micromorphologiques verticales du profil P.3. De la base vers le sommet et en considérant caractère par caractère, sont elles:

(A) Structure.

Les faits macromorphologiques ont mis en évidence la présence d'une transformation structurale verticale microagrégat-polyèdre. L'étude microscopique montre à son tour le sens de la transformation et le processus en cours. La structure microagrégée se transforme en polyédrique par l'effet de la compactation mécanique non biologique; l'illuviation n'intervient que secondairement.

En surface la structure devient grumeleuse en raison d'une bioturbation très importante menée principalement par les vers de terre.

(B) Texture.

La texture reste invariable tout au long du profil sauf vers la surface où elle devient moins argileuse. Cet appauvrissement superficiel pouvant être associé éventuellement aux faits micromorphologiques suivants: présence très abondante en surface de fissures micrométriques intraplasmiques et intraagrégats et présence en faible quantité de sables propres.

(C) Couleur.

Les différents aspects liés à l'origine de l'horizon sombrique aval ne peuvent être bien étudiés en ne prenant que les données microscopiques. Pour cette raison, on reprendra ce sujet plus loin. On retiendra pour l'instant que cet horizon est composé principalement de microagrégats ovoïdes brun sombre riches en microparticules de charbon de bois et qu'il présente en abondance des fragments centimétriques de charbon de bois systématiquement envahis par des agrotubules.

On avance seulement la question de la chronologie entre les processus génétiques à l'origine de l'horizon sombrique et de la différenciation polyédrique qui se superpose au sommet de cet horizon: celle-ci est bien évidemment postérieure vu que la structure polyédrique se transforme à partir des microagrégats en gardant différents témoins (hétérogénéité en couleur, sous-structure, porosité) de la structure de départ.

3.2 Profil P.13.

Par comparaison avec les organisations pédologiques situées à l'amont les seules variations morphologiques observées dans ce profil concernent les horizons 3 et 14. Par ce fait ils ont été les seuls horizons à être étudiés à la loupe binoculaire et au microscope optique. Ainsi nous ne décrivons que ces variations et le nouvel horizon pédologique.

La superposition verticale des horizons pédologiques dans le profil P.13 mise en évidence lors de l'étude macromorphologique est la suivante: H11 : H12 : H6 : H13 : H6 : H17 : H3 : H10 : H5 et sur cet horizon repose la litière 1. L'horizon 13, le plus sombre du profil, apparaît à l'intérieur de l'horizon 6. Ces deux horizons sont riches en isotubules bruns et brun sombre et en fragments centimétriques de charbon de bois.

3.2.1 Horizon à structure composée et de transition latérale microagrégat-polyèdre (H14).

Les lames minces observées correspondent à 35 cm.

A. Fond matriciel.

Le squelette est identique qualitativement à celui de l'horizon 6. Les runiquartz représentent à peu près 30 à 50% du squelette quartzeux.

En LR le plasma est assez homogène, le plasma brun est largement dominant. En LPA il est isotique avec quelques plages asépiques. Au bord de la lame où l'épaisseur est inférieure à 30 μm , le plasma est aussi isotique mais beaucoup plus riche en plages asépiques et vosépiques.

Pour la structure, on retrouve les deux domaines distingués macroscopiquement, les agrégats à structure interne continue et les domaines microagrégés.

Les agrégats à structure interne continue et à débit polyédrique présentent un squelette quartzeux de taille variée. La distribution relative des éléments fins et grossiers est de type porphyrique et enau-porphyrique. Ces agrégats apparaissent systématiquement très fissurés (ph.C61) ; les fissures sont intraagrégats, de longueur et épaisseur respectivement inférieures à 500 μm et 50 μm ; elles forment une sorte de réseau qui délimite des microagrégats polyédriques à formes complémentaires. Les microfissures intraplasmiques sont également très abondantes.

La transition avec le fond matriciel microagrégé est le plus souvent diffuse, le contraste structural étant faible.

Les domaines microagrégés sont plutôt de type porphy-enaulique avec la prédominance des microagrégats polyédriques et mamelonnés (ph.C62). Parfois le domaine microagrégé est de type enaulique et dans ce cas, ce sont les microagrégats ovoïdes et mamelonnés qui prédominent. Pour un même volume les domaines microagrégés sont moins riches en plasma que les agrégats porphyriques.

La porosité est composée de vides d'empilement irréguliers et intercommunicants (<150 μm) et de vides intraagrégats, fissures et cavités.

B. Traits pédologiques.

Les seuls traits pédologiques présents dans cet horizon sont les pédotubules.

Isotubules et agrotubules sont abondants.

Les isotubules apparaissent dans la plupart des cas bien intégrés au fond matriciel porphyrique ; on les distingue soit par la distribution spécifique du squelette qui diffère de celle du fond matriciel environnant, soit par les vestiges de leurs formes externes sphériques, ovales ou cylindriques.

Les agrotubules de petite taille (<2 mm) sans quartz et à dominance de microagrégats mamelonnés sont les plus abondants.

On retiendra dans l'horizon 14 les caractères suivants:

- le plasma brun (LR);
- l'abondance des quartz à aspect corrodé et des runiquartz;
- la structure composée par la juxtaposition d'agrégats polyédriques porphyriques très fissurés et de domaines microagrégés à dominance de microagrégats polyédriques et mamelonnés;
- la présence des isotubules bien intégrés au fond matriciel porphyrique et l'abondance des agrotubules.

Les fissures intraagrégats sont alors à l'origine des microagrégats polyédriques (ph.C61).

A partir des caractères microstructuraux - destruction des agrégats à débit polyédrique et transformation en microagrégats - on peut conclure que cet horizon de transition latérale microagrégat - polyédre se forme à partir de la destruction latérale de l'horizon polyédrique (H16).

Les principales différences entre cet horizon et l'horizon sous-jacent (H6) portent sur:

- la structure par l'apparition en abondance des domaines à débit polyédrique porphyrique à transition diffuse et par la plus forte abondance des microagrégats polyédriques dans les domaines microagrégés;
- et la porosité plus faible.

3.2.2 Horizon hétérogène en couleur (H3).

Les lames minces observées correspondent à 10 cm.

Les principales différences par rapport au tiers supérieur de pente reposent sur:

- la structure plutôt massive, sans distinction entre domaines brun et rouge jaunâtre, avec un fond matriciel de type porphyrique très riche en vides polyconcaves (<30 μm) et la porosité beaucoup plus faible;
- la forte abondance de pédotubules bruns qui recourent les domaines rouge jaunâtre (phs.C8,NB18).

Les principales différences entre l'horizon 3 et l'horizon sous-jacent (H14) reposent sur:

- le plasma beaucoup plus hétérogène;
- la structure massive porphyrique, la plus forte abondance des sables propres;
- la plus forte abondance des pédotubules et des fragments de charbon de bois.

3.3 Profil P.9.

L'étude macromorphologique a mis en évidence la superposition verticale des horizons pédologiques suivants : H11 : H12 : H6 : H13 : H15 : H16 : H17 : H10 : H5 et sur cet horizon repose la litière 1. Nous allons décrire seulement les nouvelles organisations et les variations micromorphologiques des horizons pédologiques déjà décrits précédemment. Les nouvelles organisations correspondent aux horizons pédologiques H15 et H17. Les variations micromorphologiques concernent quelques caractères des horizons 13 et 16.

3.3.1 Horizon sombrique aval microagrégé (H13).

Les lames minces observées correspondent à 150 cm.

Les principales variations morphologiques par rapport au profil P.3 reposent sur la proportion relative et absolue des microagrégats brun sombre (LR): ils sont plus abondants dans ce profil.

On souligne de nouveau en ce qui concerne la forme et la taille dominantes des microagrégats dans cet horizon, le fait suivant: les microagrégats (ph.C63) le plus abondants sont ovoïdes (30 à 400 μm) et mamelonnés (<600 μm) riches en vides polyconcaves simples (<30 μm).

En ce qui concerne encore la taille des microagrégats ovoïdes, on ajoute que, dans certains sites, on constate une certaine hétérogénéité dans leur distribution en classes de taille, par exemple: dans certains sites les microagrégats ovoïdes dominants se trouvent compris entre 100 et 400 μm , dans d'autres les dominants sont plus petits, inférieurs à 150 μm et ainsi de suite.

3.3.2 Horizon à structure composée et de transition verticale microagrégat-polyèdre en mi-pente (H15).

Les lames minces observées correspondent à 90 cm.

A. Fond matriciel.

Le squelette est qualitativement semblable à celui de l'horizon 13. Les runiquartz, légèrement moins abondants que dans l'horizon sous-jacent, correspondent à peu près 20 à 40% des quartz.

Le plasma est poussiéreux. Sa couleur en LR est hétérogène à très faible contraste, le plasma brun est largement dominant. En LP il est homogène brun rougeâtre. En LPA le plasma est isotique avec de nombreuses plages asépiques, vo-insépiques et plus localement squelsépiques. On observe encore fréquemment de nombreuses plages plus isotropes, avec des formes ovoïdes (100-300 μm), complètement noyées dans la matrice isotique précédente.

Pour la structure on retrouve les deux domaines structuraux observés macroscopiquement ; agrégats à structure continue (agrégats à débit polyédrique) et domaines microagrégés.

Les agrégats à débit polyédrique présentent un squelette quartzueux de taille variée. La distribution relative est de type porphyrique. La porosité intraagrégat est composée de quelques fissures inférieures à 50 et 500 μm respectivement pour l'épaisseur et pour la longueur et de cavités polyconcaves et irrégulières inférieures à 30 et 100 μm . Les fissures délimitent des microagrégats polyédriques à formes complémentaires. Les agrégats porphyriques apparaissent avec ou sans argilanes.

Dans les domaines microagrégés les différents types de microagrégats selon la forme, la taille et la constitution sont présents ; les microagrégats polyédriques et mamelonnés sont largement prédominants. Quelques microagrégats polyédriques contiennent des papules (concentration plasmique présentant une transition abrupte avec la matrice environnante et interprétée par BREWER (1972) comme étant souvent un fragment d'argilane), ils résultent de la fissuration des agrégats porphyriques.

La distribution relative est de type porphy-enaulique. En proportion isovolume les domaines microagrégés sont moins riches en plasma que les agrégats porphyriques. La transition entre ces différents domaines structuraux est diffuse.

La porosité est composée de vides d'empilement ($< 150 \mu\text{m}$), de vides intraagrégats (fissures et cavités) et de chenaux.

B. Traits pédologiques.

Deux types principaux de traits pédologiques sont présents dans cet horizon : pédotubules et argilanes. Plus rarement on observe des nodules.

Deux types de pédotubules sont observés: isotubules et agrotubules. Ils sont abondants. Les isotubules se trouvent le plus souvent très bien incorporés aux agrégats porphyriques. On les repère grâce à la distribution de leur squelette (différente de celle du fond matriciel environnant) ou parfois par des vestiges de leurs formes externes.

Les agrotubules de petite taille ($< 2\text{mm}$) sans quartz et à microagrégats mamelonnés et les agrotubules centimétriques avec des grains de quartz et à microagrégats ovoïdes, mamelonnés et/ou polyédriques sont les plus abondants.

Les argilanes sont fréquents. On les retrouve seulement dans les agrégats porphyriques ; les domaines microagrégés et les chenaux ne contiennent pas d'argilanes. Ils sont orangés, moyennement biréfringents et à extinction ondulée. Ils apparaissent au sein du fond matriciel porphyrique soit sans rapport évident avec les vides (au moins sur le plan de la lame mince) soit au bord des cavités en forme de cuvette. Les transitions avec la matrice argileuse environnante sont abruptes.

On observe enfin des lithoreliques de basalte. Elles sont ovoïdes ou polyédriques et de 100 à 500 μm de diamètre.

On retiendra dans l'horizon 15 les caractères suivants:

- la dominance du plasma brun (LR);
- la structure hétérogène composée par la juxtaposition d'agrégats porphyriques avec ou sans argilanes et de domaines microagrégés, la présence de vides fissuraux et de cavités polyconcaves dans les agrégats porphyriques, la dominance des microagrégats polyédriques et mamelonnés dans les domaines microagrégés et la présence de papules dans certains microagrégats polyédriques;
- la présence abondante des pédotubules, les isotubules bien incorporés au fond matriciel porphyrique, la présence non systématique des argilanes dans les agrégats porphyriques et leur absence dans les domaines microagrégés et dans les chenaux, la présence de lithoreliques de basalte.

Pour les mêmes raisons que celles données précédemment, il s'agit d'argilanes illuviaux.

Les principales différences entre cet horizon et l'horizon sous-jacent 13 portent sur :

- la couleur du plasma plus claire;
- la structure beaucoup plus hétérogène, l'abondance des agrégats polyédriques porphyriques et des microagrégats polyédriques et la porosité globale plus faible;
- les isotubules beaucoup moins distincts du fond matriciel;
- la plus forte abondance en argilanes.

3.3.3 Horizon polyédrique (H16).

Les lames minces observées correspondent à 25, 38 et 60 cm.

Les principales différences par rapport à l'aval de mi-pente (Profil P.3) portent sur:

A. Fond matriciel.

- le squelette est plus abondant;
- le plasma (LR) est légèrement plus hétérogène, brun rougeâtre dominant et brun, en LPA on distingue de nombreuses plages ovoïdes plus isotropes noyées au sein de la matrice isotique riche en séparations plasmiques;
- les domaines microagrégés isolés dans le fond matriciel porphyrique sont plus abondants;
- les fissures interagrégats sont beaucoup moins abondantes;
- et les séparations plasmiques concentriques sont abondantes.

B. Traits pédologiques.

- les argilanes sont moins abondants. Au sommet de l'horizon (de 25 à 45 cm) les argilanes sont absents.

Les principales différences entre cet horizon et l'horizon sous-jacent (H15) reposent sur:

- la couleur du plasma plus rouge, brun rougeâtre (LR);
- la présence beaucoup plus faible des domaines microagrégés, la porosité globale plus faible.

La présence des plages ovoïdes plus isotropes noyées au sein de la matrice isotique, la présence de vides intraagrégats polyconcaves à bords anguleux et la présence d'isotubules incorporés au fond matriciel porphyrique indiquent que la structure polyédrique résulte d'une compaction de microagrégats.

Dans la transition verticale supérieure de l'horizon 16 on distingue deux zones structurales, une zone inférieure (sommet de l'horizon 16) et une zone supérieure (base de l'horizon 17). Ces zones caractérisent la transition structurale qui marque le passage vertical de l'horizon 16 à l'horizon 17.

Dans la zone inférieure:

La structure est composée par la juxtaposition à contraste plus ou moins forts de deux domaines structuraux différents (ph.C64) de taille centimétrique (< 3 cm):

- un domaine plus abondant qui occupe à peu près 60% de la surface de la lame et qui est composé d'agrégats polyédriques porphyriques (ph.NB19) plus ou moins fissurés et régulièrement envahis par des agrotubules. Tandis que le réseau de fissures délimite des microagrégats polyédriques à formes complémentaires les agrotubules renferment des microagrégats ovoïdes ou mamelonnés (ph.C65);
- et un autre domaine microagrégé à dominance de microagrégats mamelonnés et polyédriques.

La transition est plus ou moins abrupte. En proportion isovolume les domaines polyédriques porphyriques sont plus riches en plasma et moins poreux, la distribution du squelette reste identique car en LPA on n'est pas capable de les distinguer.

Dans la zone supérieure:

La structure est également composée par la juxtaposition de différents domaines structuraux (ph.C64):

- un domaine plus abondant, qui occupe à peu près 60% de la surface de la lame, microagrégé très poreux et à dominance de microagrégats polyédriques et mamelonnés;

- et un autre domaine plus dense (ph.C66), isolé dans le fond matriciel microagrégé, composé soit d'agrégats polyédriques porphyriques ou enau-porphyriques poreux très fissurés et riche en cavités irrégulières (ph.NB20) et régulièrement envahis par des agrotubules ou des isotubules peu poreux à poreux (fissures et cavités).

La transition est diffuse pour les agrégats polyédriques porphyriques et enau-porphyriques (faible contraste structural) et abrupte pour les isotubules (fort contraste). Ces domaines porphyriques sont toujours plus riches en plasma, en proportion isovolume, que les domaines microagrégés.

Ainsi dans cette zone on constate que:

Les domaines microagrégés deviennent plus abondants et les agrégats porphyriques au contraire moins abondants, cela en même temps qu'ils deviennent plus poreux (fissures et cavités) ; le contraste structural devient alors plus faible.

Les isotubules deviennent plus abondants et isolés dans le fond matriciel microagrégé, ils sont également traversés par des fissures et par des agrotubules. 2

L'organisation structurale de cette transition est très ressemblante (voire identique) à celle de l'horizon 14. En réalité nous pouvons à partir de l'étude microscopique définir cette transition comme étant la continuation latérale de l'horizon 14. Mais comme cette transition ne se produit que sur quelques centimètres (<5 cm), la partie aval de l'horizon 14 qui se superposerait alors sur l'horizon polyédrique (H16) en mi-pente n'a pas pu être dessinée sur la figure 37.

Donc, en fait, ce qui se passe dans ces transitions peut être traduit comme étant la destruction, en mi-pente, de l'horizon polyédrique, verticalement à partir de son sommet et latéralement en amont, il se retransforme en microagrégé.

3.3.4 Horizon à structure composée et de transition verticale au sommet de l'horizon polyédrique (H17).

Les lames minces observées correspondent à 10 et 20 cm.

A. Fond matriciel.

Le squelette est qualitativement semblable à celui de l'horizon sous-jacent.

Le plasma est poussiéreux. Sa couleur est plutôt homogène, brun en LR et brun rougeâtre foncé en LP. En LPA le plasma est isotique avec quelques plages asépiques et vosépiques.

Pour la structure on retrouve les deux domaines observés macroscopiquement, domaine microagrégé et agrégats à structure interne continue (ph.NB21).

Dans les domaines microagrégés les différents types de microagrégats, selon la forme, la taille et la constitution sont présents, les microagrégats mamelonnés et polyédriques sont les plus abondants. La plupart des grains de quartz, partiellement dépourvus de plasma, présentent seulement de fins lisérés non continus accolés à leur surface. La distribution relative est de type enaulique.

Les agrégats centimétriques sont porphyriques. Ils sont ovoïdes ou cylindriques. Ces derniers correspondent à des isotubules. Pour les raisons déjà données précédemment ces isotubules et agrégats ovoïdes sont d'origine biologique.

La porosité est composée principalement de vides d'empilement (<250 μm).

B. Traits pédologiques.

Les seuls traits pédologiques présents dans cet horizon sont les pédotubules.

Deux types de pédotubules sont observés, isotubules et agrotubules.

Les isotubules sont abondants (ph.NB21). Les différents types selon la distribution interne du squelette et la section transversale sont présents. Les transitions avec le fond matriciel environnant sont très abruptes. Les isotubules apparaissent régulièrement très fissurés.

Les agrotubules observés sont plutôt de petite taille (<2 mm), sans quartz, à microagrégats mamelonnés et intraagrégats, ils sont fréquents.

On retiendra dans l'horizon 17 les caractères suivants:

- la couleur brune du plasma;
- l'abondance des quartz à aspect corrodé et des runiquartz;
- la structure composée par la juxtaposition des domaines microagrégés et des agrégats porphyriques (isotubules et agrégats ovoïdes), la dominance des microagrégats mamelonnés et polyédriques dans les domaines microagrégés;
- l'abondance des pédotubules.

Les principales différences entre cet horizon et l'horizon sous-jacent H16 reposent sur:

- la couleur du plasma plus brune;
- le plasma moins riche en séparations plasmiques;
- la texture plus sableuse;
- la structure plus hétérogène, microagrégée riche en isotubules et agrégats ovoïdes et la porosité beaucoup plus importante.

3.3.5 Horizon superficiel à structure granulaire riche en sables blancs (H10).

Les lames minces observées correspondent à 0-10 cm.

Les principales variations par rapport au tiers supérieur de pente (profil P.7) portent sur:

- la couleur (LR) du fond matriciel plus homogène ; les agrégats à plasma plus clair et plus rouge ne sont pas abondants ;
- l'abondance relative des isotubules cylindriques à coupes internes ; ils sont légèrement plus abondants dans ce profil (ph.NB22);
- les domaines riches en sables propres qui sont plutôt de type monique.

Il faut ajouter que :

- les agrégats ovoïdes présents dans cet horizon ne présentent pas de débris végétaux;
- les agrégats, d'une manière générale, sont régulièrement envahis par de petits agrotubules (< 1-2 mm) à microagrégats ovoïdes et mamelonnés de très petite taille (< 100 μ m) et sans quartz ; certains agrégats se trouvent complètement transformés en place en microagrégats (phs.NB23 et NB24).

Ces microagrégats ressemblent beaucoup à des boulettes fécales (ph.NB24): les tailles sont très calibrées, les formes ovoïdes et ils se trouvent dans des agrotubules. Leur origine est animale, un animal de petite taille.

3.3.6 Discussions.

3.3.6.1 Les principales différenciations micromorphologiques en mi-pente amont.

Un résumé des caractères microscopiques des profils P.13 et P.9 est fourni dans les figures 77 et 78.

Les principales différenciations micromorphologiques verticales de la mi-pente amont sont le mieux représentées dans le profil P.9. La figure 79 illustre ces différenciations.

Ainsi de la base vers le sommet nous constatons:

Structure

De microagrégé (H13) on passe à une structure polyédrique (H16) par augmentation des domaines à débit polyédrique porphyrique au sein du fond matriciel microagrégé. Ce passage se fait très progressivement par l'intermédiaire d'un horizon de transition où la structure est composée par la juxtaposition de domaines polyédriques porphyriques et des domaines microagrégés (H15).

Un certain nombre de faits observés au sein des agrégats polyédriques porphyriques tels que la présence d'une sous-structure microagrégée ovoïde marquée par l'hétérogénéité du plasma, la présence de vides polyconcaves anguleux ainsi que la présence d'isotubules incorporés au fond matriciel indiquent le sens de la transformation structurale et son processus: ces agrégats se forment à partir des microagrégats ovoïdes par compaction.

Ensuite vers le sommet de l'horizon polyédrique (H16) la structure redevient composée par la juxtaposition des agrégats polyédriques porphyriques et de domaines microagrégés, les agrégats porphyriques deviennent de plus en plus poreux - fissurés et envahis par des agrotubules - et moins abondants ; on passe alors à l'horizon 17 avec l'augmentation des isotubules et agrégats ovoïdes isolés dans le fond matriciel microagrégé ; ce passage est plus rapide.

Les faits observés dans la transition au sommet de l'horizon polyédrique mettent également en évidence le sens de la transformation structurale et ses processus: il se détruit et se retransforme en microagrégats. Les processus étant en rapport avec les phénomènes de fissuration et de bioturbation, le premier à l'origine des microagrégats polyédriques, le deuxième à l'origine des microagrégats ovoïdes.

Encore plus encore vers le haut, les isotubules et agrégats ovoïdes, tous deux d'origine biologique, deviennent plus abondants en même temps que les sables propres ; ceux-ci apparaissent d'abord dispersés dans le fond matriciel microagrégé, ensuite sous forme de domaines juxtaposés aux isotubules (H10) et puis concentrés sous la litière (H5).

C'est exactement la même chose qui se passe en tiers supérieur de pente. Les sables blancs sont le résultat du phénomène d'appauvrissement superficiel: fissuration, dissociation plasma-squelette, départ de plasma et accumulation de squelette quartzeux.

Latéralement, la transition microagrégat (H6) - polyèdre (H16) se produit de la même manière que verticalement au sommet de l'horizon polyédrique, par intermédiaire d'un horizon de transition (H14) à structure composée.

Les faits microscopiques observés dans cette transition latérale - transformation des agrégats polyédriques porphyriques en microagrégats - indiquent également le sens latéral de la transformation en mi-pente et ses processus: l'horizon microagrégé (H6) se transforme

à partir de l'horizon à structure composée (H14) et ceci à partir de la transformation de l'horizon polyédrique. Les processus se manifestent également à travers les phénomènes de fissuration et de bioturbation.

Texture

La texture ne varie qu'en surface à partir du sommet de l'horizon polyédrique. Ces variations texturales accompagnent les transformations structurales qui débutent au sommet de l'horizon polyédrique avec l'apparition de plus en plus abondante des sables propres. Ces variations résident dans le départ d'argile.

Couleur

Le seul trait à retenir en ce qui concerne la différenciation plasmique est la dominance des microagrégats ovoïdes brun sombre riches en microparticules de charbon de bois dans l'horizon sombrique (H13) intercalés par des horizons à plasma beaucoup plus clair et plus rouge. Cependant, le problème de l'origine de cet horizon plus sombre de profondeur ne sera bien abordé que si on considère l'ensemble des données dont nous disposons.

En dernière remarque on souligne que la discussion des différents processus et mécanismes à l'origine de ces différenciations pédologiques seront repris plus loin.

4. Tiers inférieur de pente.

Comme la plupart des caractères micromorphologiques des horizons pédologiques se répètent, on se contentera de décrire seulement leurs variations lorsqu'elles existent et bien entendu les nouveaux horizons.

4.1 Profil P.4.

L'étude macromorphologique a mis en évidence la superposition verticale des horizons pédologiques suivants : H11: H12: H20: H16: H19.

Les variations micromorphologiques par rapport au profil P.3 concernent les horizons 11, 12, 16 et 19 et la présence d'un nouvel horizon pédologique (H20).

Les variations micromorphologiques par rapport au profil P.3 reposent d'un côté sur l'ensemble du profil et d'un autre côté particulièrement sur l'horizon 16.

Pour l'ensemble du profil sur:

- l'abondance plus faible du squelette quartzeux, des quartz à aspect corrodé [$< 50\%$ des quartz plus grossiers ($> 100 \mu\text{m}$)] et des runiquartz [10 à 30% des quartz plus grossiers ($> 100 \mu\text{m}$)] et la présence de grains de quartz issus des géodes de basalte;
- l'abondance plus forte des minéraux opaques et des lithoreliques de basalte ; ces lithoreliques sont composées de nodules (la plupart de 100 à 600 μm) ovoïdes ou polyédriques, de vésicules de basalte ou leurs fragments et de fantômes de minéraux ferromagnésiens pseudomorphosés par un plasma orange ou jaune, ferrugineux, biréfringent et à extinction droite ; les lithoreliques sont très abondantes.

Les nodules lithorelictuels présentent un faciès de basalte qui est identique soit à celui de l'altérite rouge sous-jacente qui constitue le substrat rocheux de ce profil P.4, soit à ceux des faciès grisâtres encore plus profonds dans le même profil et qui constituent le substrat rocheux des profils de sols situés plus à l'aval (P.5, P.11, etc).

Lors d'une étude précédente (MIKLOS, 1986) nous avons caractérisé dans le pôle aval la présence d'altérites basaltiques composées par différents faciès superposés verticalement. La présence dans le profil P.4 de nodules lithorelictuels basaltiques présentant le même faciès que celui sous-jacent au faciès d'altérite de basalte qui constitue le substrat rocheux de ce profil P.4 démontre ce qu'on suspectait déjà à partir de la forme souvent ovoïde de ces nodules et de leur taille ressemblant aux microagrégats ovoïdes, c'est-à-dire que ces nodules ne peuvent être présents dans le profil P.4 que par un prélèvement et une remontée faunique.

Pour l'horizon 16 sur:

- l'abondance plus forte des domaines microagrégés;
- la présence d'argilanes en quantité plus faible ; ils sont peu abondants.

4.11 Horizon à structure composée et de transition verticale microagrégat - polyèdre (H20).

Les lames minces observées correspondent à 90 cm.

A. Fond matriciel.

Le squelette est composé de quartz (20 à 800 μm), d'opacques (1 à 300 μm), de cristaux rouge cerise (1 à 60 μm), de fantômes de minéraux lithorelictuels ferro-magnésiens (10 à 100 μm) pseudomorphosés par un plasma orangé ou jaune, biréfringent et à extinction droite et de très rares cristaux de tourmaline et de zircon. La forme des quartz et des opacques est la même que dans les profils précédents ; les seules variations portent sur la plus faible abondance du squelette qui a été déjà mise en évidence ci-dessus.

Le plasma est très poussiéreux. Sa couleur en LR est hétérogène à faible contraste: le plasma brun rougeâtre est largement dominant parmi les plasmas rouge foncé, brun et brun sombre. En LP le plasma dominant est brun rougeâtre foncé et en LPA isotique avec des plages aseptiques et de séparations plasmiques vo-insépiques et concentriques.

Pour la structure nous retrouvons les deux domaines structuraux: les agrégats peu poreux à structure interne continue et les domaines très poreux microagrégés.

Parmi les agrégats à structure interne continue, on distingue deux types: les isotubules et les agrégats polyédriques porphyriques ou enau-porphyriques d'origine non biologique. Les isotubules se distinguent facilement par la distribution interne du squelette souvent beaucoup plus riche en grains très fins (< 100 μm), par leur formes externes sphériques ou cylindriques, très différentes de celles du fond matriciel environnant, par leur assemblage interne souvent très dense et par leurs transitions très abruptes. Les agrégats polyédriques porphyriques ou enau-porphyriques au contraire présentent toujours une distribution interne du squelette très homogène par rapport au fond matriciel environnant ; ils sont moins denses que les isotubules et leurs transitions sont toujours diffuses ; le contraste structural entre ces agrégats et les domaines microagrégés est beaucoup plus faible.

Ces agrégats polyédriques présentent encore comme caractères:

- des cavités polyconcaves anguleuses simples (< 30 μm) ou mamelonnées (< 100 μm) ; ces dernières sont beaucoup plus abondantes dans les agrégats enau-porphyriques ;
- une sous-structure ovoïde de 20 à 300 μm qui est marquée par des plages de couleurs (LR) différentes (rouge foncé, brun ou brun sombre) de celle dominante (brun rougeâtre) dans le cas des agrégats porphyriques et enau-porphyriques ou dans le cas seulement des agrégats enau-porphyrique par des éléments de la forme.

Dans les domaines microagrégés, le fond matriciel est de type porphy-enaulique et moins souvent enaulique, les microagrégats mamelonnés de 100 à 600 μm prédominent, les microagrégats ovoïdes de 100 à 300 μm sont très abondants, leur squelette quartzueux lorsqu'il est présent se compose exclusivement de grains très fins et anguleux.

La porosité est composée principalement de vides d'empilement inférieurs à 100 μm .

B. Traits pédologiques.

Les traits pédologiques observés dans l'horizon 20 sont les suivants: pédotubules, argilanes, néostrianes, lithoreliques et charbons de bois.

Deux types de pédotubules sont observés: isotubules et agrotubules. Les isotubules très compacts et riches en squelette quartzueux fins (<100 μm) sont particulièrement abondants. Les agrotubules, très abondants, se partagent en deux groupes: les plus petits (<2 mm) sans quartz et les plus grands avec quartz ; les microagrégats sont ovoïdes ou mamelonnés.

Les argilanes sont peu abondants, ils se trouvent au sein des agrégats polyédriques de la même façon que dans l'horizon 18 du profil P.3 ; leurs caractères microscopiques sont aussi les mêmes.

Les néostrianes sont communs, ils se trouvent au bord des microagrégats ovoïdes ; ces mêmes traits sont observés aussi au sein des agrégats polyédriques comme des séparations plasmiques concentriques.

Les lithoreliques de basalte sont très abondantes. Elles ont déjà été caractérisées ci-dessus.

Les charbons de bois ne sont pas très abondants, on observe quelques fragments centimétriques à structure interne identique à celle des charbons observés en profondeur (110 à 180 cm) dans les profils de l'amont. On trouve ces charbons entre 70 et 180 cm de profondeur.

On retiendra dans l'horizon 20 les caractères suivants:

- l'hétérogénéité du plasma, la dominance du plasma brun rougeâtre;
- la présence des quartz à aspect corrodé et des runiquartz;
- la structure composée par la juxtaposition d'agrégats polyédriques porphyriques enauporphyriques et de domaines microagrégés, l'abondance des cavités polyconcaves dans les domaines polyédriques et leur sous-structure ovoïde de 20 à 300 μm de diamètre marqués soit par l'hétérogénéité en couleur (LR) soit par leur forme, la dominance de microagrégats mamelonnés dans les domaines microagrégés et l'abondance des microagrégats ovoïdes; la porosité composée principalement de vides d'empilement;
- l'abondance des pédotubules (isotubules et agrotubules); la présence d'argilanes en faible abondance au sein des agrégats polyédriques et l'abondance des lithoreliques de basalte.

L'existence d'une sous-structure microagrégée ovoïde, les variations de couleur associées, les séparations plasmiques concentriques et les vides polyconcaves anguleux indiquent le développement de la structure polyédrique à partir d'une coalescence des microagrégats.

4.2 Transition latérale entre la mi-pente et le tiers inférieur de pente.

La différenciation latérale entre la mi-pente et le tiers inférieur de pente est caractérisée, entre autres, par le recouvrement de la différenciation structurale polyédrique sur les matériaux plus sombres de profondeur (horizons sombriques) représentée par l'horizon 21 décrit micromorphologiquement ci-dessous.

4.2.1 Horizon sombrique polyédrique (H21).

A. Fond matriciel.

On caractérisera seulement le plasma et la microstructure. Les autres caractères restent semblables aux profils P.3.

Le plasma est poussiéreux. Sa couleur en LR est hétérogène à faible contraste très souvent marquée par des plages ovoïdes de couleur différente de la couleur dominante. Le plasma brun est dominant parmi les plasmas brun rougeâtre, qui est abondant, rouge foncé et brun sombre, ces deux derniers étant peu abondants. En LP le plasma dominant est brun rougeâtre foncé, en LPA il est isotique avec des nombreuses plages vosépiques et quelques plages asépiques et squelsépiques. Les plages brun sombre sont plus riches en microparticules (2 à 60 μm) de charbon de bois.

Les agrégats polyédriques sont riches en vides polyconcaves ($< 30 \mu\text{m}$) et ils présentent souvent une sous-structure microagrégée ovoïde qui est marquée par les plages de couleur (LR) différente (principalement brun sombre et rouge foncé) de celle dominante (brun suivi de brun rougeâtre). Le diamètre de ces plages varient de 30 à 300 μm , elles sont identiques en couleur, forme et taille aux microagrégats ovoïdes des horizons sous-jacents.

B. Traits pédologiques.

Nous avons observé quatre types principaux de traits pédologiques: pédotubules, argilanes, néostrianes et lithoreliques.

Les pédotubules sont très abondants, isotubules et agrotubules. Les isotubules se trouvent très bien intégrés au fond matriciel porphyrique. Les agrotubules constituent la plupart des domaines microagrégés observés macroscopiquement.

Les argilanes ne sont pas très abondants et ils sont très localisés: ils se trouvent au sein de certains agrégats polyédriques porphyriques soit de façon isolée (sans rapport évident avec un vide) soit au bord des cavités sous forme de cuvettes. Ils présentent les mêmes caractères microscopiques (couleur, anisotropie, etc) que les argilanes du profil P.3. On ne voit jamais d'argilanes au bord des fissures, des chenaux ou des vides intermicroagrégats. La surface de la lame mince qui se présente sans argilane est largement plus abondante.

Les néostrianes sont communs, ils apparaissent à la périphérie des microagrégats ovoïdes. Autrement ils se trouvent au sein du fond matriciel porphyrique.

Les lithoreliques de basalte sont très abondantes. On observe enfin quelques petits fragments de charbon de bois.

4.3 Profil P.17.

L'étude macromorphologique a mis en évidence la superposition verticale d'horizons suivante: H11 : H20 : H16 : H19 : litière 1. L'horizon 11 est alors caractérisé micromorphologiquement. Par rapport au profil P.4 les horizons H20, H16 et H19 présentent des variations de couleur du plasma, de structure et de certains traits pédologiques. On décrira seulement l'horizon 11 et les variations micromorphologiques des horizons H20, H16 et H19.

4.3.1 Horizon microagrégé rouge foncé (H11).

Les lames minces observées correspondent à 180 cm.

A. Fond matriciel.

Le squelette est composé de quartz (20 à 800 μ m), de minéraux opaques (1 à 300 μ m), de cristaux rouge cerise (1 à 60 μ m) et de minéraux ferro-magnésiens (5 à 150 μ m) pseudomorphosés par un plasma ferrugineux orangé ou jaune, biréfringent et à extinction droite. Les quartz sont bien espacés les uns des autres, les grains plus grossiers (> 100 μ m) sont arrondis à sub-anguleux et les grains plus fins (< 100 μ m) sub-anguleux à anguleux ; ceux à aspect corrodés sont nombreux mais ils représentent moins de 50 % des grains plus grossiers, les runiquartz correspondent de 10 à 30% des quartz plus grossiers. Les opaques sont anguleux à sub-arrondis.

Le plasma est très poussiéreux. Sa couleur en LR est très homogène rouge foncé et en LP brun rougeâtre foncé. En LPA le plasma est isotique avec des plages asépiques et vosépiques.

Dans l'assemblage microagrégé la distribution relative est de type porphy-enaulique, les microagrégats mamelonnés de 100 à 600 μ m sont largement dominants ; ils présentent une sous-structure ovoïde de 20 à 300 μ m de diamètre et des vides intramicroagrégats polyconcaves anguleux. Les microagrégats ovoïdes de 60 à 300 μ m plus ou moins libres sont très abondants (ph.C67) ; lorsqu'ils présentent des quartz, ceux-ci sont toujours très fins (< 100 μ m) et anguleux. Les grains de quartz plus grossiers (< 100 μ m) se trouvent entre les microagrégats.

Les agrégats à structure interne continue isolés dans le fond matriciel microagrégé sont des isotubules ou bien ils correspondent à des zones compactées autour des chenaux et des agrotubules.

La porosité est composée principalement de vides d'empilement inférieure à 100 μ m de diamètre.

B. Traits pédologiques.

Nous observons deux types de traits pédologiques dans cet horizon: pédotubules, néostrianes et lithoreliques de basalte.

Parmi les pédotubules nous avons observé les isotubules et les agrotubules, qui sont très abondants (ph.NB25).

Les isotubules à squelette trié sont particulièrement abondants, ils sont très compacts. Leur fragmentation est à l'origine des microagrégats polyédriques qui restent dispersés dans le fond matriciel.

Les agrotubules sont de deux types: petits (< 2mm), sans quartz et à microagrégats principalement mamelonnés ou plus grands, de taille centimétrique, avec quartz et à microagrégats ovoïdes et mamelonnés. Ces microagrégats sont identiques à ceux composant le fond matriciel.

Les néostrianes sont communs, ils se trouvent au bord des microagrégats ovoïdes.

Les lithoreliques de basalte sont très abondantes. Ces lithoreliques sont composées de nodules lithorelictuels, de vésicules de basalte entières ou fragmentées et de minéraux ferro-magnésiens pseudomorphosés par un plasma ferrugineux. La plupart des nodules

lithorelictuels sont ovoïdes ou polyédriques, de 60 à 500 μm ; leur faciès est caractérisé par la présence de minéraux opaques en forme d'acicules ou d'assemblage en arêtes de poisson. Ces nodules apparaissent régulièrement à l'intérieur des agrotubules.

On retiendra dans l'horizon 11 les caractères suivants:

- le plasma très homogène rouge foncé (LR);
- la présence de nombreux grains de quartz à aspect corrodé et des runiquartz;
- la structure microagrégée à assemblage de type porphy-enaulique, la dominance des microagrégats mamelonnés et la présence abondante des microagrégats ovoïdes;
- la forte abondance des isotubules, agrotubules et des lithoreliques de basalte.

4.3.2 Variations des horizons H16, H19 et H20.

Les lames minces observées correspondent à 0, 10, 55 et 120 cm.

Dans le profil P.17 les principales variations des horizons 16, 19 et 20 par rapport au profil P.4 reposent:

Pour l'ensemble des horizons H11, H16, 19 et 20 sur:

- la plus forte abondance des lithoreliques de basalte et l'exclusivité du faciès à minéraux opaques en acicules ou arêtes de poisson des nodules lithorelictuels.

Pour les horizons 16 et 20 sur:

- la couleur des plasmas (LR) plus rouges et homogènes;
- la plus forte abondance des argilanes orangés, à biréfringence forte à moyenne, extinction roulante, souvent bien orientés, parfois microlités et avec des limites abruptes (phs.C68 et C69).

Ils sont aussi beaucoup plus abondants que dans le profil P.3. Ils sont abondants dans l'horizon de transition (H20) et très abondants dans l'horizon polyédrique (H16). Leur localisation est toujours, comme dans les profils précédents, très particulière.

Dans l'horizon 20 ils se trouvent: (a) soit au sein des agrégats polyédriques porphyriques sous forme de cuvette au bord des cavités ou isolés, sans rapport évident avec les vides, dans le fond matriciel porphyrique et dans ce cas ils ont souvent la forme des cavités polyconcaves; (b) soit au sein des domaines enau-porphyriques sous forme de cuvette au bord des cavités ou sous forme de pont entre les éléments qui forment la sous-structure.

Dans l'horizon 16 ils se trouvent au sein des agrégats polyédriques porphyriques (ph.C69) dans les mêmes situations que dans l'horizon 20. On ne trouve jamais d'argilanes ni au bord des fissures ou des tubules ni au bord des vides d'empilement. D'ailleurs dans l'horizon 16 ce sont les fissures qui recoupent souvent les argilanes (phs.C70 et C71). Leur distribution est très hétérogène ; dans certains agrégats polyédriques ils sont plus ou moins regroupés et très abondants et dans d'autres ils sont complètement absents ou très peu abondants. Au sommet de l'horizon 16, sur les 15 premiers centimètres, les argilanes sont très rares ou absents.

Particulièrement pour l'horizon 15 sur:

- l'abondance plus forte des séparations plasmiques vosépiques (ph.C72);
- l'abondance plus faible des domaines microagrégés isolés au sein du fond matriciel porphyrique ; d'ailleurs la plupart des domaines microagrégés présents sont des agrotubules (ph.NB26);
- le réseau de fissures interagrégats polyédriques (ph.C73) beaucoup plus développé ; ces fissures sont inférieures à 1000 μm et 80 μm respectivement pour la longueur et l'épaisseur.

En plus de ces remarques il faut ajouter pour l'ensemble du profil P.17 les observations suivantes:

- la présence en abondance des vides polyconcaves (<30 μm) dans les agrégats polyédriques porphyriques des horizons 16 et 20;
- la porosité tubulaire très abondante dans tout le profil ; les chenaux moyens et grossiers (2 à 10 mm) prédominent dans les dix premiers centimètres de sol et les pores tubulaires fins (<2 mm) prédominent sur tout le reste du profil.
- la présence de quelques rares fragments de charbon de bois, du même type que les précédents, entre 60 et 160 cm de profondeur.

4.4 Profil P.5.

L'étude macromorphologique a mis en évidence la superposition verticale d'horizons suivante: H11: H20 : H16 : H19 : litière 1. L'altérite de basalte à la base du profil de sol (1.8 m) présente le faciès brun grisâtre foncé vésiculaire riche en opaques sous forme d'acicules ou d'arêtes de poisson.

Quelques variations micromorphologiques par rapport aux profils précédents (P.4 et P.17) ont été observées, telles que : la couleur (LR) du plasma; certains caractères du squelette et des traits pédologiques des horizons 11, 16, 19 et 20 et la porosité intraagrégat de l'horizon 16. Nous décrirons seulement ces variations plus les observations sur la transition entre l'altérite et l'horizon 11.

Les variations morphologiques observées concernent à la fois l'ensemble des horizons pédologiques d'une part et d'autre part particulièrement les horizons 16 et 20.

Ainsi, pour l'ensemble des horizons, les variations reposent sur:

- la couleur du plasma (LR) moins rouge, brun rougeâtre foncé à brun jaunâtre foncé dans les cas des horizons 11, 16 et 20;
- l'abondance plus faible des quartz à aspect corrodé et des runiquartz, ceux-ci représentant moins de 10% de quartz plus grossiers (> 100 μm); la présence d'opaques sous forme de minces lamelles ou de fragments d'acicules;
- l'abondance plus forte en lithoreliques de basalte, les nodules lithorelictuels présentent la même morphologie que ceux présents dans les profils précédents ; leurs faciès sont les mêmes que celui de l'altérite sous-jacente.

Plus particulièrement pour les horizons 16 et 20 la variation porte sur:

- l'abondance beaucoup plus faible des argilanes par rapport au profil P.17. Ils sont très peu fréquents dans l'horizon 20 et plus ou moins fréquents dans l'horizon 16. Leurs caractères microscopiques, leur localisation et leur distribution sont toujours les mêmes que dans les profils précédents, la seule différence porte sur un seul cas observé et il s'agit de la présence d'argilanes tout au long d'une fissure observée dans l'horizon 16.

En plus de toutes ces considérations, il est important d'ajouter certaines remarques complémentaires ; elles concernent:

- la forte abondance de pédotubules dans l'horizon 11;
- la transition très abrupte entre l'altérite de basalte et les organisations microagrégées de l'horizon 11;

- la forte abondance d'agrotubules au sein de l'altérite basaltique (ph.NB27), ces agrotubules étant comblés de microagrégats (phs.NB28 et C74) ovoïdes (30 - 500 μm) et mamelonnés (100 - 800 μm) et de nodules ovoïdes (60 - 500 μm) lithorelictuels de basalte ; ces microagrégats sont identiques à ceux du fond matriciel de l'horizon 11;
- et la présence de cristalarias de calcédoine (ph.C75) sous forme de pont entre les microagrégats ovoïdes et mamelonnés de certains agrotubules présents dans des fragments d'altérite noyés au sein du fond matriciel microagrégé à la base de l'horizon 11.

Ces agrotubules qui percent l'altérite basaltique sont d'origine animale, un animal fabrique des microagrégats ovoïdes de différentes tailles et à squelette trié, c'est-à-dire éventuellement en employant des mandibules ; nous croyons qu'il s'agit de termites.

4.5 Discussions.

4.5.1 Les principaux caractères micromorphologiques du tiers inférieur de pente.

Un résumé des principaux caractères micromorphologiques observés en tiers inférieur de pente (H21 et profil P.17) est présenté dans les figures 80 et 81.

4.5.1.1 Structure.

(A) Microagrégats.

En ce qui concerne les types de microagrégats il est important de savoir que:

- les microagrégats dominants sont mamelonnés de 100 à 600 μm ;
- les microagrégats ovoïdes de 30 à 300 μm sont très abondants;
- le squelette quartzé des microagrégats est exclusivement très fin;
- la couleur des microagrégats est hétérogène dans l'horizon 12;

En ce qui concerne les caractères des microagrégats, trois faits doivent être retenus à propos des microagrégats mamelonnés:

- les bords arrondis, typiques des microagrégats mamelonnés;
- la sous-structure ovoïde de 20 à 300 μm ;
- la présence de vides intramicroagrégats polyconcaves anguleux.

Trois autres faits sont à retenir à propos des microagrégats ovoïdes:

- leur formes externes très arrondies;
- lors de la présence d'un squelette quartzé, le fait que les grains soient exclusivement très fins (< 100 μm) et anguleux, même le fond matriciel environnant étant riche en grains plus grossiers et plus arrondis;
- et leur ressemblance

Les traits qui appartiennent aux microagrégats ovoïdes plaident en faveur de l'hypothèse de l'origine biologique.

(B) Transition microagrégat-polyèdre: structure composée.

En ce qui concerne les agrégats polyédriques porphyriques, les considérations faites dans la conclusion de l'aval de mi-pente (profil P.3) doivent aussi être retenues en tiers inférieur de pente.

Dans les domaines microagrégés, les types de microagrégats avec leurs différents caractères sont les mêmes que ceux des horizons microagrégés.

(C) Polyèdres.

Les considérations faites à propos des agrégats polyédriques dans l'horizon à structure composée sont aussi valables dans l'horizon polyédrique.

On ajoute les informations qu'on peut extraire dans le cas de l'horizon 21, mais, avant, il faut se rappeler que dans cet horizon la différenciation polyédrique recouvrait les matériaux plus sombres de profondeur. Ainsi doit-on retenir les faits suivants:

- la présence d'une sous-structure ovoïde de 30 à 300 μm de diamètre, marquée par des plages plasmiques de couleur (LR) différente (brun ou brun sombre) de celle dominante (brun rougeâtre);
- la plus forte richesse en microparticules de charbon de bois au sein des plages brun sombre;
- la très forte ressemblance de ces plages avec les microagrégats des horizons sous-jacents (H13 et H18);
- la présence des argilanes au sein des agrégats polyédriques, argilanes de même type morphologique et présentant le même type de localisation et de distribution qu'ailleurs dans la couverture pédologique étudiée.

(D) Agrégats grumeleux.

Les remarques faites auparavant dans le profil 3 doivent aussi être retenues ici: agrégats cylindriques à coupes internes et contenant des débris végétaux. Singalons un seul fait supplémentaire : les sables blancs sont devenus encore plus rares.

4.5.1.2 Plasma.

En ce qui concerne le plasma, on doit retenir deux faits:

- la forte abondance des séparations plasmiques vosépiques dans l'horizon polyédrique en P.17 et leur distribution aux bords des vides actuels.

4.5.1.3 Trait pédologiques.

(A) Argilanes.

Les remarques faites à propos des argilanes dans le profil P.3 doivent être considérées comme identiques en tiers inférieur de pente. Leurs traits indiquent une origine sédimentaire, illuviale.

Cependant d'autres faits concernant les argilanes, dans le profil P.17, doivent être soulignés:

- leur plus forte abondance;
- leur relation spatiale avec les fissures: ils sont absents au bord des fissures interagrégats ; ils sont d'ailleurs recoupés par ces fissures qui sont donc postérieures.

(B) Pédotubules.

Les pédotubules sont toujours très abondants.

Les isotubules dans les matériaux microagrégés (H11, H12) se trouvent noyés dans le fond matriciel, la distinction est très facile. Par contre, dans les matériaux polyédriques (H16) ils se trouvent pour la plupart complètement incorporés dans le fond matriciel porphyrique ; la distinction est alors plus difficile, on les repère grâce à la distribution du squelette et/ou par des vestiges de la forme. Les isotubules à squelette trié sont particulièrement abondants.

Les agrotubules peuvent être regroupés en deux types principaux: (a) l'un de taille centimétrique (<10 cm parfois encore plus grand) avec du squelette quartzé et des microagrégats de différents types mais le plus souvent à dominance de microagrégats ovoïdes ou mamelonnés; (b) l'autre millimétrique (<2 mm) sans quartz et avec des microagrégats principalement mamelonnés (microagrégats ovoïdes empilés les uns sur les autres ou en coalescence). En outre, il est important de souligner que la majeure partie des domaines microagrégés qui se trouvent isolés au sein du fond matriciel porphyrique de l'horizon 16 sont en réalité des agrotubules.

(C) Nodules lithorelictuels.

Les nodules lithorelictuels de basalte sont très abondants. Ils sont régulièrement ovoïdes de 60 à 500 μm de diamètre et ressemblent beaucoup en forme et taille aux microagrégats ovoïdes.

D'un autre côté, dans le profil P.4, on observe la présence de nodules lithorelictuels à faciès qui ne correspond pas à celui du substrat immédiatement sous-jacent mais qui correspond à un faciès d'altérite plus profond.

Ces faits suggèrent l'intervention de la faune du sol dans la confection et dans la distribution spatiale de ces nodules par remontée.

4.5.2 Différenciation micromorphologique verticale.

Structure.

Nous n'avons rien à ajouter en ce qui concerne la différenciation structurale verticale de bas en haut, microagrégat-polyédre, par rapport à ce que nous avons déjà vu antérieurement en mi-pente (profil P.3). Sauf à dire que la structure polyédrique est le plus fortement développée en P.17 et que associée à ce fait se trouve l'abondance en argilanes et l'abondance en fissures intermicroagrégats, beaucoup plus importants dans ce profil.

Chapitre IV - Synthèse des données: organisation et comportement des caractères morphologiques dans l'espace.

Dans ce chapitre, on fera une synthèse des principales données morphologiques acquises en essayant de mettre en évidence leurs distributions spatiales.

Cette synthèse prend en compte caractère par caractère, sans se préoccuper des limites des différents horizons pédologiques préalablement reconnus sur le terrain; ces limites figureront sur les séquences seulement comme fond.

Nous obtenons ainsi différents ensembles morphologiques qui seront abordés successivement:

- les différents ensembles structuraux;
- les différents ensembles texturaux;
- les différents ensembles de couleur;

Cette procédure permet une visualisation plus claire non seulement de l'organisation pédologique et du paysage avec la distribution des différents caractères dans l'espace, mais aussi des phénomènes à l'origine de leurs différenciations.

1. Les différents ensembles structuraux.

L'étude morphologique nous a permis de distinguer quatre grands ensembles d'organisations (figs. 82, 82-A):

- les ensembles superficiels;
- l'ensemble à structure microagrégée;
- l'ensemble à structure composée et de transition microagrégat - polyèdre;
- l'ensemble à structure polyédrique.

1.1 Les ensembles superficiels.

Deux traits particulièrement abondants sont omniprésents dans les ensembles superficiels. Il s'agit de:

- la présence des microfissures intraplasmiques; des zones éclaircies au sein du plasma, à plasma plus translucide que le plasma environnant, qui aboutissent à ces microfissures; et des fissures intragrégats;
- la présence des agrotubules (ph.C31) intra, inter et transagrégats ovoïdes et cylindriques (isotubules).

Autrement on distingue quatre ensembles superficiels en fonction de la morphologie des agrégats porphyriques, de la présence des domaines microagrégés et de l'abondance des sables propres.

1.1.1 L'ensemble à structure composée par la juxtaposition d'agrégats ovoïdes, cylindriques (isotubules), de domaines microagrégés et de quelques domaines riches en sables propres.

Cet ensemble se caractérise par la présence d'une structure composée (phs.NB9 et NB21) par la juxtaposition d'agrégats porphyriques ovoïdes, cylindriques (isotubules) et de domaines microagrégés et de façon moins abondante, de domaines riches en sables propres.

Il apparaît en position d'interfluve aplati, de tiers supérieur et de mi-pente. Son épaisseur varie de 10 à 30 cm. Il regroupe les horizons pédologiques 3 et 17.

Ces agrégats ovoïdes et cylindriques (isotubules) sont d'origine biologique. Les évidences reposent dans plusieurs faits qui peuvent apparaître associés ou pas.

En ce qui concerne les agrégats ovoïdes (ph.NB10):

- la forme externe ovoïde en fort contraste avec le fond matriciel environnant;
- la sous-structure microagrégée ovoïde marquée soit par la présence de vides polyconcaves anguleux soit par l'hétérogénéité en couleur (ph.C35);
- le squelette trié très fin (ph.C33);
- la présence des coupoles externes;
- les couleurs très homogènes dans un fond matriciel hétérogène;
- la présence de microparticules de charbon de bois (ph.C35)

Ces faits indiquent également une origine animale, un animal possédant des mandibules, du genre fourmi ou termite, capable de trier les matériaux et de leur donner une forme bien précise.

En ce qui concerne les isotubules (phs.NB8 et C30):

- la forme externe cylindrique en fort contraste avec le fond matriciel environnant;
- la sous-structure microagrégée ovoïde riche en vides polyconcaves;
- le squelette trié très fin;
- la couleur très homogène dans un fond matriciel hétérogène.

Ces agrégats ovoïdes et cylindriques apparaissent souvent fissurés et envahis par de très petits agrotubules. Les agrégats bruns ovoïdes sont prédominants dans cet ensemble.

Le domaine microagrégé est composé de microagrégats ovoïdes (20-500 μ m), mamelonnés (100-800 μ m) ou polyédriques (100-1000 μ m).

Dans les domaines riches en sables propres, le plasma est presque absent ou présent en proportion extrêmement faible; le fond matriciel résulte de l'empilement des grains de quartz et de quelques rares microagrégats. Les quartz apparaissent dépourvus de plasma, partiellement (quartz présentant un fin liséré discontinu) ou totalement (sables propres). Ces domaines correspondent parfois aux granotubules. Sur l'interfluve aplati, ces domaines pauvres en plasma sont beaucoup plus abondants par rapport à l'amont du versant.

1.1.2 Les ensembles à structure composée par la juxtaposition d'agrégats ovoïdes, cylindriques (isotubules) et de domaines riches en sables propres.

Ces ensembles se caractérisent par la présence d'une structure composée par la juxtaposition d'agrégats porphyriques ovoïdes, cylindriques (isotubules) et de domaines riches en sables propres.

On distingue deux ensembles selon la forme et la nature des agrégats porphyriques et la proportion relative des différents domaines structuraux:

- un premier ensemble riche en agrégats cylindriques (isotubules) imbriqués les uns dans les autres;
- et un second où agrégats ovoïdes et isotubules sont plus ou isolés.

Dans le premier ensemble, les domaines riches en sables propres, moins abondants que les isotubules, se trouvent plus ou moins isolés dans un fond matriciel plus riche en plasma; dans le deuxième au contraire, ce sont les agrégats porphyriques qui se trouvent plus ou moins noyés dans le fond matriciel riche en sables propres. Ces deux ensembles correspondent respectivement aux horizons pédologiques 4 et 10. L'épaisseur du premier est d'environ 20 cm et du deuxième inférieur à 10 cm.

Il est important de rappeler que l'horizon 4 apparaît en position de sommet aplati sous végétation de "Campo cerrado" (sans litière) et que l'horizon 10 apparaît en tiers supérieur et mi-pente sous végétation d'Eucalyptus et d'une litière à trois phases de décomposition. Le changement de végétation marque la transition.

Ces agrégats ovoïdes et cylindriques (isotubules) sont comme précédemment d'origine animale.

Une partie des agrégats de cet ensemble apparaissent déjà très transformés par l'effet de la fissuration et de l'invasion de très petits agrotubules. Certains agrégats apparaissent même vidés de leur plasma (ph.C39).

Dans les domaines riches en sables propres, les quartz se trouvent partiellement ou totalement dépourvus de plasma. Ces domaines sont beaucoup plus abondants dans ces deux ensembles que dans l'ensemble précédent. L'accumulation superficielle en quartz plus ou moins dépourvus de plasma réside dans deux phénomènes: plasma et squelette se dissocient à cause d'une intense fissuration généralisée et départ de plasma (ph.C39).

1.1.3 L'ensemble particulière très riche en sables propres.

Cet ensemble se caractérise par la présence d'une structure particulière très riche en sables propres. Il correspond à l'horizon 5 présent en position d'interfluve aplati, de tiers supérieur et de mi-pente. Son épaisseur est variable mais toujours inférieure à 5 cm. Sur l'interfluve aplati, l'épaisseur est la plus importante (3-5cm).

Le fond matriciel est extrêmement pauvre en plasma et résulte de l'accumulation des grains de quartz en surface (ph.C40). Les sables propres sont beaucoup plus abondants dans cet ensemble que dans l'ensemble précédent.

1.1.4 L'ensemble grumeleux.

Cet ensemble se caractérise par la présence d'une structure constituée d'agrégats grumeleux (phs.C18 et NB17). Il apparaît en tiers inférieur de pente et correspond à l'horizon 19. Son épaisseur est d'environ 20 cm.

La forme externe de ces agrégats est principalement cylindrique (isotubules), leur structure interne se caractérise par la présence de fissures courbes (coupes internes) (ph.NB16). Ces agrégats sont encore riches en débris végétaux (ph.C60). Ces faits indiquent leur origine biologique (vers de terre).

1.2 L'ensemble microagrégé.

Cet ensemble se caractérise par la dominance de la structure microagrégée.

L'ensemble microagrégé apparaît, de l'amont à l'aval, en sub-surface et en profondeur, sur toute la couverture pédologique; il correspond aux horizons pédologiques 1, 2, 6, 7, 8, 9, 11, 12 et 13. En amont, il apparaît sous les ensembles superficiels, la transition verticale se faisant de bas en haut par l'augmentation progressive des agrégats d'origine biologique et des sables propres. En aval, il apparaît sous l'ensemble polyédrique, la transition verticale étant marquée par l'augmentation progressive de bas en haut des agrégats polyédriques

porphyriques. Autrement l'ensemble microagrégé s'approche de la surface là où l'ensemble polyédrique devient moins épais ou disparaît, c'est ce qui se produit à l'aval des séquences CT et DT (figs.83,84).

La structure microagrégée résulte de l'empilement des microagrégats et des grains de quartz. La forme des microagrégats est ovoïde (ph.C67), mamelonnée ou polyédrique, les deux premiers étant prédominants. La taille générale varie de 20 à 800 μm , les microagrégats ovoïdes varient de 20 à 500 μm , les microagrégats mamelonnés de 100 à 600 μm et les microagrégats polyédriques de 100 à 800 μm .

Les microagrégats mamelonnés ont encore comme particularité le fait de présenter à la fois une sous-structure ovoïde qui varie de 20 à 300 μm et des vides polyconcaves simples ($<30\mu\text{m}$) à bords très souvent anguleux (ph.C63), ce qui indique une coalescence de microagrégats ovoïdes.

Le squelette quartzeux intramicroagrégat peut être présent ou absent (ph.C67); dans des microagrégats ovoïdes, il est absent dans ceux qui présentent les diamètres inférieurs à 100 μm et présent dans ceux qui sont supérieurs à 100 μm ; dans ce dernier cas la granulométrie des quartz est assez calibrée car les grains sont systématiquement inférieurs à 100 μm ; dans les microagrégats mamelonnés il est souvent absent, mais lorsqu'il est présent les grains plus grossiers ($>100\mu\text{m}$) se localisent plutôt accolés sur les bords et les plus petits ($<100\mu\text{m}$) à l'intérieur; dans les microagrégats polyédriques les grains de quartz sont le plus souvent présents, soit présentant une distribution granulométrique étalée (de 50 à 500 μm) soit présentant une granulométrie calibrée (grains inférieurs à 100 μm).

La porosité de l'ensemble microagrégé est très forte et constituée principalement de vides d'empilement intercommunicants, les diamètres (axe majeur) varient de 100 à 250 μm . Par ailleurs, il faut noter l'abondance de la porosité tubulaire inférieure à 2 mm.

L'ensemble microagrégé présente encore, très abondamment, dans toute son extension, des isotubules et des agrotubules et moins abondamment des néostrianes.

En plus de ces caractères micromorphologiques qui sont communs à tout l'ensemble microagrégé, celui-ci présente encore toute une série de caractères qui varient: les couleurs des microagrégats et certains traits pédologiques associés, les proportions relatives des microagrégats quant à la forme et à la taille, les proportions squelette quartzeux / plasma, l'aspect des quartz et l'abondance des sables propres, les distributions relatives des éléments fins et grossiers (DRFG) et la taille (axe majeur) des vides d'empilement.

1.2.1 Couleur des microagrégats.

La couleur des microagrégats varie verticalement et latéralement. Verticalement les variations de couleur de la base vers le sommet sont exactement celles qu'on devait espérer lorsque les taux de matière organique augmentent vers la surface, c'est-à-dire que les couleurs plus claires et plus rouges à la base passent vers le sommet à des couleurs plus sombres et plus brunes. C'est ce qu'on vérifie quand cette séquence de variation en couleur n'est pas interrompue par la présence en sub-surface ou en profondeur d'horizons pédologiques plus sombres tels que les horizons sombriques amont et aval (H8 et H13) constitués principalement de microagrégats brun sombre riches en microparticules de charbon de bois. Latéralement, la couleur des microagrégats devient vers l'aval de plus en plus rouge à cause du rapprochement des altérites basaltiques.

Autrement la couleur des microagrégats est hétérogène dans les horizons pédologiques 2, 6, 7, 8, 9, 12 et 13. C'est-à-dire que ces horizons sont constitués de microagrégats de différentes couleurs côte à côte: rouge jaunâtre, brun jaunâtre, brun et brun sombre pour les horizons du pôle amont (ph.C28) et rouge, brun rougeâtre, brun et brun sombre pour ceux du pôle aval. Il existe bien entendu une dominance dans chacun de ces horizons. Dans les horizons 1 et 11 la couleur des microagrégats est homogène.

1.2.2 Proportion relative quant à la forme et la taille des microagrégats.

Les variations en ce qui concerne les proportions relatives quant à la forme des microagrégats à l'intérieur de l'ensemble microagrégé séparent les horizons pédologiques en trois groupes:

- dans le premier constitué de l'horizon pédologique 8 tout seul, la plupart des microagrégats sont ovoïdes;
- dans le deuxième constitué des horizons 1, 2, 6, 7, 9 et 13, la plupart sont ovoïdes ou mamelonnés;
- dans le troisième constitué des horizons 11 et 12, la plupart sont aussi ovoïdes et mamelonnés mais c'est ce dernier type qui prédomine.

Par rapport à la taille des microagrégats la seule variation à l'intérieur de l'ensemble microagrégé différencie seulement les horizons 1 et 2 par le fait que la plupart des microagrégats ovoïdes et mamelonnés dans ces horizons sont légèrement plus petits.

1.2.3 Proportion squelette quartzux / plasma, DRFG et porosité.

Les variations de ces trois caractères à l'intérieur de l'ensemble microagrégé se produisent parallèlement et séparent trois groupes d'horizons:

- le groupe des horizons de l'interfluve aplati (H1 et H2);
- celui du tiers supérieur de pente (H6, H7, H8 et H9);
- et celui du tiers inférieur de pente (H6, H11, H12 et H13). L'horizon 6 apparaît dans les deux derniers groupes.

Sur l'interfluve aplati, le squelette est beaucoup plus abondant que le plasma, la plupart des grains de quartz sont partiellement dépourvus de plasma, il ne reste que de fines bordures de plasma, les sables propres sont fréquents, la DRFG est de type enaulique, moni-enaulique et enau-monique, les vides d'empilement vont jusqu'à 250 μm .

Au tiers supérieur de pente, le squelette quartzux est plus abondant que le plasma, la plupart des grains de quartz se trouvent partiellement dépourvus de plasma et les sables propres sont communs, la DRFG est de type enaulique et moins abondamment moni-enaulique, les vides d'empilement vont jusqu'à 250 μm , à l'exception de l'horizon 9 où les vides sont plus petits (< 100 μm).

Au tiers inférieur de pente, le plasma est plus abondant que le squelette quartzux. Dans les horizons 6 et 13 la majeure partie des grains de quartz se trouvent partiellement dépourvus de plasma et les sables propres sont communs. Dans les horizons 11 et 12, les quartz n'apparaissent que partiellement dissociés du plasma parce que les microagrégats en très forte abondance se trouvent accolés à la surface des grains (ph.C67); les sables propres sont alors absents. La DRFG est de type porphy-enaulique et enaulique, les vides d'empilement ne dépassent pas 100 μm et ils sont moins fortement intercommunicants.

En mi-pente se trouvent les intermédiaires entre ces deux derniers groupes.

Deux hypothèses peuvent expliquer ces variations de la proportion squelette quartzux / plasma de l'amont vers l'aval: lithodépendance et appauvrissement. Dans la première hypothèse, le seul facteur qui varie est la roche mère: plus de plasma de l'amont vers l'aval au fur et à mesure du rapprochement du basalte. Dans la deuxième hypothèse, les deux

facteurs jouent éventuellement un rôle: moins de plasma vers l'amont en raison du substrat rocheux arénitique (grès du Groupe Bauru) et à un appauvrissement (exportation d'argile) plus important en amont qu'en aval.

1.3 L'ensemble à structure composée et de transition microagrégat-polyèdre.

Cet ensemble se caractérise par la présence d'une structure composée par la juxtaposition d'agrégats porphyriques à débit polyédrique et de domaines microagrégés. Cet ensemble à structure composée apparaît entre les ensembles microagrégé et polyédrique; il constitue la transition. Il regroupe les horizons pédologiques 14, 15, 18 et 20.

Les agrégats polyédriques sont plus denses que les domaines microagrégés, leur DRFG est de type porphyrique ou enau-porphyrique, ils présentent une sous-structure microagrégée ovoïde riche en vides polyconcaves anguleux. Le domaine microagrégé résulte de l'empilement des microagrégats et des grains de quartz; les microagrégats sont ovoïdes, mamelonnés et polyédriques. Les transitions entre ces deux domaines structuraux sont le plus souvent diffuses.

Cet ensemble est encore très riche en isotubules et agrotubules. Les isotubules apparaissent soit noyés dans les domaines microagrégés, soit totalement intégrés dans les agrégats polyédriques porphyriques. Ces agrégats sont encore régulièrement envahis par les agrotubules.

L'ensemble à structure composée présente encore des néostrianes, mais ils ne sont pas très abondants.

Un certain nombre de caractères morphologiques permettent la distinction de deux pôles à l'intérieur de l'ensemble à structure composée (fig. 82-A):

- le pôle qui correspond à la transition latérale entre les ensembles microagrégé et polyédrique et à la transition verticale au sommet de l'ensemble polyédrique en mi-pente; ce pôle correspond à l'horizon 14;
- et le pôle qui correspond à la transition verticale à la base de l'ensemble polyédrique sur toute son extension et qui correspond également aux horizons 15, 18 et 20.

Les caractères morphologiques qui permettent cette distinction reposent sur:

- la porosité intraagrégat porphyrique;
- la sous-structure et la porosité intraagrégat enau-porphyrique;
- la forme prédominante des microagrégats;
- l'abondance des microfissures intraplasmiques;
- l'abondance des sables propres;
- la DRFG des domaines microagrégés;
- et la présence ou l'absence des argilanes.

1.3.1 La transition latérale entre les ensembles microagrégé et polyédrique et la transition verticale au sommet de l'ensemble polyédrique en mi-pente (H14).

La porosité intraagrégat porphyrique est principalement fissurale (ph.NB17) et, à un moindre degré, caractérisée par la présence de cavités polyconcaves simples ($< 30 \mu\text{m}$) à bord anguleux. Les fissures sont inférieures à 60 et 800 μm respectivement pour l'épaisseur et pour la longueur; leurs parois peuvent être concordantes ou non concordantes; ces fissures développent souvent un réseau qui délimite des microagrégats polyédriques (ph.C61).

Les agrégats enau-porphyriques présentent une sous-structure microagrégée polyédrique de 100 à 800 μm (ph.NB20); la porosité résultante est composée de cavités irrégulières (< 100 μm).

Les microfissures intraplasmiques sont très abondantes.

Dans les domaines microagrégés les microagrégats sont ovoïdes, mamelonnés et polyédriques (ph.C62). Les sables propres sont fréquents. La DRFG est principalement de type enaulique et, dans une moindre proportion, enau-monique.

Les argilanes sont absents.

Les traits microscopiques intraagrégats polyédriques - fissures et sous-structure microagrégée polyédrique montrent que ces agrégats se transforment en microagrégats.

1.3.2 La transition verticale à la base de l'ensemble polyédrique (H15, H18 et H20).

La porosité intraagrégats porphyrique est composée de cavités polyconcaves simples (< 30 μm) et mamelonnées (< 100 μm) (ph.C48).

La sous-structure des agrégats enau-porphyriques (ph.C52) est microagrégée de type ovoïde de 20 à 500 μm de diamètre; la porosité résultante est composée de cavités polyconcaves mamelonnées (< 100 μm).

Les microfissures intraplasmiques sont peu abondantes dans les horizons 15 et 18 et presque absentes dans l'horizon 20.

Dans les domaines microagrégés la plupart des microagrégats sont ovoïdes et mamelonnés (ph.C51), ces derniers prédominant. Les sables propres peuvent être présents en faible quantité dans les horizons 15 et 18. La DRFG est de type enaulique et porphy-enaulique.

Les argilanes sont présents, ils sont orangés (LP), biréfringents et à extinction roulante (ph.C54); les transitions avec les matrices argileuses environnantes sont le plus souvent abruptes. Les argilanes sont peu abondants dans l'horizon 15 et abondants dans les horizons 18 et 20. Ils apparaissent au sein des agrégats porphyriques et enau-porphyriques et des domaines microagrégés. Dans les agrégats porphyriques les argilanes apparaissent soit au bord des cavités, souvent en forme de cuvette parallèle à la paroi, soit isolés dans le fond matriciel porphyrique sans avoir un rapport évident avec les vides (ph.C56). Dans les agrégats enau-porphyriques, les argilanes apparaissent soit au bord des cavités en forme de cuvette soit comme un pont entre les microagrégats (ph.C55), ce qui montre leur origine sédimentaire. Les argilanes ne sont pas omniprésents par rapport à l'ensemble des agrégats porphyriques et enauporphyriques car il existe bien des agrégats qui ne contiennent pas d'argilanes (ph.C53) et ils ne sont pas omniprésents non plus lorsqu'à l'intérieur d'un agrégat car ils ne se distribuent pas de façon homogène sur tout l'agrégat mais ils apparaissent en îlots localisés et séparés les uns des autres.

La présence d'une sous-structure microagrégée ovoïde et de vides polyconcaves anguleux dans les agrégats polyédriques indique que ces agrégats se forment à partir d'une compaction de microagrégats. L'argilluviation n'est qu'un phénomène secondaire dans cette transformation puisqu'on observe toute une série d'agrégats polyédriques sans argilanes; d'autre part, lorsqu'ils sont présents, ils restent localisés.

De plus, un certain nombre de caractères morphologiques permettent la distinction entre les horizons 15, 18 et 20, il s'agit de: la couleur, la présence des sables propres et la DRFG des domaines microagrégés.

La couleur macroscopique est brun rougeâtre foncé respectivement 5YR3/4, 5YR3/2.5 et 2.5YR3/4 de l'amont à l'aval pour les horizons 15, 18 et 20. L'horizon 18 correspond à l'horizon le plus sombre du profil. A la loupe binoculaire les couleurs sont hétérogènes dans les horizons 15 et 18. On abordera ces aspects avec plus de détails dans la suite de ce chapitre.

Les sables propres sont présents en faibles quantités dans les horizons 15 et 18 et absents dans l'horizon 20.

La DRFG des domaines microagrégés est plutôt de type enaulique dans l'horizon 15, enaulique et porphy-enaulique dans l'horizon 18 et plutôt porphy-enaulique dans l'horizon 20.

1.4. L'ensemble polyédrique.

Cet ensemble se caractérise par la présence d'une structure fragmentaire polyédrique moyenne à grossière (ph.C73). L'ensemble polyédrique apparaît en mi-pente et en tiers inférieur de pente et il disparaît vers l'aval (figs.82,83,84); il réapparaît seulement à l'extrémité aval de la séquence CT. Il regroupe les horizons 16 et 21.

L'ensemble polyédrique présente une série de caractères morphologiques qui sont communs à tout l'ensemble:

- le fond matriciel des agrégats polyédriques qui présente une DRFG de type porphyrique et qui est riche en cavités polyconcaves simples ($< 30 \mu\text{m}$) (ph.C73);
- la présence de fissures interagrégats (ph.C59), inférieures à 0.5 et 10 mm respectivement pour l'épaisseur et pour la longueur et à parois plus ou moins concordantes;
- l'abondance plus forte de fissures intraagrégats polyédriques et de microfissures intraplasmiques dans la première dizaine de centimètres les plus superficiels;
- la présence de domaines microagrégés et/ou d'agrotubules noyés dans le fond matriciel porphyrique;
- l'abondance de pores tubulaires inférieurs à 2 mm;
- la présence d'isotubules, d'agrotubules (ph.NB26) et de néostrianes; les isotubules apparaissent complètement intégrés dans les agrégats polyédriques;
- l'absence d'argillanes dans les 15 centimètres supérieurs (à l'exception du profil P.5 qui s'insère dans un axe de drainage secondaire), dans les domaines microagrégés et/ou les agrotubules, aux bords des fissures ou aux bords des chenaux;
- et la rareté des racines; cet ensemble est beaucoup moins exploré par les racines que les ensembles situés en dessous (ensemble microagrégé) et au dessus (ensemble superficiel).

D'un autre côté, cet ensemble polyédrique présente un certain nombre de variations morphologiques dont certaines sont plus ou moins interdépendantes; ces variations reposent sur: l'abondance des argillanes, l'organisation plasmique, l'abondance des surfaces lisses et brillantes, l'abondance des domaines microagrégés ou des agrotubules, l'abondance des fissures interagrégats et la netteté de la structure fragmentaire. Ces caractères permettent la subdivision de l'ensemble polyédrique en quatre zones, à savoir (figs.82,83,84):

- le sommet d'une zone convexe de partage des eaux (représenté par le profil P.17) parallèle à un axe de drainage secondaire qui lui est perpendiculaire à l'axe de drainage principal (Ribeirao Lavapés);
- la zone qui regroupe l'extrémité amont de l'ensemble polyédrique en mi-pente et l'ensemble polyédrique en début de tiers inférieur de pente après la rupture de pente (représenté par les profils P.9, P.4 et P.5, la zone représentée par le profil P.3 n'est pas incluse);
- la zone qui regroupe l'ensemble polyédrique entre la mi-pente et le tiers inférieur de pente (représenté par le profil P.3);
- et la zone qui regroupe l'ensemble polyédrique dans l'extrémité aval du versant (représenté par le profil CT.18).

1.4.1 L'ensemble polyédrique dans la zone convexe.

- les argilanes sont très abondants;
- le plasma est isotique riche en plages vosépiques (ph.C72);
- les surfaces lisses et brillantes sont très abondantes;
- les domaines microagrégés et/ou les agrotubules sont fréquents;
- les fissures interagrégats sont très abondantes;
- la structure fragmentaire est très nette, polyédrique sub-anguleuse à anguleuse.

1.4.2 L'ensemble polyédrique en mi-pente (extrémité amont) et en tiers inférieur de pente après la rupture de pente.

- les argilanes sont peu abondants;
- le plasma est isotique riche en plages vosépiques, sauf dans la concavité (axe de drainage secondaire) représentée par le profil P.5 où ces plages ne sont pas abondantes;
- les surfaces lisses et brillantes sont absentes;
- les domaines microagrégés et/ou les agrotubules sont abondants;
- les fissures interagrégats sont peu abondantes;
- la structure fragmentaire est peu nette, polyédrique sub-anguleuse.

1.4.3 L'ensemble polyédrique entre la mi-pente et le tiers inférieur de pente.

Les caractéristiques de l'ensemble polyédrique dans cette zone sont intermédiaires entre les deux zones précédentes:

- les argilanes sont abondants;
- le plasma est isotique riche en plages vosépiques;
- les surfaces lisses et brillantes sont peu abondantes;
- les domaines microagrégés et/ou les agrotubules sont fréquents à abondants;
- les fissures interagrégats sont abondantes;
- la structure fragmentaire est nette, polyédrique sub-anguleuse.

1.4.4 L'ensemble polyédrique dans l'extrémité aval.

- les argillanes sont absents;
- le plasma est isotique;
- les surfaces lisses et brillantes sont absentes;
- les domaines microagrégés et/ou les agrotubules sont abondants;
- les fissures interagrégats sont très peu abondantes;
- la structure fragmentaire est très peu nette, polyédrique sub-anguleuse, les agrégats sont très riches en vides polyconcaves et présentent une DRFG de type porphyrique ou enauporphyrique à sous-structure microagrégée ovoïde.

Les argilanes lorsqu'ils sont présents dans l'ensemble polyédrique, sont toujours plus abondants que dans l'ensemble de transition sous-jacent. Leurs caractères microscopiques sont les mêmes; ils se forment à partir de l'illuviation d'argile. Ils ne sont pas non plus, à l'exemple de l'ensemble de transition structurale, omniprésents ni à l'échelle de cet ensemble structural ni à l'échelle des agrégats polyédriques. Ils ne sont pas présents dans certaines zones de l'ensemble. Ils ne sont pas présents aux bords des vides d'empilement dans les domaines microagrégés ni aux bords des fissures ou des chenaux; d'ailleurs ce sont les fissures qui les recoupent (ph.C70 et C71), ce qui montre la postériorité de la fissuration. Il existe toute une série d'agrégats polyédriques qui ne contiennent pas d'argilanes; lorsqu'ils sont présents, ils apparaissent donc au sein des agrégats porphyriques riches en cavités polyconcaves simples (phs.C68 et C69). Là ils se trouvent soit au bord des cavités sous forme de cuvettes, soit isolés dans le fond matriciel et sans rapport évident avec un vide; dans ces derniers cas, ils présentent assez souvent une forme externe qui ressemble

à celle d'une cavité polyconcave mamelonnée (ph.C68 et C69). C'est-à-dire que les argilanes sont postérieurs à la compaction des microagrégats.

De plus, il existe encore un autre type de variation morphologique au sein de l'ensemble polyédrique et qui est responsable de la distinction des horizons 16 et 21. Cette variation morphologique repose sur la couleur de ces horizons, c'est pourquoi nous n'avons distingué sur le terrain que deux horizons. Ainsi nous avons:

- l'horizon 16 qui est macroscopiquement brun rougeâtre foncé (2.5YR3/4) et brun rougeâtre homogène sous lumière réfléchie à la lupe binoculaire.

- et l'horizon 21 qui est l'horizon le plus sombre du profil. Il est macroscopiquement brun rougeâtre foncé (5YR3/2.5 et 2.5 YR2.5/4) et très hétérogène, brun prédominant parmi brun sombre, brun rougeâtre et rouge, sous lumière réfléchie.

Mais on abordera ces aspects dans la suite de ce chapitre lorsqu'on traitera du caractère couleur.

2. Les ensembles texturaux.

L'étude morphologique du versant Lavapés nous a permis de distinguer différents ensembles texturaux: sableux, sablo-argileux, argilo-sableux et argileux. Ces observations ont été suivies d'analyses granulométriques, les résultats bruts figurent dans l'annexe I. La figure 53 présente les variations des taux d'argile dans les différents profils verticaux de la séquence AT et la figure 53-A les taux de limons et de sables. La figure 85 présente les différents ensembles texturaux.

Lorsqu'on analyse ces données, deux faits très importants ressortent à propos de la différenciation texturale de la séquence AT:

- le premier concerne les variations texturales latérales à l'échelle du versant;
- le deuxième les variations texturales verticales à l'échelle du profil et des horizons pédologiques.

2.1 Les variations texturales à l'échelle du versant: différenciation texturale latérale.

En ce qui concerne les variations texturales latérales on constate que:

- on passe, de l'amont vers l'aval, des textures sablo-argileuses à des textures très argileuses;
- les textures sont de plus en plus argileuses au fur et à mesure que les altérites basaltiques se rapprochent de la surface, ce qui montre la lithodépendance du caractère textural.

Lorsqu'on superpose cette différenciation texturale latérale (fig.85) et la différenciation des ensembles structuraux (fig.82) il apparaît que:

- l'ensemble microagrégé recouvre tous les ensembles texturaux;
- l'ensemble polyédrique est présent dès les textures argilo-sableuses jusqu'au textures très argileuses.

2.2 Les variations texturales à l'échelle du profil ou des volumes pédologiques: différenciation texturale verticale.

Lorsqu'on superpose les variations structurales verticales et les variations texturales - appauvrissement en argile avec accumulation de sables grossiers en surface - il apparaît que ces variations texturales sont concomitantes aux variations structurales qui se produisent

dans le même sens, de la base vers la surface. Il s'agit de:

- l'augmentation des fissures intraagrégats et intraplasmiques;
 - l'augmentation des sables propres; ils apparaissent d'abord dispersés au sein des domaines microagrégés, ensuite concentrés en petits domaines en juxtaposition à d'autres domaines structuraux et après, en surface sous forme particulière libre (ph.C40).
- Ces dernières variations structurales ne se produisent que de l'amont jusqu'en mi-pente, tandis que les premières sont omniprésentes.

3. Couleur.

L'étude morphologique de la séquence AT nous a permis de distinguer différents ensembles de couleur (fig.86) à partir du code Münsell.

Lorsqu'on analyse la distribution des couleurs dans l'espace bidimensionnel, deux faits très importants ressortent, concernant:

- les variations latérales des couleurs à l'échelle du versant;
- et les variations verticales des couleurs à l'échelle du profil ou des horizons pédologiques.

3.1 Les variations des couleurs à l'échelle du versant: différenciation latérale.

En ce qui concerne les variations latérales des couleurs on constate que:

- il existe trois grands ensembles de teinte, un ensemble amont 5YR, un ensemble intermédiaire 2.5YR et un ensemble aval 3.25YR;
- les matériaux pédologiques sont de plus en plus rouges (2.5YR) vers l'aval au fur et à mesure que les altérites basaltiques de teinte 10R se rapprochent de la surface; lorsque ces altérites sont plus grisâtres avec de teintes 10YR les matériaux du sol deviennent légèrement moins rouges (3.25 YR). Ces faits mettent en évidence la lithodépendance croissante de l'amont vers l'aval du caractère couleur.

3.2 Les variations des couleurs à l'échelle du profil ou des horizons pédologiques: différenciations verticales.

En ce qui concerne les variations verticales des couleurs, de la profondeur vers la surface, observées dans la séquence AT, deux faits ressortent (fig.86). Il s'agit:

- d'un ensemble composé d'un horizon pédologique situé en amont (H3), très hétérogène en couleur (phs.C6 et C8), composé de la juxtaposition de domaines macroscopiques rouge jaunâtre (5YR4/6) et brun rougeâtre foncé (5YR3/3).
- et d'un deuxième ensemble composé de quatre horizons pédologiques les plus sombres du profil vertical (horizons sombriques) qui ne situent pas en surface mais en sub-surface, au tiers supérieur et au début de mi-pente (H8), ou en profondeur, à la mi-pente et au début du tiers inférieur (H13, H18 et H21). Nous allons appeler l'horizon sombrique amont (H8) "ensemble sombre supérieur" et les horizons sombriques d'aval (H13, H18 et H21) "ensemble sombre inférieur".

Ces faits ne sont pas en accord avec les variations verticales de couleur qu'on doit attendre lorsque les teneurs en matière organique augmentent régulièrement de la profondeur vers la surface.

Voyons d'abord l'ensemble hétérogène en couleur (H3) et ensuite les ensembles sombres supérieur (H8) et inférieur (H13, H18 et H21).

3.2.1 Ensemble hétérogène en couleur (H3).

Les faits qui sont importants à retenir à propos de cet ensemble sont résumés ci-dessous.

Pour les domaines rouge jaunâtre (5YR4/6).

Le volume occupé varie de 30 à 60%.

Les formes externes (en deux dimensions) peuvent être ovoïdes (phs.C33 et NB10), cylindriques (phs.NB8 et C30) ou irrégulières (phs.C8 et NB18). Ces formes externes correspondent à des agrégats ovoïdes inférieurs à 5 mm, à des pédotubules ou à des domaines irréguliers.

La ressemblance de ces matériaux avec ceux remontés par les fourmis *Atta* (cf.pag.) nous font supposer que, dans cet ensemble, ces structures résultent également de l'action de ces animaux. De plus, leurs caractères microscopiques confirment (cf.pag.) nos suppositions. Ces faits indiquent non seulement une origine animale mais encore un animal possédant des mandibules comme les fourmis *Atta*. Il s'agit de:

- la forme externe ovoïde (ph.NB10);
- la sous-structure microagrégée ovoïde (ph.NB10);
- la présence de coupoles externes (ph.NB10);
- le remplissage des chenaux (pédotubules) avec des matériaux microagrégés ovoïdes ou à sous-structure microagrégée ovoïdes allochtones (ph.C30);
- le tri granulométrique des quartz (ph.C33) dans un fond matriciel présentant un squelette quartzé à granulométrie étalée.

Les domaines rouge jaunâtre sont encore régulièrement recoupés par les domaines bruns (phs.C8 et NB18).

Pour les domaines brun rougeâtre foncé (5YR3/4 à 3/3).

Ces domaines de couleur macroscopique brun rougeâtre foncé (5YR3/4 à 3/3) correspondent à la loupe binoculaire aux domaines bruns; ils peuvent être homogènes ou plus ou moins hétérogènes.

Le volume occupé varie de 40 à 60%.

Les formes externes peuvent être ovoïdes (ph.NB11), cylindriques et irrégulières (phs.C6 et C8), ces dernières pouvant résulter de la juxtaposition des deux premières.

Ces formes externes correspondent à des agrégats ovoïdes (ph.NB11), à des agrotubules (ph.NB11), à des isotubules (phs.NB8 et C30) ou encore à des domaines irréguliers microagrégés hétérogènes en couleur mais à dominance de microagrégats bruns.

Les agrégats bruns, ovoïdes ou cylindriques (isotubules), ayant les traits microscopiques tels que: une sous-structure microagrégée ovoïde (phs.NB8 et C30), des coupoles externes (ph.NB11), un squelette trié ou encore des microparticules de charbon de bois dont certaines sont ovoïdes, indiquent également l'origine par un animal qui possède des mandibules, mais dans ce cas quelqu'un d'autre que les *Atta*, d'autres espèces de fourmis ou peut-être des termites endogés.

Dans les cas des agrégats bruns cylindriques (isotubules) denses et présentant des fissures courbes (ph.NB16), il s'agit plutôt de déjections anales d'un ver cylindrique. Mais ces agrégats sont rares dans cet ensemble.

3.2.2 Ensembles sombres.

Nous avons souligné précédemment la présence dans la séquence AT d'horizons sombriques (fig.86) présents en sub-surface, à l'amont (H8) et un peu plus en aval, ou plus précisément en mi-pente (H13, H18 et H21).

Maintenant nous allons donc les aborder en commençant par faire ressortir les caractères morphologiques qui leur sont propres et qui les distinguent dans cette couverture pédologique et ensuite en analysant leur distribution spatiale. Ensuite nous aborderons les relations entre l'ensemble sombre inférieur et la différenciation latérale de la couverture pédologique en texture, en couleur et en structure et enfin leurs relations avec la surface topographique actuelle.

3.2.2.1 Caractères morphologiques des ensembles sombres.

Les ensembles sombres présentent un certain nombre de caractères morphologiques qui les distinguent du reste de la couverture pédologique. Il s'agit de:

- la couleur macroscopique la plus sombre dans le profil vertical; elle est très homogène - brun rougeâtre foncé 5YR3/2 - sauf vers l'extrémité aval de l'ensemble sombre inférieur (transition mi-pente - tiers inférieur) où la couleur devient légèrement moins sombre et légèrement plus rouge - 5YR3/2.5 - plus perceptible à l'oeil qu'au code Münsell;
- la couleur très hétérogène, observée sous la loupe binoculaire en lumière réfléchie, avec une dominance du plasma brun sombre parmi les autres plasmas, brun, brun jaunâtre et rouge jaunâtre dans l'ensemble sombre supérieur (ph.C28) et brun, brun rougeâtre et rouge dans l'ensemble sombre inférieur, le plasma brun étant aussi très abondant; vers l'extrémité aval de l'ensemble inférieur, le plasma brun sombre devient moins abondant et le plasma brun domine alors;
- la plus forte abondance des microparticules (de 2 à 30 μm) de charbon de bois dans le plasma brun sombre (ph.C26); elles sont abondantes dans le plasma brun et rares dans les autres plasmas;
- la plus forte isotropie du plasma brun sombre;
- la plus forte abondance des particules (de 100 à 1000 μm) de charbon de bois dans les ensembles sombres que dans les fonds matriciels environnants;
- et la forte abondance des fragments centimétriques de charbon de bois dans l'ensemble sombre inférieur.

3.2.2.2 Distribution spatiale des ensembles sombres.

La figure 47 montre la distribution spatiale des ensembles sombres dans la parcelle du paysage étudié. D'après les renseignements obtenus à partir de cette étude, les données sont les suivantes:

- l'ensemble sombre supérieur est très localisé et isolé en amont sous la forme d'une unité de quelques centaines de mètres.
- l'ensemble sombre inférieur, au contraire, est très généralisé dans ce paysage de Botucatu et également ailleurs au Brésil et dans d'autres pays de l'Afrique.
- les ensembles sombres supérieur et inférieur peuvent apparaître superposés dans un profil vertical.

3.2.2.3 Relations entre l'ensemble sombre inférieur et la différenciation latérale de la couverture pédologique en couleur et en texture.

Deux faits ressortent lorsqu'on superpose les différenciations latérales de la couverture pédologique en couleur (fig.85) et en texture (fig.86). Ils concernent les relations entre l'ensemble sombre inférieur et la différenciation latérale en couleur d'une part et la différenciation latérale en texture d'autre part.

Pour la couleur:

L'ensemble sombre inférieur garde sa teinte 5YR3/2 à 3/2.5 même après le changement de teinte des matériaux encaissants (fig.85). On peut dire ainsi que l'ensemble sombre inférieur recoupe la différenciation latérale en couleur - lithodépendante - de la couverture pédologique qui est marquée par le passage des teintes 5YR aux teintes 2.5YR.

Pour la texture:

Le taux d'argile dans l'ensemble sombre inférieur varie d'un bout à l'autre, de l'amont à l'aval de 24% à 38%; cette variation est tout à fait concordante avec les variations de textures des matériaux encaissants (fig. 86-A). Par ailleurs tandis qu'à l'amont l'ensemble sombre inférieur s'insère dans l'ensemble textural argilo-sableux à l'aval il s'insère dans l'ensemble textural argileux (fig.85). On peut dire ainsi que l'ensemble sombre inférieur recoupe la différenciation latérale en texture - lithodépendante - de la couverture pédologique.

Ces faits suggèrent que l'ensemble sombre inférieur est autochtone.

3.2.2.4 Relations entre l'ensemble sombre inférieur et la différenciation microagrégat - polyédre de la couverture pédologique en structure.

Lorsqu'on compare la différenciation de la couverture pédologique en couleur (fig.86) et en structure (fig.82) on remarque un rapport entre l'ensemble sombre inférieur et la différenciation structurale microagrégat - polyédre (fig.86-B). Ce sont les variations structurales à l'intérieur de l'ensemble sombre qui sont les responsables de sa subdivision dans les trois horizons pédologiques 13, 18 et 21. Ainsi les faits importants que nous avons besoin de retenir sont les suivants:

- l'amont de l'ensemble sombre inférieur (fig. 86-B) est microagrégé (H13), les microagrégats sont principalement ovoïdes et mamelonnés, hétérogènes en couleur brun sombre, brun, brun rougeâtre et rouge.
- dans la partie intermédiaire de l'ensemble sombre inférieur (fig.86-B) la transition microagrégat - polyédre recouvre son sommet (H18), la structure est alors composée de la juxtaposition de domaines microagrégés (ph.C50) avec des formes et couleurs identiques à celles que nous venons de voir ci-dessus et d'agrégats polyédriques porphyriques ou enauporphyriques (phs.C48 et C49). Ces faits indiquent que la différenciation structurale est postérieure à la génèse de l'ensemble sombre inférieur.
- dans la partie aval de l'ensemble sombre inférieur (fig. 86-B) la différenciation polyédrique recouvre son sommet (H21).
- les agrégats polyédriques, que se soit dans l'horizon 18 ou dans l'horizon 21, présentent une sous-structure microagrégée ovoïde marquée par l'hétérogénéité en couleur des microagrégats (ph.C49).

- l'ensemble sombre inférieur à structure composée (transition microagrégat - polyédre) (H18) ou à structure polyédrique (H21) présente des argilanes. Ces argilanes sont présents dans les agrégats polyédriques porphyriques ou enau-porphyriques riches en vides polyconcaves et à sous-structure microagrégée ovoïde marquée par l'hétérogénéité en couleur (phs.C76,C77). Confrontant les photos C76 et C77 on peut percevoir que les différents types de plages ovoïdes selon la couleur (LR) qu'on distingue plus nettement dans le cas de la photo C77 sont rouges et brun sombre; ces plages ovoïdes sont entourées par des plasmas brun ou brun rougeâtre. L'argilane n'est pas en contact direct avec le microagrégat rouge ovoïde, il est en contact avec le plasma brun qui entoure le microagrégat rouge; cela veut dire qu'il y a eu une coalescence de différents types de plasma avant le dépôt d'argile. C'est-à-dire que l'argilluviation est postérieure à la compactation des microagrégats.

- la différenciation polyédrique se superpose au sommet de l'ensemble sombre inférieur au fur et à mesure qu'il se rapproche de la surface (fig.86-B).

3.2.2.5 Relations entre l'ensemble sombre inférieur et la surface topographique.

Les renseignements qu'on peut tirer lorsqu'on observe le comportement de l'ensemble sombre inférieur par rapport à la surface topographique sont les suivants: la limite aval de l'ensemble sombre inférieur est plus ou moins concordante avec les courbes de niveaux (fig.47); il disparaît en tiers inférieur de pente en relation avec de fortes ruptures de pente (fig.86, 87 et 88).

Ces faits suggèrent que la morphogénèse érosive (cf.pag.) à l'origine des fortes ruptures de pente à l'aval des séquences est postérieur à la génèse de l'ensemble sombre inférieur.

TROISIEME PARTIE: INTERPRETATIONS.

Chapitre V. Genèse et évolution des structures microagrégées et polyédriques.

Dans ce chapitre, nous allons étudier la genèse et l'évolution des structures microagrégées et polyédriques.

Ainsi des quatre ensembles d'organisation que nous avons distingués lors de l'étude morphologique sur l'organisation et le comportement des caractères structuraux dans l'espace (fig.82) nous allons concentrer notre attention sur trois ensembles:

- (a) L'ensemble microagrégé.
- (b) L'ensemble polyédrique.
- (c) L'ensemble de transition à structure composée.

Nous avons pu constater à partir de l'étude macromorphologique qu'il existe une transformation structurale entre l'ensemble microagrégé et l'ensemble polyédrique. La présence de la transformation a été perçue dans notre cas, à partir de faits comme l'existence d'une relation spatiale et d'une transition progressive marquée par une zone où les deux formes différentes se juxtaposent côte à côte. Il se produit ainsi une séquence continue de différenciation qui aboutit, soit dans un sens soit dans l'autre, à une forme finale. Cependant, l'observation macroscopique seule ne permet pas de saisir le sens de l'évolution. Pour cela nous nous sommes servi de l'approche micromorphologique.

Nous allons commencer par étudier la genèse des microagrégats pour ensuite aborder la différenciation microagrégat - polyèdre.

1. Ensemble microagrégé: genèse des microagrégats.

1.1 Bref rappel des données morphologiques.

L'ensemble microagrégé regroupe la majeure partie des horizons pédologiques reconnus dans la couverture pédologique étudiée (H1, H2, H6, H7, H8, H9, H11, H12 et H13).

La structure de l'ensemble microagrégé résulte d'un empilement de microagrégats et de grains de quartz.

Deux principaux types morphologiques de microagrégats composent l'ensemble microagrégé:

- les microagrégats ovoïdes (30-500 μm) (ph.C67);
- et les microagrégats polyédriques (100-800 μm) (ph.C78).

Le type mamelonné est considéré comme un sous-type puisqu'il résulte de l'empilement des microagrégats ovoïdes (ph.C63).

Le type ovoïde est dominant dans l'ensemble microagrégé. Le type polyédrique est relativement plus abondant dans l'ensemble superficiel (fig.82) que dans l'ensemble microagrégé.

En ce qui concerne la forme des microagrégats, aucune distinction ne peut être faite entre les microagrégats des pôles amont et aval.

Avant de commencer à étudier l'origine de ces microagrégats dans les sols du versant Lavapés nous allons passer en revue les différentes explications de leur genèse données par la bibliographie.

1.2 Données bibliographiques sur la genèse des microagrégats.

La caractérisation et la genèse des microagrégats des sols ferrallitiques a été la préoccupation majeure de nombreux auteurs (LARUELLE,1956; BREWER,1964; STOOPS,1968; BENNEMA, et alii,1970; BEAUDOU,1972; ESWARAN,1972; LEPSCH & BUOL,1974; CHAUVEL,1976; PEDRO et alii,1976; BEAUDOU et alii,1977; MULLER,1977; BUOL & ESWARAN,1978; CHAUVEL et alii,1978; CAMBIER & PROST,1981; MULLER,1983; STOOPS,1983; FITZPATRICK,1984; SLEEMAN & LEPSCH,1984; STOOPS & BUOL,1985; CAMBIER,1986; ESCHENBRENNER,1986; TRAPNELL & WEBSTER,1986; BEAUDOU et alii,1987; CARDOSO DE LIMA & ESWARAN,1987; PEDRO,1987 et ESWARAN,1989).

Deux types principaux de microagrégats sont mis en évidence quant à la forme: des microagrégats sphériques ou ovoïdes et des microagrégats polyédriques.

Les microagrégats ont été définis sous plusieurs noms.

BREWER les dénomme d'une manière générale micropeds (agrégats élémentaires).

ESWARAN & BANOS (1976) ont proposé le terme "aglutic SRDP" (Specific Related Distribution Patterns) pour dénommer la structure microagrégée des oxisols.

CHAUVEL (1976) a appelé les microagrégats ovoïdes: micronodules ou glebules. Ces micronodules en assemblage caractérisent la microstructure des sols rouges de Casamance (Sénégal) dénommée "structure micronodulaire continue de premier ordre".

BEAUDOU et alii (1977) et TRAPNELL et alii (1986) ont appelé les microagrégats ovoïdes: microagrégats de type granulaire, et les microagrégats polyédriques: microagrégats de type fragmentaire. Les premiers auteurs montrent encore que les microagrégats ovoïdes sont plus généralisés dans les sols ferrallitiques rouges et que les microagrégats polyédriques sont plus généralisés dans les sols ferrallitiques jaunes.

MULLER (1977) a proposé différents noms selon les différents types de microagrégats observés: micropeds de réseau, micropeds ferritisés, micronodules s.s.; micropeds zoogénètes et micronodules relictuels. Cet auteur montre que les micropeds de réseau sont les plus fréquents et caractérisent fondamentalement les horizons B, rouges et meubles (structichrons) des sols ferrallitiques de l'amont des modelés convexes du Centre-Cameroun. Ces micropeds de réseau définis par MULLER sont ovoïdes et entourés par de minces néostrianes discontinus.

La majeure partie de ces noms a été fondée sur le mode de formation des microagrégats. Les exceptions sont les micropeds et les microagrégats de type granulaire où les noms sont fondés seulement sur le caractère morphologique.

En ce qui concerne la genèse des microagrégats ovoïdes et polyédriques plusieurs explications ont été données.

Pour les microagrégats polyédriques la question paraît plus simple.

BEAUDOU et alii (1972) et TRAPNELL et alii (1986) montrent que ces microagrégats résultent de la fragmentation d'un fond matriciel à structure continue. Ils associent la cause de la division et par conséquent de la microagrégation à des mouvements de rétraction à l'intérieur du fond matriciel. BOULET (1974) pense également que c'est le jeu des contraintes produites lors d'une évolution ultérieure qui oriente et divise le fond matriciel.

Pour les microagrégats ovoïdes la question semble plus compliquée; plusieurs hypothèses sont proposées.

Parmi les théories proposées par les différents auteurs, nous retiendrons les trois principales, celles qui abordent directement le mode de formation.

(a) Une première théorie considère la genèse de la forme ovoïde des microagrégats des sols ferrallitiques comme étant une résultante des interactions physico-chimiques à l'intérieur des microagrégats. Les tenants d'une telle hypothèse ont été CHAUVEL (1976), PEDRO, CHAUVEL & MELFI (1976) et PEDRO, 1987. Le mécanisme responsable d'une telle organisation physico-chimique spécifique qui aboutit à une forme ovoïde est déclenché, selon les différents auteurs, par les conditions pédoclimatiques: histoire hydrique et évolution géochimique.

Ainsi CHAUVEL (1976) montre, à partir de ses études dans les sols ferrallitiques du Sénégal, que la microagrégation résulte des interactions physico-chimiques oxydes de fer-kaolinites au sein des microagrégats. Pour lui, les micronodules ou les amas globulaires de 100 μm environ se forment à partir des concentrations centripètes de fer; la structure interne résulterait ainsi d'un arrangement isotrope de particules de kaolinite ferrisées. La forme externe ovoïde doit être alors en relation avec un volume critique défini par des paramètres physico-chimiques internes au microagrégat. Ce mode d'assemblage est considéré comme une résultante de la ferrallitisation.

Pour PEDRO, CHAUVEL & MELFI (1976) l'évolution qui aboutit à la microstructure ovoïde dans les sols ferrallitiques du Brésil est déterminée également par l'évolution géochimique. "En milieu ferrallitique, l'altéroplassation, premier stade d'évolution pédologique, aboutit à un plasma d'altération constitué d'argile kaolinique saturée en cations basiques et d'hydrates ferriques amorphes et renfermant des éléments traces. Toute l'argile reste libre (le matériau présente un aspect massif) et subit gonflement et retrait. On passe alors à un deuxième stade d'évolution qui correspond à la pédoplassation ferrallitique. Les particules d'argiles s'orientent localement selon les directions de pressions et tensions exercées au sein du matériau créant ainsi des séparations plasmiques, puis des miroirs de glissement occasionnels à partir desquels se développe un réseau de fissures, qui lui-même permet la circulation de l'eau et de l'air. La lixiviation liée à l'action continue du drainage interne entraîne le départ des cations basiques présents dans la double couche des argiles, des ions de transition associés aux oxydes de fer et peut-être même dans certains cas la désilicification partielle de la kaolinite. Il se produit donc une désaturation du complexe adsorbant, en même temps que le départ des ions de transition est à l'origine d'une réorganisation cristalline des composés ferri-fères. Celle-ci en libérant les ions ferriques, est la responsable de la ferrisation superficielle des kaolinites. Les liaisons fer-argile deviennent très fortes, les plasmas perdent leur mobilité et forment les microagrégats." Les auteurs considèrent alors les sols à horizon oxique comme étant les plus évolués, donc les plus vieux. Ce qui rejoint les résultats antérieurement obtenus par BENNEMA et alii (1970) et LEPSCH & BUOL (1974).

Plus récemment PEDRO (1987) réexplique la tendance à la formation des microagrégats. L'auteur sépare deux grands ensembles basés sur un plan de caractérisation énergétique des systèmes plasmiques: (a) un premier ensemble peu contraignant énergétiquement (pF 1-2) en raison des humidités relatives de l'air toujours élevées et des températures généralement au dessus de 0°C et (b) un second ensemble énergétiquement contraignant ($I_A < 20$) en raison de l'existence de saisons très contrastées (variation du pF au cours de l'année entre 0

et 6) ou encore de concentrations salines rencontrées (zones halomorphes). Pour lui, la tendance à la microagrégation est un phénomène convergent dans les milieux peu contraignants énergétiquement. "Il s'agit de milieux humides très filtrants où les solutions sont diluées, à caractère acide marqué et où les éléments Al et Fe jouent un rôle capital, notamment aux interfaces du fait de leur tendance à l'hydrophobie". Pour l'auteur tous ces paramètres se conjuguent pour engendrer des organisations à géométrie fixe (sphériques ou ovoïdes) et qui apparaissent généralement sous la forme de volumes présentant des surfaces externes minimales (la sphère étant le volume présentant la plus petite surface externe possible pour une quantité de matière donnée) et de dimensions compatibles (dimension voisine de 100 μm) avec les phénomènes physiques prépondérants (tension superficielle). L'auteur prend comme référence les micronodules de CHAUVEL (1976); il considère alors les sols rouges de Casamance comme un modèle d'association kaolinite - oxyde de fer.

Derrière les hypothèses précédentes réside toute une école de raisonnement qui en employant des arguments d'ordre physique et chimique, à partir de données du milieu naturel et de protocoles expérimentaux, tend à expliquer la microagrégation de la manière suivante: à une action d'origine externe (conditions bioclimatiques) il se produit une réaction d'origine interne (interactions physico-chimiques à l'intérieur des microagrégats) (CHAUVEL, PEDRO & TESSIER, 1976; PEDRO, 1976; TESSIER & PEDRO, 1976; PEDRO, 1980; TESSIER, 1980; CAMBIER et PROST, 1981; ROBERT et alii, 1983; TESSIER, 1984; CAMBIER, 1986; OADES, 1986 et ROBERT et alii, 1987). La forme externe (sphérique ou ovoïde) et la taille du microagrégat proviennent alors d'une force résultante qui agit de l'intérieur du microagrégat vers l'extérieur.

(b) Une deuxième théorie considère la forme ovoïde des microagrégats des sols ferrallitiques comme étant simplement la résultante d'une réorganisation plasmique sans intervention au départ d'un processus interne de nature géochimique. Le défenseur de cette idée est MULLER (1977).

Pour MULLER (1977), dans ces études au Cameroun, la genèse des microagrégats ovoïdes (micropeds de réseau) débute par un simple réarrangement plasmique sans qu'apparaisse, au stade d'ébauche, de changement de teinte traduisant d'éventuels déplacements de fer. L'auteur affirme qu'il s'agit d'une fragmentation par réticulation du fond matriciel lié à une modification de la structure plasmique, sans aucun changement de nature géochimique. La modification de la structure plasmique apparaît comme une réorganisation biaxiale (néostrianes) d'une structure insépique. L'auteur laisse sous-entendre que c'est le jeu de contraintes lors d'une évolution ultérieure qui oriente et divise le fond matriciel. Dans cette théorie, la forme externe et la taille du microagrégat doivent être également gouvernées par une force résultante qui agit de l'intérieur du microagrégat vers l'extérieur.

(c) Une troisième théorie considère la forme ovoïde des microagrégats des sols ferrallitiques comme la résultante d'une bio-agrégation de grande ampleur, essentiellement due à l'action des termites.

L'aptitude des termites à la fabrication des microagrégats minéraux ou organo-minéraux ovoïdes (50-1000 μm) a été déjà montrée à plusieurs reprises (STOOPS, 1964; LEE & WOOD, 1971; SLEEMAN & BREWER, 1972; GRASSE, 1984; MERMUT et alii, 1984; WIELEMAKER, 1984 et ESCHENBRENNER, 1986 et 1987).

Les principaux arguments utilisés ont été les suivants:

L'importante similitude entre les matériaux fabriqués et assemblés par les termites et des matériaux microagrégés des sols ferrallitiques. Les similitudes concernant essentiellement la taille, la forme, les microstructures élémentaires (microagrégats ovoïdes en assemblage lâche) et secondaires (microagrégats ovoïdes en assemblage dense).

L'intense activité des termites dans les sols qui présentent cette micro-organisation.

L'existence des termites existent dès le début du tertiaire.

Et la présence de termes de passage entre des agrotubules, des zones à structure microagrégée et des zones compactes.

Dans cette dernière théorie, la forme externe et la taille des microagrégats sont alors contrôlées par une force qui agit de l'extérieur du microagrégat vers l'intérieur: c'est l'intervention biologique.

1.3 Genèse des microagrégats dans les sols du versant Lavapés.

1.3.1 Les microagrégats polyédriques.

Nous avons montré, lors de l'étude de la genèse et de l'évolution des structures superficielles, que les microagrégats polyédriques présents dans l'ensemble superficiel résultaient de la fissuration des fonds matriciels à structure continue.

Dans l'ensemble microagrégé il se produit la même chose.

La preuve en est la présence systématique, dans l'ensemble microagrégé, des domaines à structure continue (isotubules, zones denses autour des chenaux, etc) qui se fissurent et qui, par ce fait, donnent naissance à des microagrégats polyédriques (ph.C78).

Ces fissures sont de deux types:

- des fissures à parois plus ou moins concordantes, intraagrégats;
- et des fissures à parois non concordantes, intraagrégats ou intraplasmiques.

1.3.2 Les microagrégats ovoïdes.

La genèse des microagrégats ovoïdes présents dans l'ensemble microagrégé de la couverture pédologique semble être de nature biologique, probablement due à l'action des fourmis et des termites.

Les faits qui démontrent une telle origine reposent sur les traits morphologiques suivants:

- (a) La présence dans les sols de nodules lithorelictuels basaltiques ovoïdes (100-1000 μm) de faciès d'altérites plus profondes que celles immédiatement sous-jacentes au sol.
- (b) La présence des microparticules de charbon de bois dans les microagrégats bruns et brun sombre.
- (c) La forte variété de la couleur des microagrégats et de leur organisation plasmique interne.
- (d) La présence des néostrianes périphériques aux microagrégats.
- (e) La composition granulométrique du squelette quartzeux des microagrégats.
- (f) La présence généralisée des quartz dissociés du plasma.
- (g) La présence d'importantes similitudes entre les microagrégats engendrés par la faune du sol (fourmis *Atta*, termites et autres) et les microagrégats constituant le fond matriciel de l'ensemble microagrégé.

Les démonstrations se dégageront au fur et à mesure du développement de chacun de ces points.

1.3.2.1 Les nodules lithorelictuels ovoïdes de basalte.

L'étude macro et micromorphologique du versant Lavapés montre que les faciès de nombreux nodules lithorelictuels ovoïdes (100-1000 μ m) de basalte présents dans le fond matriciel de l'ensemble microagrégé (ph.C79) ou dans les agrotubules correspondent à des faciès d'altérites plus profondes que celles sous-jacentes au sol.

Deux conclusions se dégagent:

- la première est que ces nodules ne peuvent pas être dans ces positions sans qu'on envisage un mécanisme de remontée verticale par la faune du sol;

- la deuxième est que la forme ovoïde de ces nodules d'isaltérite basaltique ne peut être engendrée que par un animal possédant des mandibules. Ce qui met en évidence également l'aptitude de la faune du sol (fourmis et termites) à la construction des microagrégats ovoïdes.

1.3.2.2 Les microparticules de charbon de bois.

Les charbons de bois sous forme de microparticules de la taille des limons et sables fins ne se trouvent en abondance qu'au sein des microagrégats brun sombre (LR) et brun. Cela concerne alors principalement les ensembles sombres de profondeur (H8 et H13) constitués principalement de ces microagrégats mais aussi tous les autres horizons (H2, H3, H6, H9, H10, H12, H14, H17 et H18) où ces microagrégats ont une présence non dominante.

La question qui se pose est donc de savoir l'origine des microparticules de charbon de bois présentes dans les microagrégats bruns et brun sombre.

L'étude morphologique montre la présence en profondeur (1 à 2 m) de débris centimétriques tout au long d'une grande partie de la couverture pédologique et aussi la présence de débris millimétriques dans les ensembles superficiels du pôle amont. En ce qui concerne l'origine des microparticules (2 à 30 μ m) nous pensons alors qu'elles résultent d'une fragmentation biologique des particules plus grossières.

Les faits que nous amènent à cette hypothèse sont les suivants:

- les charbons de bois plus grossiers sont traversés régulièrement par des pédotubules d'origine biologique (phs.C47,NB15); ces pédotubules sont comblés par des microagrégats bruns et brun sombre;

- certaines microparticules de charbon sont ovoïdes (ph.C34); une fragmentation donnant naissance à une forme externe sphérique ou ovale montre l'origine animal;

- l'ensemble microagrégé, à l'exception des horizons 1 et 11, se compose de microagrégats ovoïdes de différentes couleurs (ph.C28), brun sombre, brun, brun jaunâtre, brun rougeâtre, rouge jaunâtre et rouge. Les microparticules de charbon se concentrent seulement dans les microagrégats bruns et brun sombre;

- entre les microagrégats bruns et brun sombre les microparticules se concentrent davantage dans ces derniers, la transition et le contraste sont abrupts.

D'autres faits convergent vers l'origine biologique. Par exemple, les pédotubules ou les agrégats ovoïdes brun sombre d'origine biologique présents en surface qui sont enrichis en microparticules ovoïdes de charbon de bois (ph.C35). Cela montre l'aptitude de certains représentants de la faune du sol à introduire du charbon de bois sous forme de microparticules dans les agrégats minéraux.

L'origine biologique des microparticules de charbon de bois entraîne des conséquences directes sur la genèse des microagrégats ovoïdes bruns et brun sombre riches en ces microparticules.

Nous avons vu que ces microagrégats ovoïdes bruns et brun sombre peuvent être présents, soit regroupés dans les agrotubules, soit dispersés dans les fond matriciels. Nous pensons alors qu'ils sont fabriqués et enrichis en microparticules de charbon de bois en même temps, à travers une activité de la faune du sol, comme celle des termites et/ou fourmis.

Cela suggère la biogenèse des microagrégats ovoïdes des ensembles sombres de profondeur ("Sombric horizons").

1.3.2.3 La variété de la couleur des microagrégats et de leur organisation plasmique interne.

La couleur (LR) et l'organisation plasmique interne des microagrégats sont très variées dans la plupart des horizons pédologiques de l'ensemble microagrégé (H2, H6, H7, H8, H9, H12 et H13).

Dans les horizons présents dans le pôle amont, quatre types de microagrégats selon la couleur (LR) se juxtaposent (ph.C28):

- brun sombre;
- bruns;
- brun jaunâtre;
- et rouge jaunâtre.

Dans les horizons du pôle aval, les différents types de microagrégats juxtaposés sont:

- brun sombre;
- bruns;
- brun rougeâtre;
- et rouges.

En ce qui concerne l'organisation plasmique interne de ces microagrégats trois types ressortent:

- les microagrégats isotropes, qui correspondent aux microagrégats brun sombre, riches en microparticules de charbon de bois;
- les microagrégats isotiques avec quelques plages asépiques et insépiques, qui correspondent aux microagrégats bruns, brun rougeâtre et rouges;
- les microagrégats isotiques avec de nombreuses plages asépiques et insépiques et présentant souvent des néostrianes périphériques minces et discontinus; ils correspondent aux microagrégats brun jaunâtre et rouge jaunâtre.

Dans la littérature, certains travaux (CHAUVEL,1976 et MULLER,1977) montrent une relation entre la variété des microagrégats selon leur organisation plasmique interne et une accumulation centrifuge de fer. Il s'agit des glébules de CHAUVEL et des micropeds ferritisés de MULLER. L'argumentation utilisées par ces auteurs a été fondée principalement sur des faits micromorphologiques, d'une part l'opacification du plasma, d'autre part le contraste avec les plasmas environnants.

Comme, dans notre cas, la présence des microagrégats isotropes en sub-surface et en profondeur apparaissait aussi en contraste avec d'autres types d'organisations plasmiques et que cela ressemblait beaucoup aux cas cités ci-dessus, nous avons décidé d'effectuer des dosages quantitatifs du fer. L'objectif était de savoir si cette différenciation plasmique avait une relation avec une éventuelle accumulation de fer.

Par le fait que, dans le versant Lavapés les microagrégats isotropes se concentraient davantage dans les ensembles sombres supérieur et inférieur nous avons effectué des analyses chimiques du fer total dans différents profils verticaux situés au long du versant Lavapés (fig.89).

La figure 89 montre ainsi qu'il n'existe pas de relation entre les zones d'accumulation de microagrégats isotropes (microagrégats brun sombre riches en microparticules de charbon de bois) et une éventuelle accumulation en fer. Car les horizons pédologiques les plus riches en microagrégats isotropes ne correspondent pas à des teneurs en fer total plus élevées, à la seule l'exception du profil P.9. Autrement dit, l'opacification des microagrégats présents en profondeur dans cette couverture pédologique peut avoir une autre explication.

Nous avons effectué alors des dosages du carbone total.

Les distributions du carbone total en profils verticaux (fig.58) donnent un premier élément de réponse. Ils montrent l'existence d'une relation de concordance entre les zones de concentration des microagrégats isotropes et de concentration en matière organique.

Il revient aux analyses micromorphologiques de montrer définitivement le rapport direct entre l'opacification de ces microagrégats et leur richesse en microparticules de charbon de bois. Ce qui n'empêche pas d'autres composants, par exemple des matières organiques fortement humifiées, de participer éventuellement à l'opacification du plasma brun sombre. On comprend de cette façon l'accumulation de matière organique.

Ainsi en ce qui concerne l'opacification des microagrégats, on peut supposer que son origine à Botucatu n'est pas pédogénétique mais biologique.

D'autre part, nous avons déjà vu l'effet de l'action des fourmis *Atta* dans ces sols. Ces animaux prélèvent en profondeur des matériaux beaucoup plus rouges que ceux superficiels. Ils les remontent vers la surface (phs.C1 et C2) ou ils les utilisent pour reboucher leurs chenaux en construisant des pédotubules (ph.C15).

L'étude morphologique montre que les pédotubules des fourmis *Atta* présents dans l'ensemble microagrégé, en très forte abondance, sont systématiquement envahis par d'autres pédotubules, notamment des agrotubules à microagrégats bruns et brun sombre (ph.C27), ce qui illustre bien le mécanisme biogénétique à l'origine de la juxtaposition des différents types de microagrégats selon la couleur et l'organisation plasmique interne.

Ainsi fondée sur la forte variété des microagrégats en fonction de la couleur externe (LR), de leur organisation plasmique interne, de la façon dont ils se juxtaposent, en conservant la forme externe ovoïde, avec des transitions abruptes et sans qu'il existe des traits qui pourraient éventuellement montrer des séquences de transformation à l'échelle microscopique ou macroscopique, l'origine biologique due à l'activité de la faune du sol devient vraisemblable.

La forte variabilité des types de microagrégats selon la couleur externe et l'organisation plasmique interne résultent d'un processus continu basé sur des rebioturbations successives.

1.3.2.4 Les néostrianes périphériques aux microagrégats ovoïdes.

Un certain nombre d'observations nous amènent à supposer que les néostrianes périphériques aux microagrégats ovoïdes (ph.C44) sont d'origine biologique due à l'activité de certains représentants de la faune du sol.

La supposition que les néostrianes périphériques aux microagrégats ovoïdes soient de nature animale repose sur les arguments suivants.

(a) Les néostrianes présentent une distribution spatiale très hétérogène qui est commandée par la faune du sol - dans ce cas, les fourmis *Atta*. Les néostrianes ne sont abondants qu'au sein des matériaux rouge jaunâtre remontés par ces fourmis, à savoir:

- les monticules des fourmilières abandonnées (profils FT.3A et T.5);
- les domaines de l'horizon hétérogène en couleur (H3);
- les pédotubules;
- et les microagrégats qui se trouvent dispersés dans les horizons à différents types de microagrégats selon la couleur.

(b) Les reprises de microagrégats ovoïdes à néostrianes sont fréquentes dans l'ensemble microagrégé. La présence au sein des microagrégats ovoïdes de "pseudo-néostrianes" ou de séparations plasmiques concentriques et parallèles à la paroi du microagrégat, mais pouvant être en même temps en contact direct avec les vides (ph.C44) ou pas, montre que ce type de séparation plasmique n'a pas de relation directe avec les vides. Par contre, une telle organisation montre une relation avec la forme ovoïde. Certains microagrégats remontés par les fourmis *Atta* (dans les pédotubules ou dans l' horizon 7/profil T.5) présentent des séparations plasmiques concentriques emboîtées les unes sur les autres et sans rapport directe avec les vides (ph.C80). On suppose que ces séparations plasmiques se forment suite à des reprises successives lors de la fabrication d'un microagrégat. MULLER (1977) a qualifié ces organisation plasmiques de micro-organisation complexe ou de micropeds de réseau en disposition concentrique.

(c) En fonction de la similitude qui existe entre les termites et les fourmis *Atta* (morphologie de la cavité buccale, construction des microagrégats ovoïdes) et de la pauvreté de ce sujet en ce qui concerne les *Atta* nous empruntons les données à la littérature qui aborde les effets de l'action des termites notamment sur l'organisation plasmique.

Quand GRASSE (1984) décrit la technique de construction de certains termites (*bellicositermes*) il dit:

- que la boulette peut être arrondie par la poussée de la pointe arrondie de l'hypopharynx;
- et que cet animal se sert de l'hypopharynx en tant que lisseur.

MERMUT et alii (1984) lorsqu'ils étudient la microstructure de termitières de *Macrotermes*, décrivent des séparations plasmiques maillées ("mesh fabric") et qui ressemblent au type latissépique de BREWER (1964).

ESCHENBRENNER (1986) met en relation les assemblages asépiques et insépiques avec le déchiquetage du matériau par les mandibules lors du prélèvement et avec la trituration dans la cavité buccale lors de la salivation. Il met en relation également les néostrianes en périphérie des microagrégats ovoïdes avec un effet de lissage lors de la régurgitation.

En conclusion, on peut envisager dans les sols ferrallitiques que les néostrianes à la périphérie des microagrégats ovoïdes ou que les séparations plasmiques concentriques présentes dans les assemblages denses soient éventuellement de bonnes pistes indicatrices de l'activité des fourmis *Atta* ou de certaines espèces de termites.

Par contre, MULLER (1977) propose une autre théorie pour expliquer la génèse des microagrégats ovoïdes à néostrianes (micropeds de réseau).

Les micropeds de réseau (microagrégat ovoïde à séparation plasmique périphérique) croissent en nombre de la base vers le sommet au fur et à mesure que le réseau de microfentes devient de plus en plus dense.

A une porosité de fissures il se substitue une porosité de microfentes courbes ($< 30 \mu\text{m}$); ces dernières s'anastomosent d'abord en étoile puis en réseau, ensuite ce réseau de microfentes évolue en vides d'entassement (fig.90). Les micropeds existent déjà à la base (état d'ébauche, apparemment sans rapport avec des vides = séparations plasmiques organisées en réseau délimitant des zones de plasma, sphéroïdales, à assemblage interne aseptique ou inséptique nettement moins orienté que celui du plasma environnant), puis ils apparaissent partiellement ou totalement individualisés par le réseau de microfentes.

Les faits observés à Botucatu nous amènent à une explication différente de celle de Muller. Car:

Les néostrianes ne sont abondants qu'au sein des matériaux rouge jaunâtre remontés par les fourmis *Atta*. Leur distribution spatiale est donc très hétérogène. Ceci est associé à la remontée des fourmis *Atta*.

Lors de la différenciation de la porosité, de l'organisation plasmique et de la structure quand on passe d'un agrotubule à un isotubule rouge jaunâtre construit par les fourmis *Atta* il se produit l'inverse de ce qui se passe dans MULLER (comparer les figs.90 et 91). Nous utilisons également une autre terminologie pour la description du même type de porosité. Ainsi dans l'agrotubule la porosité est constituée de vides d'empilement, il contient quelques microagrégats ovoïdes avec des néostrianes, la structure est microagrégée. Lorsqu'on passe à un isotubule (phs.C13 et NB5) la porosité beaucoup plus faible est constituée par des vides polyconcaves isolés, la structure est continue et présente quelques séparations plasmiques concentriques sans rapport évident avec les vides. L'état intermédiaire se caractérise par un fond matriciel à sous-structure ovoïde (ph.C23) riche en vides polyconcaves et présentant quelques séparations plasmiques concentriques délimités partiellement par des vides polyconcaves. Le passage d'un agrotubule à un isotubule se produit dans ce cas par la compactation des microagrégats. Les vides polyconcaves et la sous-structure ovoïde rappellent l'état microagrégé antérieur.

1.3.2.5 La composition granulométrique des microagrégats ovoïdes.

Lors de l'étude micromorphologique nous avons montré que la taille des microagrégats ovoïdes varie principalement entre 20 et 500 μm mais qu'on pouvait trouver aussi, beaucoup moins abondamment bien entendu, des microagrégats plus grossiers (500-1000 μm).

Nous avons vu également que le spectre granulométrique du squelette quartzeux, très homogène sur toute la couverture pédologique, varie de 10 à 2000 μm . Le type de distribution peut être perçu dans la figure 53-A.

Le fait qui plaide en faveur de l'origine biologique des microagrégats ovoïdes est que ceux-ci ne présentent que des grains de quartz inférieurs à 100 μm (ph.C67) y compris dans les microagrégats ovoïdes les plus grossiers (ph.C81) et cela quelle que soit leur couleur externe (LR) ou leur organisation plasmique interne. Ce type de composition granulométrique homogène dans un milieu où le spectre granulométrique est très hétérogène se retrouve aussi fréquemment dans de nombreux macroagrégats ovoïdes (ph.C82) et isotubules d'origine termitique ou de fourmis.

Ainsi nous attribuons la forte homogénéité granulométrique des microagrégats ovoïdes à un tri biologique.

1.3.2.6 La dissociation entre le plasma et le squelette.

Il apparaît nécessaire ici de reprendre l'étude micromorphologique des macroagrégats présents dans les ensembles superficiels.

Certains macroagrégats sont envahis par des agrotubules d'origine biologique; ils se transforment alors en place en microagrégats ovoïdes (phs.NB23 et NB24). Comme conséquence cela entraîne la dissociation entre le plasma et le squelette quartzeux (phs.C31 et C32).

Dans l'ensemble microagrégé, la dissociation entre le plasma et le squelette quartzeux plus grossier ($> 100 \mu\text{m}$) est un fait (ph.C67). L'arrangement se traduit par un empilement des microagrégats et des grains de quartz.

Tenant compte du mécanisme de transformation des macroagrégats décrit ci-dessus, on peut supposer que l'arrangement de microagrégats ovoïdes et des grains de quartz libres dans l'ensemble microagrégé peut se traduire également en conséquence d'une activité de certains représentants de la faune du sol.

1.3.2.7 Les similitudes entre les microagrégats fabriqués par la faune du sol (fourmis *Ata*, termites et autres) et les microagrégats constituant l'essentiel du fond matriciel de l'ensemble microagrégé.

Il est question ici des microagrégats ovoïdes de 20 à 500 μm .

Fourmis *Ata*

Nous avons montré que les agrotubules, les volumes (H7) et les monticules des fourmilières contenant des matériaux profonds rouge jaunâtre ou rouges peuvent être attribués aux fourmis *Ata*.

Les photos C42 et C43 montrent respectivement couleur, forme et taille des microagrégats remontés par les fourmis *Ata* (H7, profil T.5). Les formes et les tailles sont très similaires à celles des microagrégats présents dans le fond matriciel de l'ensemble microagrégé d'une manière générale, avec n'importe quel type de microagrégat selon la couleur.

Les photos C24 et NB3 montrent les microagrégats présents dans un agrotubule rouge jaunâtre et dans le fond matriciel environnant (H6). En LR (ph.C24) on arrive à délimiter l'agrotubule à partir de la couleur. En LF (ph.NB3) on n'est pas capable de distinguer l'agrotubule ni de faire la différence (en forme ou taille) entre les microagrégats de ce dernier et ceux présents dans le fond matriciel environnant.

Sous lumière transmise polarisée on n'est pas capable de distinguer non plus les microagrégats rouge jaunâtre, brun jaunâtre et bruns entre eux.

En ce qui concerne la couleur, la même chose se produit avec les microagrégats brun jaunâtre, rouge jaunâtre ou rouges présents dans l'ensemble microagrégé hétérogène en couleur, sous fort contraste (phs.C28 et C45). On n'est pas capable de les distinguer des microagrégats présents actuellement dans les agrotubules (ph.C27), dans les patates (ph.C42) ou dans les monticules des fourmilières (phs.C6 et C13).

Termites

Nous avons tendance à attribuer plutôt aux termites les constructions des agrotubules à microagrégats bruns et brun sombre riches en microparticules de charbon de bois.

Les photos NB4 et C25 montrent les similitudes entre les microagrégats des agrotubules bruns construits par la faune du sol et ceux présents dans le fond matriciel environnant (H6). En LF (ph.NB4) on distingue à peine le contour de l'agrotubule.

En ce qui concerne la forme, la taille et la couleur des microagrégats des agrotubules bruns construits par la faune du sol dans les horizons superficiels, on n'est pas capable de les distinguer de ceux dispersés dans les fonds matriciels des horizons pédologiques plus profonds du pôle amont.

Il en va de même quand on compare les microagrégats brun sombre des agrotubules construits par la faune du sol dans les horizons superficiels avec les microagrégats brun sombre dispersés dans le fond matriciel des ensembles sombres de profondeur ou même dans les autres horizons pédologiques dans lesquels les microagrégats brun sombre ne sont pas dominants.

Fourmis ou termites

On ne distingue pas non plus, que se soit en forme ou taille, les microagrégats (de mêmes couleurs) contenus dans les agrotubules construits par la faune du sol de ceux présents dans le fond matriciel des horizons pédologiques profonds et homogènes en couleur (H1 et H11).

D'autre part, nous n'avons aucun argument morphologique pour distinguer si ces agrotubules résultent de l'action des fourmis *Atta* ou des termites. La seule chose qu'on peut dire c'est que l'activité des fourmis *Atta* dans le pôle aval est actuellement beaucoup plus faible que dans le pôle amont.

Autres représentants de la faune du sol

Nous attribuons à un(des) autre(s) représentant(s) de la faune du sol (espèce pour nous inconnu: peut-être enchytraeides? colemboles? ou acariens?) les constructions des petits agrotubules (<2 mm) (ph.C31) à microagrégats ovoïdes de taille très homogène et très petite (<100) très souvent soudés les uns aux autres en donnant des microagrégats mamelonnés (ph.C32).

Ces microagrégats fabriqués par la faune du sol sont très similaires en forme et taille aux microagrégats ovoïdes (<100 μ m) et mamelonnés à sous-structure ovoïde de taille homogène (<100 μ m) dispersés dans l'ensemble microagrégé.

En conclusion on constate de très fortes similitudes entre les microagrégats fabriqués par la faune du sol et les microagrégats présents dans le fond matriciel de l'ensemble microagrégé.

1.4 Conclusion.

Les principales conclusions qui se dégagent de cette partie concernent la genèse des microagrégats polyédriques et ovoïdes présents dans l'ensemble microagrégé.

Microagrégats polyédriques.

Les microagrégats polyédriques résultent de la fissuration des agrégats à structure interne continue plus grossiers (isotubules, agrégats ovoïdes, zones compactes autour des chenaux, etc).

Cette conclusion à propos du mécanisme à l'origine des microagrégats polyédriques rejoint en partie celles de BEAUDOU et alii (1977) et de TRAPNELL et alii (1986).

Les seules différences reposent sur l'interprétation du phénomène à l'origine de la fissuration. Pour ces auteurs, la fissuration résulte seulement d'un retrait des matériaux due aux alternances d'humectation et de dessiccation.

Dans notre cas on distingue:

D'une part les fissures à parois plus ou moins concordantes qui résultent d'un retrait.

Et d'autre part les fissures à parois non concordantes, microfissures intraplasmiques, pour lesquelles l'hypothèse de phénomènes de dissolution ne peut être écartée. On reprendra ce sujet plus loin, lors de la présentation des phénomènes d'appauvrissement superficiel.

Microagrégats ovoïdes

Les faits qu'on observe à Botucatu tels les caractères morphologiques des microagrégats ovoïdes,

- forme;
- taille (20 à 500 μm);
- forte variété en couleur et structure plasmique;
- squelette quartzeux trié;
- présence de néostrianes périphériques;

la façon dont ils s'organisent dans l'espace

et la très nette identité avec les microagrégats fabriqués "en place" par la faune du sol,

nous amènent à supposer que l'activité de la faune du sol, principalement fourmis et termites, peut-être d'autres (enchytraeides? colemboles? acariens?) est le moteur principal de la microagrégation dans l'ensemble microagrégé de cette couverture pédologique de Botucatu. Il faut considérer ici l'échelle de notre observation: 2.5 mètres de sol).

Notre conclusion va alors à la rencontre de la "bio-agrégation" proposée par ESCHENBRENNER (1986) comme étant le phénomène majeur de la microagrégation de certains sols tropicaux. La seule différence porte sur le fait que cet auteur se restreint aux termites.

D'un autre côté, les faits observés à Botucatu semblent n'être pas en accord avec les autres théories proposées sur le mode de formation des microagrégats. Les divergences rencontrées à Botucatu reposent sur les points suivants:

Les tailles des microagrégats (20 à 500 μm), les couleurs variées (qui expriment alors différentes constitutions) et les organisations plasmiques internes sont trop variées pour pouvoir définir "un volume critique" qui serait défini à son tour par des paramètres physico-chimiques internes aux microagrégats.

Il n'existe pas un rapport déterminant entre la microagrégation et les milieux fortement désaturés. Dans le profil P.5, l'ensemble microagrégé est présent et pourtant le complexe absorbant n'est pas fortement désionisé (fig.56). En même temps, on ne peut pas distinguer les ensembles microagrégés et polyédriques en ce qui concerne les caractères physico-chimiques.

Enfin, la présence de l'ensemble microagrégé dans les extrémités aval des versants convexes (figs.83,84) est en contradiction avec l'idée que les sols à horizon oxique sont les plus évolués ou les plus vieux comme l'affirment aussi plusieurs auteurs (BENNEMA, et alii, 1970; LEPSCH & BUOL, 1974, BUOL & ESWARAN,1978). Ce cas montre au contraire, des sols plus jeunes, microagrégés, sur des pentes très fortes, la microagrégation étant alors en rapport chronologique avec une période de rajeunissement des versants par érosion. Car (a) la rupture de pente très abrupte avec le rapprochement de l'altérite vers la surface démontre la présence d'une phase érosive plus récente, (b) le front de microagrégation est plus ou moins concordant à la nouvelle surface topographique et (c) les matériaux microagrégés ne sont pas colluviaux; il n'existe aucun trait qui nous permette de les relier aux matériaux situés à l'amont, bien au contraire; les couleurs (3.25YR3/4) sont toujours celles qui s'associent aux altérites de basalte (10YR3/3); les textures sont encore plus argileuses que celles de l'amont (les grains de quartz sont beaucoup moins abondants) et les nodules lithorelictuels basaltiques sont plus abondants.

2. Les différenciations structurales microagrégats - polyèdres.

Dans les paysages tropicaux la présence de relations spatiales entre les horizons B texturaux - avec structure polyédrique - et les horizons latossoliques - avec structure microagrégée - a attiré l'attention de nombreux chercheurs dans le monde.

Plusieurs hypothèses ont été formulées pour expliquer de telles organisations, leurs relations et genèses. Toutes les hypothèses montrent l'existence de relations génétiques entre les horizons Bl et Bt.

Notre étude met également en évidence la présence de relations génétiques entre les structures microagrégées et polyédriques. Les résultats acquis par nous permettent la compréhension de la genèse des structures polyédriques des Nitosols et de leur évolution dans le temps et dans l'espace.

Les Nitosols ont été définis comme des sols ayant un "epipedon ochric ou umbric", susjacent à un horizon B argilique (FAO-UNESCO,1971).

Avant de rentrer dans les résultats qui ressortent de notre travail, nous allons passer en revue les principales hypothèses qui expliquent les processus et les mécanismes à l'origine de ces transformations structurales.

2.1 Relations génétiques entre les sols à horizon polyédrique et les sols à horizon microagrégé: données bibliographiques.

Les résultats fournis par la littérature montrent deux sens de transformation, à savoir:

- la différenciation des sols microagrégés à partir des sols polyédriques;
- et la différenciation des sols polyédriques à partir des sols microagrégés.

2.1.1 Différenciation des sols microagrégés à partir des sols polyédriques.

La transformation des sols polyédriques en microagrégé se produit par la dégradation de l'horizon polyédrique (BENEMMA et alii,1970; ESWARAN,1972; PEDRO et alii,1976; ESWARAN et alii,1979; BEINROTH,1979 et CARVALHO et alii,1983).

D'après ces auteurs la dégradation est principalement d'origine météorique: altération des minéraux alumino-silicatés avec départ de silice, qui peut reprecipiter sous forme de cristallin ou de quartzanes (ESWARAN,1972), et accumulation de sesquioxides. L'aluminium peut éventuellement migrer et reprecipiter sous forme de revêtements de

gibbsite sur les parois des vides (ESWARAN et alii, 1977). L'évolution géochimique entraînerait la transformation structurale, l'accumulation de fer jouant un rôle principal dans la réorganisation du plasma et dans l'origine des microagrégats.

Cette théorie unanimement acceptée ne propose que l'explication de l'évolution de la structure plasmique lorsqu'on passe des sols à structure polyédrique (plasma plus riche en séparations plasmiques) aux sols à structure microagrégée (plasma isotique). La forme externe et la taille du produit final (microagrégat) et son mode de formation ne sont jamais pris en compte dans les raisonnements explicatifs.

BENNEMA et alii (1970) étudiant la micro-organisation de certains sols du Sud du Brésil suggèrent que les sols microagrégés et polyédriques dérivés d'une même roche sont organisés dans une chronoséquence d'altération. Ils mettent en évidence trois stades d'évolution: (a) un premier stade qui englobe les entisols et inceptisols, (b) un deuxième stade qui est représenté par les sols à horizon argillique et (3) un troisième stade qui comprend les sols à horizon oxisol. Ils associent les oxisols à des restes d'une ancienne surface d'érosion.

ESWARAN (1972) décrit la même séquence d'altération pour des sols dérivés du basalte du Nicaragua. De la même manière que les auteurs précédents, il associe les changements de la structure plasmique à la pédogénèse et les relie aux propriétés physico-chimiques. Le passage au plasma isotique des oxisols est attribué à une accumulation de fer libre, à une réduction du stress dans la masse du sol et à un changement minéralogique qualitatif et quantitatif. Il met encore en évidence la néoformation de quartz à partir de la précipitation de solutions de sol sursaturées en silice. Cependant CHAUVEL (1976) montre, quelques années plus tard, que les transformations structurales peuvent s'effectuer sans que cela s'accompagne de changements minéralogiques.

LEPSCH & BUOL (1974) associent également, lors de l'étude d'une toposéquence Oxisol - Ultisol dans l'état de Sao Paulo, les oxisols à une surface géomorphologique plus ancienne. D'après eux, le plasma floccule et s'organise en une structure granulaire en fonction de l'âge et du stade d'altération. Plus âgés et plus altérés sont les sols et plus grand sera le degré d'expression du caractère oxisol.

PEDRO et alii (1976) étudiant les sols dérivés du basalte au sud-est du Brésil - Terra Roxa Legítima (Latosolo Roxo / Oxisol) et Terra Roxa Estruturada (Nitosol) considèrent les TRL comme un stade ultime (en passant par le stade TRE) de l'évolution géochimique.

Sur une toposéquence latérale de sols (LR - TRE - LR) sur roches basaltiques à Ribeirão Preto, CHAUVEL et alii (1983) suggèrent que le passage TRE - LR sur le glaciaire se produit progressivement à partir de la désactivation des argiles (désaturation et ferrisation des argiles).

Malgré les constatations précédentes, ESWARAN et alii (1979) montrent la présence à Puerto Rico de sols à horizons argillique et oxisol superposés et reliés génétiquement sans qu'on puisse les distinguer du point de vue du degré d'altération.

MIKLOS & ESPINDOLA (1983) montrent également la superposition d'horizons polyédrique (TRE) et microagrégé (LR) dans un même profil, fortement altérés et à propriétés physico-chimiques homogènes.

2.1.2 Différenciation des sols à horizon polyédrique à partir des sols à horizon microagrégé.

Dans la littérature sur la transformation des sols à structure polyédrique à partir des sols à structure microagrégée on rencontre plusieurs théories qui essaient d'expliquer les processus et les mécanismes mis en jeu.

(a) L'illuviation d'argile comme processus majeur ou dominant.

CHAUVEL (1976) montre la transformation des sols rouges microagrégés en sols beiges à travers la mobilisation des argiles. Dissociation fer - argile, redistribution des constituants - illuviation, obstruction de l'espace poral et hydromorphie secondaire en sont les processus responsables. CHAUVEL & PEDRO (1978) affirment que le mécanisme à l'origine de la dissociation fer - argile réside dans un phénomène d'ultradessiccation qui affecte les sols de Casamance, région du Sénégal avec un couvert végétal peu épais et soumise à un régime climatique très contrasté.

CASTRO (1989) étudiant les sols "podzolizados" de Marilia (Brésil) montre également que les horizons argilliques se transforment directement à partir des horizons B latossoliques (oxiques) à structure microagrégée. L'origine des transformations reposant sur différents mécanismes de transfert de matière, physique ou chimique.

Pour LESPCH & BUOL (1974), ESWARAN (1979), BULLOCK & THOMPSON (1985) et FEDOROFF & ESWARAN (1985), le processus de translocation d'argile est le processus pédogénétique dominant dans la genèse des horizons argilliques des Ultisols et Alfisols.

D'après VILLIERS (1962) la saturation intermittente des sols peut provoquer la réduction et la ségrégation du fer, rendant possibles la dispersion et la migration des argiles et la formation des horizons argilliques. Il admet l'importance des mouvements hydriques latéraux chargés en solutés et en colloïdes provenant des altérations sur l'organisation des horizons argilliques (VILLIERS, 1965).

VAN WAMBEKE (1967) et ESWARAN (1972) considèrent que les phénomènes de translocation d'argile à l'origine des horizons argilliques se mettent en place principalement dans des stades pédogénétiques plus récents. Le premier auteur associe les horizons argilliques à des surfaces géomorphologiques plus jeunes.

En ce qui concerne les Terra Roxa Estruturada (TRE / Nitosols) de Ribeirao Preto (Brésil) OLIVEIRA & CARVALHO (1969) ont attribué sa genèse à un transfert latéral et sub-superficiel d'argile en suspension avec une accumulation dans les horizons argilliques.

D'autres auteurs confirment que l'illuviation d'argile est un phénomène majeur dans les TRE (PERECIN & CAMPOS, 1976; CARVALHO & MENDES, 1979 et LIMA et alii, 1989).

PERECIN & CAMPOS, 1976 suggèrent que la formation d'une TRE à partir d'un Latossolo Roxo (LR) se produit aussi à travers une illuviation récente.

En ce qui concerne les théories sur la transformation de la TRE à partir d'un LR à travers l'illuviation, aucun auteur ne fait mention d'une compaction des microagrégats préalable à l'illuviation. On peut alors décrire un fond matriciel de TRE dans son stade initial comme étant un fond matriciel à structure continue où deux phases se distinguent: la phase microagrégée initiale, à plasma isotique et une phase postérieure d'argile illuviale biréfringente qui comble totalement ou partiellement les anciens vides d'empilement.

(b) La pédoturbation comme phénomène majeur.

Dans le cas d'une toposéquence de sols (Oxisol - Ultisol) située à Itatiba (Brésil) et étudiée par MONIZ (1980) et MONIZ & BUOL (1982), les auteurs suggèrent que la transformation de l'horizon B latossolique (oxique) en B textural (argillique) serait créée à partir d'une zone de flux latéral résultant d'une anisotropie de conductivité hydraulique qui affecte la couverture pédologique. Le jeu des alternances d'humectation et dessiccation entraînerait l'expansion et la contraction des matériaux. Il se développerait un stress entre les

microagrégats de manière à les rapprocher les uns des autres en réduisant ainsi l'espace poral. Le processus de fissuration induit par l'expansion et la retraction serait à l'origine des unités structurales polyédriques angulaires ou sub-angulaires. MONIZ et alii (1982) montrent encore que cette transformation structurale s'accompagne d'une resilicification au long des versants qui freine l'évolution ferrallitique (allitisation) des sols.

Dans les résultats présentés par MONIZ & BUOL (1982), aucune mention n'est attribuée à la micro-organisation des différents matériaux.

En ce qui concerne les sols dérivés des roches basiques, l'étude de la toposéquence LR - TRE - LR de Ribeirao Preto (Brésil) menée par CARVALHO et alii (1983) et CHAUVEL et alii (1983) montre la formation d'une TRE au pied d'une butte celle-ci renfermant un LR. Cette butte, est considérée comme une couverture ferrallitique résiduelle et plus ancienne. Les auteurs considèrent que la TRE se forme en raison d'un apport latéral de silice et de bases qui retarde le développement de la microagrégation. Le plasma reste actif. En fonction des alternances saturation - dessiccation il se produit un stress interne. Ce stress provoque l'apparition des fissures et des "slickensides" et ensuite le développement d'un réseau de "stress-cutans".

Dans cette étude de Ribeirao Preto, l'observation détaillée des transitions latérales et verticales dans les deux extrémités de la TRE n'est pas présentée. On ne peut pas être sûr du sens de la transformation sans connaître l'organisation réelle de leurs transitions. D'autre part, la transformation de la géométrie de l'espace poral concomitante à la différenciation structurale n'est pas présentée non plus. On essaiera de montrer plus loin que ces traits morphologiques peuvent indiquer le sens de la transformation.

(c) Interaction de plusieurs processus à l'origine du phénomène.

D'après SOMBROECK & SIDERIUS (1976), le processus responsable de la formation des Ferralsols et Acrisols / Nitosols respectivement (ferrallitisation versus argilluviation) est insuffisant pour expliquer la morphologie et les caractéristiques des nitosols (TRE). Pour eux, il existe un processus spécifique qui est en relation avec l'occurrence générale des peds polyédriques angulaires et fins, leur stabilité et la présence caractéristique des surfaces lisses et brillantes. Ainsi ces auteurs ont concentré leur attention sur l'explication de l'origine de ces surfaces brillantes. Leurs considérations ont été les suivantes:

L'explication de leur présence comme le résultat d'une diffusion à l'origine d'une concentration plasmique sous forme de cutanes composés (ferrans, mangans), localement couvert par des argilanes, n'est pas en conformité avec les conditions aérobies dans lesquelles se trouvent les Nitosols.

La présence des surfaces brillantes comme le résultat de l'action d'un stress n'explique pas les concentrations en oxydes.

Il paraît que les oxydes migrent de l'intérieur de la matrice en condition de drainage libre. Une migration d'oxydes sous influence d'un micro-magnétisme peut en être la cause. Ils proposent le terme "métallisation" pour en caractériser le phénomène. Ils le suggèrent comme étant le processus le plus significatif dans la formation des Nitosols.

Quelques années plus tard ces mêmes auteurs (SOMBROECK & SIDERIUS, 1981) considèrent que plusieurs processus jouent un rôle simultanément dans la formation des Nitosols*: formation de minéraux argileux de faible activité; translocation d'argile; homogénéisation par la faune du sol et nidisation = processus à l'origine des peds polyédriques angulaires avec des surfaces brillantes. La micromorphologie indique la présence d'argilanes sur les peds, tandis que les striations présentes sur ces mêmes surfaces

indiquent que des alternances de gonflement et retrait peut résulter une surface de pression ou un "micro-slikenside". En ce qui concerne l'action de la faune du sol, limitée au premier mètre de sol, on remarque l'action des termites, des fourmis et des vers de terre.

(*) Nouvelle définition proposé par SOMBROECK et SIDERIUS pour regrouper parmi les sols argileux rouges bien drainés des régions tropicales et sub-tropicales, caractérisés par un horizon B profond ayant une structure polyédrique fine, ceux que leur vocation agricole séparent des autres. C'était le concept initial des Nitisols mais qui a été trop élargi lors de la présentation de la légende de la Carte Mondiale des Sols. Ces auteurs ont proposé ainsi une définition plus précise - Nitisol - il implique la présence d'un horizon B "nito-argillique", comme variante de l'horizon argillique. Les TRE se trouvent alors insérés dans cette nouvelle conceptualisation.

Dans une étude des propriétés micromorphologiques des Nitisols, CREUTZBERG & SOMBROECK (1987) mettent en évidence un ensemble spécifique de propriétés micromorphologiques, qu'ils appellent de "Nito-argillic Syndrome", comme étant ce qui caractérise l'horizon "nito-argillic". Parmi les différents traits caractéristiques, les auteurs soulignent la présence des "lepto-coatings" (ferro-argilanes très fins) comme étant la caractéristique la plus importante des horizons "nito-argillic". Ils considèrent que l'omniprésence des "lepto-coatings" dans ces horizons, associée à la présence de surfaces de rupture dues à la présence des séparations plasmiques au sein de la matrice, sont les responsables de l'apparition des surfaces lisses et brillantes observées sur le terrain. L'origine des "lepto-coatings" a été attribuée à une réorganisation locale dans l'horizon avec un dépôt orienté de minéraux argileux, pouvant subir postérieurement des stress (micro-slikensides).

Lors de la présentation des Nitisols au Congrès International de Science du Sol SOMBROECK (1990) resouligne la présence des différents processus à l'origine de ces sols: illuviation d'argile; formation des lepto-coatings = réorganisation locale des minéraux silicatés au sein de l'horizon ou transport à faible distance de minéraux silicatés faiblement cristallisés et dépôt sur la surface des peds et mouvement de stress. Cependant il admet que la nature exacte et l'origine des surfaces lisses et brillantes (lepto-coatings) reste encore incertaine: exudation, métallisation, stress et/ou illuviation?.

Quelle que soit l'origine des "lepto-coatings" et qu'ils représentent le trait le plus caractéristique des horizons "nito-argillic" (CREUTZBERG & SOMBROECK, 1987), nous ne pensons pas que ce trait soit le plus significatif dans la formation des Nitisols comme l'affirment SOMBROECK & SIDERIUS (1976). On essayera de montrer plus loin que ces traits sont postérieurs à la genèse de la structure polyédrique. D'autre part SOMBROECK, dans ses analyses à propos de la genèse des nitisols, n'explique pas comment ils peuvent se former dans l'espace et dans le temps lors d'une évolution à partir de sols à structure microagrégée. Cet auteur analyse toujours les Nitisols en prenant des profils verticaux très typiques et déjà au "bout de l'évolution". On sait aujourd'hui (BOCQUIER, 1973, BOULET, 1974; BOULET et alii, 1982a/b/c et RUELLAN, 1986) que les transitions entre les sols contiennent systématiquement l'essentiel de l'information sur leur origine et que dans les formes déjà achevées, l'information sur le point initial de la genèse se présente souvent déjà effacée par d'autres processus qui n'ont plus rien à voir avec les processus de départ, ce que rend beaucoup plus difficile la compréhension de la genèse des sols quand on les observe seulement par rapport à leur forme la plus évoluée. C'est ainsi qu'à Botucatu nous sommes allés chercher la compréhension de la genèse des structures polyédriques qui caractérisent les Nitisols et de leur évolution en favorisant l'étude des transitions entre les différentes organisations.

2.2 Les transitions entre l'ensemble microagrégé et l'ensemble polyédrique dans la couverture pédologique de Botucatu.

Trois types de transitions entre l'ensemble microagrégé et l'ensemble polyédrique ont été observés dans le versant Lavapés.

(a) Une transition verticale à la base de l'ensemble polyédrique ou au sommet de l'ensemble microagrégé. Cette transition est marquée par la présence d'un ensemble de transition (H15, H18 et H20).

(b) Une relation latérale à l'extrémité aval. Cette transition est marquée par la disparition de l'ensemble polyédrique vers l'aval et son remplacement par l'ensemble microagrégé.

(c) Une relation latérale et verticale en mi-pente respectivement à l'amont et au sommet de l'ensemble polyédrique. Cette transition est marquée par la présence d'un ensemble de transition (H14).

On examinera chaque cas successivement.

2.2.1 Les transitions verticales à la base de l'ensemble polyédrique.

Les transitions verticales entre l'ensemble microagrégé et l'ensemble polyédrique montrent l'existence des relations génétiques entre eux, c'est-à-dire qu'il s'agit bien d'une transformation. Cette relation génétique ou transformation est matérialisée par les faits morphologiques suivants (fig.92):

- la transition verticale est très progressive;
- elle est marquée par la présence entre les ensembles microagrégé et polyédrique d'un horizon dans lequel les agrégats polyédriques se juxtaposent aux domaines microagrégés, la transition entre ces domaines étant diffuse;
- elle se traduit dans une séquence de différenciation structurale continue.

L'étude micromorphologique de cette transition et des deux extrêmes structuraux nous a permis de saisir:

- (a) Le sens d'évolution de la transformation.
- (b) Les mécanismes et les processus à l'origine des transformations.

2.2.1.1 Sens d'évolution de la transformation structurale à la base de l'ensemble polyédrique.

Tels que les traits morphologiques se présentent entre les ensembles microagrégé et polyédrique ils démontrent la transformation de la structure microagrégée en une structure polyédrique. C'est-à-dire que l'ensemble polyédrique s'est formé à partir d'une différenciation en place de l'ensemble microagrégé sous-jacent.

Les évidences qui démontrent la transformation de la structure microagrégée en polyédrique reposent sur les faits suivants.

(a) La différenciation de la géométrie de l'espace poral lors de la différenciation structurale.

La figure 93 montre la différenciation de la géométrie de l'espace poral au fur et à mesure de la différenciation de la structure microagrégée en polyédrique.

L'évidence qui démontre le sens de l'évolution structurale repose sur la morphologie des vides et la sous-structure qui en résulte lors de la différenciation de l'espace poral et de la différenciation structurale.

La séquence de transformation progressive de la structure de la base vers le sommet se traduit de la manière suivante (fig.93):

De microagrégé on passe au polyédrique. Au sommet de l'ensemble microagrégé apparaissent des agrégats à DRFG (distribution relative des éléments fins et grossiers) enau-porphyrique et porphyriques; ces derniers deviennent de plus en plus abondants vers le haut aux dépens des domaines microagrégés qui deviennent de moins en moins abondants. Ce passage est très progressif et marqué par la présence d'une zone intermédiaire où la structure est composée par la juxtaposition d'agrégats porphyriques et de domaines microagrégés (ensemble de transition).

En partageant cette séquence de transformation structurale en différents stades d'évolution on a le schéma suivant:

Stade 1: Il correspond à la structure microagrégée. La porosité est composée de vides d'empilement (ph.C51). Ce stade caractérise l'ensemble microagrégé et les domaines microagrégés de l'ensemble de transition.

Stade 2: Il correspond aux agrégats enau-porphyriques à sous-structure microagrégée ovoïde (phs.C48 et C52) présents dans l'ensemble de transition. Les vides sont composés principalement de cavités polyconcaves mamelonnées. Pour un même volume et par rapport aux domaines microagrégés l'espace poral est devenu plus réduit.

Stade 3: Il correspond aux agrégats porphyriques de l'ensemble de transition (ph.C48). La porosité intraagrégat est composée principalement de cavités polyconcaves simples. L'espace poral pour un même volume est encore plus réduit.

Stade 4: Il correspond aux agrégats polyédriques porphyriques à porosité interagrégat fissurale et à porosité intraagrégat composée de cavités polyconcaves simples (ph.C73). Les fissures ne se développent que dans l'ensemble polyédrique.

Ainsi les cavités polyconcaves mamelonnées à bords anguleux et la sous-structure microagrégée ovoïde des agrégats enau-porphyrique et les cavités polyconcaves simples des agrégats porphyriques montrent que le fond matriciel à DRFG porphyrique ou enau-porphyrique proviennent d'une compaction des microagrégats, la morphologie des vides et la sous-structure microagrégé rappelant l'état microagrégé antérieur.

(b) Le recouvrement de l'ensemble polyédrique sur l'ensemble sombre inférieur.

La figure 86-B montre le recouvrement de l'ensemble polyédrique sur l'ensemble sombre inférieur. Ce recouvrement a pu être observé en lame mince dans les profils P.3 (versant Lavapés) et HT.6 (versant Santana). Dans le profil P.3 seulement, l'ensemble de transition (H18) et le sommet de l'ensemble microagrégé recouvrent l'ensemble sombre tandis que dans le profil HT.6 (fig.32) la base de l'ensemble polyédrique (H21) est aussi incluse.

L'évidence du sens d'évolution structurale repose sur le fait que les agrégats polyédriques (DRFG porphyrique ou enau-porphyrique) des horizons 18 ou 21 présentent une sous-structure microagrégée ovoïde marquée par l'hétérogénéité en couleur des microagrégats de départ, c'est-à-dire par différentes plages de couleur ayant des formes ovoïdes (ph.C49). Or l'ensemble sombre microagrégé et les domaines microagrégés de l'horizon 18 (transition structurale) sont composés de différents types de microagrégats ovoïdes selon la couleur: brun sombre, brun, brun rougeâtre et rouge (phs.C50).

Ainsi le seul fait de la similitude de l'hétérogénéité en couleur intraagrégats polyédriques et intra-domaine microagrégé sous forme de plages ovoïdes démontre que ces agrégats polyédriques se forment à partir de la compactation des microagrégats ovoïdes.

D'autre part, l'origine biologique des microagrégats ovoïdes brun sombre et bruns enrichis en microparticules de charbon de bois a été déjà montrée précédemment. De même que pour les matériaux présents dans l'ensemble sombre dont la couleur est plus rouge, il s'agit de matériaux remontés par la faune du sol (termites ou fourmis Atta).

2.2.1.2 Mécanismes et processus à l'origine de la transformation structurale.

Les faits soulignés ci-dessus montrent également la présence d'un processus à l'origine de la transformation des microagrégats en polyédres.

La coalescence des différents types de microagrégats selon la couleur, la transformation des vides d'empilement en cavités polyconcaves associées à la formation d'une sous-structure microagrégée ovoïde et à la réduction de l'espace poral montrent qu'il s'agit bien d'une compaction mécanique des microagrégats.

Nous avons déjà montré précédemment que cette compaction mécanique n'était pas d'origine biologique.

D'un autre côté, nous avons montré également que la différenciation de la structure polyédrique s'accompagnait aussi d'une illuviation d'argile (ph.C54) mais que ce phénomène n'était pas suffisamment important pour engendrer tout seul la transformation de la structure microagrégée.

Les évidences morphologiques qui démontrent que l'argile-illuviation n'est pas le moteur principal de la transformation structurale reposent sur le fait que les distributions spatiales des argilanes dans les ensembles de transition et polyédrique sont très hétérogènes à toutes les échelles: intra-ensemble structural; interagrégat ou intraagrégat.

(a) A l'échelle inter-ensemble structural.

Les argilanes sont absents dans l'extrémité aval des ensembles polyédrique et de transition. Pourtant la différenciation verticale se produit exactement de la même façon que partout ailleurs dans le site d'étude (fig.130).

(b) A l'échelle interagrégat.

Nous avons montré toute une série d'agrégats polyédriques porphyriques, d'origine non biologique, riches en vides polyconcaves, présents dans les ensembles polyédriques et de transition, qui ne contenaient pas d'argilanes (ph.C53).

(c) A l'échelle intraagrégat.

Les argilanes lorsqu'ils sont présent dans les ensembles de transition ou polyédrique peuvent apparaître au sein des agrégats polyédriques porphyriques de façon très localisées en îlots isolés et séparés les uns des autres (ph.C52).

Ce mode de distribution spatiale des argilanes à différentes échelles montre que la différenciation structurale microagrégat - polyèdre peut se produire sans la présence des phénomènes de translocation et dépôt d'argile.

Ces faits montrent encore que le phénomène à l'origine de la compaction des microagrégats est alors indépendant du mécanisme à l'origine du lessivage d'argile.

Mais comme on constate que les argilanes sont de plus en plus abondants lorsqu'on passe de l'ensemble de transition à l'ensemble polyédrique ou lorsque la structure polyédrique devient de plus en plus développée (P.9 > P.3 > P.17), on peut dire que l'argilluviation est un processus qui accompagne et influence la différenciation structurale.

On doit alors se poser la question suivante:

A partir du moment où on constate la présence de deux processus indépendants - compaction des microagrégats et accumulation d'argile - à l'origine de la transformation structurale, on s'interroge sur la chronologie des phénomènes?

Les évidences morphologiques qui permettent le discernement de la chronologie relative entre la compaction des microagrégats et l'argilluviation reposent sur les faits suivants.

(a) Sur la morphologie des argilanes au sein des agrégats polyédriques.

Les argilanes apparaissent principalement soit sous forme de cuvettes au bord des cavités (phs.C55 et C69) soit isolés dans le fond matriciel et sans rapport évident avec les vides mais présentant souvent une forme très similaire à celle des vides polyconcaves (phs.C56). L'extinction de ces argilanes (ph.C54) est roulante et perpendiculaire à la paroi des vides.

Ces faits montrent d'une part que les dépôts d'argile se produisent dans des cavités intraagrégats polyédriques pré-existantes, donc postérieurement à la compactation. D'autre part les argilanes gardent encore leur structure sédimentaire. Or une compactation postérieure à l'illuviation aurait causé certainement une déformation de la morphologie sédimentaire de ces argilanes.

(b) Sur les relations spatiales entre les argilanes et la sous-structure microagrégée ovoïde là où s'est produit le recouvrement de la différenciation polyédrique sur l'ensemble sombre de profondeur.

Dans la zone du recouvrement de la différenciation polyédrique et de l'ensemble sombre inférieur (fig.86-B) les agrégats polyédriques présentent une sous-structure microagrégée marquée par la présence de différentes plages de couleur ovoïdes (ph.C49). Nous avons vu que ces agrégats résultaient de la compactation de différents types de microagrégats selon leur couleur.

Ces agrégats polyédriques hétérogènes en couleur présentent également des argilanes (phs.C76 et C77). Leur morphologie et organisation spatiale sont les mêmes que celles présentes ailleurs.

Confrontant les photos C76 et C77, nous avons remarqué que:

Différents types de plages ovoïdes selon la couleur, rouge et brun sombre, sont entourées par des plasmas brun ou brun rougeâtre. Les argilanes ne sont pas en contact direct avec les microagrégats rouges ovoïdes, mais ils sont en contact avec le plasma brun qui entoure les microagrégats rouges. Ce qui veut dire qu'il y a eut une coalescence de différents types de plasma avant le dépôt d'argile.

Les argilanes sont à l'intérieur des cavités polyconcaves pré-existantes, donc ils sont postérieurs à la formation de ces types de vides.

Leur morphologie sédimentaire n'est pas déformée (cuvette parallèle aux parois), donc la compactation des microagrégats n'est pas postérieure.

Ce type de relation spatiale entre les argilanes et les agrégats polyédriques hétérogènes en couleur est très courante dans cette zone où s'est produit le recouvrement entre la différenciation polyédrique et l'ensemble sombre inférieur.

Les argilanes se trouvent systématiquement au bord des cavités polyconcaves qui résultent de la compactation des différents types de microagrégats ovoïdes selon la couleur (phs.C83 et C84).

Dans la photo C83 on aperçoit un microagrégat brun sombre, à squelette quartzéux trié (ph.C84), entouré de plasma brun et brun rougeâtre; ce microagrégat se trouve au sein d'un agrégat très riche en cavités polyconcaves. La flèche (ph.C83) indique la position d'un argilane dans une cavité, cet argilane est en contact avec le plasma qui entoure le microagrégat brun sombre.

On illustre ce cas non pas pour répéter la démonstration de la postériorité de l'illuviation par rapport à la compactation, mais pour resouligner l'origine biologique du microagrégat brun sombre ovoïde qui montre par la présence d'un squelette quartzéux trié.

On l'illustre également pour faire ressortir la relation entre cette origine et les argilanes à structure sédimentaire conservée. Nous avons déjà montré que la remontée biologique et les rebioturbations successives étaient les mécanismes responsables de l'hétérogénéisation des matériaux par rapport à la couleur. Or une bioturbation postérieure à l'illuviation aurait certainement causé la déformation des structures sédimentaires des dépôts d'argile.

Ainsi par rapport à la chronologie relative entre les deux processus à l'origine de la structure polyédrique, on peut conclure que le processus de translocation et de dépôt d'argile lors de la différenciation structurale n'a qu'un rôle postérieur à la compactation des microagrégats. L'illuviation d'argile n'intervient qu'en amplifiant le phénomène majeur qui est la compactation mécanique. C'est-à-dire en colmatant les vides qui en résultent et diminuant encore plus l'espace poral.

Une fois que la chronologie relative entre deux des processus à l'origine de la transformation structurale (compactation des microagrégats et illuviation d'argile) a été établie, il reste à savoir sur le troisième processus qu'intervient dans la différenciation microagrégat - polyédre.

Ce troisième processus intervient seulement lorsqu'on passe du stade 3 au stade 4 (fig.130), donc après la compactation et l'illuviation. C'est grâce à ce phénomène que se développent les unités structurales polyédriques (structure fragmentaire). Ce processus repose sur les phénomènes de fissuration. Le résultat se matérialise dans la création de fissures interagrégats à parois plus ou moins concordantes.

La fissuration qui donne naissance aux unités structurales polyédriques est postérieure à l'illuviation parce que ces fissures ne contiennent pas d'argilanes d'une part et que d'autre part ce sont ces fissures qui recoupent les argilanes (phs.C70 et C71).

Notre étude sur la transformation structurale microagrégat - polyédre s'arrête dans le stade 4 (fig.93) de l'évolution structurale. Ce qui correspond à l'étude des trois principaux processus à l'origine de la transformation structurale (compactation, illuviation et fissuration). Il est très vraisemblable que l'évolution structurale continue même après le stade 4. Dans notre site d'étude qui s'insère principalement dans une zone de transition entre les TRE (Nitosols) et les LR (Ferralsols), il n'y a qu'un seul profil où le stade d'évolution est plus avancé. Il se trouve dans le profil P.17. Ce stade correspond au développement d'une structure fragmentaire très nette, polyédrique angulaire fine, riche en surfaces lisses et brillantes. C'est à partir de ce stade que s'insère l'étude de SOMBROECK sur les Nitosols. Nous avons vu que c'est seulement à partir du stade 3 au stade 4 que se développent le réseau de fissures interagrégats polyédriques et la structure plasmique vosépique fortement exprimée. Donc c'est seulement quand la différenciation polyédrique est presque "achevée", donc après compactation, illuviation et fissuration, que les "lepto-coatings" (ces

organisations sont aussi présentes dans notre cas, mais nous les avons décrites en tant que séparation plasmique vosépique) se développent abondamment. Dans les observations micromorphologiques de CREUTZBERG & SOMBROECK (1987) et dans les nôtres, ces lepto-coatings sont tout à fait concordants avec la porosité actuelle (fissures, cavités, etc). Ce qui montre que le phénomène à l'origine de telles organisations est postérieur à la différenciation polyédrique; cela ne l'empêche pas d'être un autre composant génétique qui intervient dans la différenciation structurale de ces sols. Donc ce n'est pas ce trait ou les surfaces lisses et brillantes les traits les plus significatifs dans la formation des Nitosols comme l'ont affirmé SOMBROECK et SIDERIUS (1976). Mais le(s) trait(s) le plus significatif(s) dans la formation des Nitosols doivent être ceux qui sont vraiment à l'origine de la formation de la structure de ces sols.

Il faut alors se poser des questions sur les mécanismes à l'origine des trois processus qui engendrent la différenciation structurale microagrégat - polyèdre.

Quel est le mécanisme à l'origine de la compaction mécanique?

Quel est le mécanisme à l'origine de l'illuviation d'argile?

Quel est le mécanisme à l'origine de la fissuration?

MECANISME DE LA COMPACTION MECANIQUE DE LA STRUCTURE MICROAGREGEE

Nous avons déjà montré précédemment que la compaction mécanique des microagrégats n'est pas d'origine biologique (faune du sol). Elle n'est pas non plus d'origine anthropique, car la structure polyédrique se développe dans des sols qui n'ont jamais connu l'agriculture ou un autre usage, c'est-à-dire que ce sont des sols qui se trouvent également sous un couvert végétal primaire.

Par contre, les travaux de TESSIER (1984) sur la structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation nous ont poussé à réfléchir sur la possibilité de l'intervention de ces cycles comme moteur de la compaction de la structure microagrégée. D'après TESSIER (comm. orale) la structure est la mémoire de l'histoire hydrique des sols.

Mais avant d'entrer dans ce sujet, nous présentons une certaine quantification du phénomène (transformation structurale) à Botucatu, par exemple à travers des mesures de densité apparente; on constate qu'on passe verticalement, de la base vers le sommet, de densités de l'ordre de 1.20 g/cm^3 (ensemble microagrégé) à des densités de l'ordre de 1.46 g/cm^3 (ensemble polyédrique).

Ainsi en ce qui concerne l'étude du mécanisme à l'origine de la compaction de la structure microagrégée, il s'avère nécessaire d'analyser les phénomènes liés aux cycles d'humectation et de dessiccation à deux échelles d'organisation des matériaux: celle du microagrégat et celle de l'horizon pédologique.

C'est-à-dire que pour arriver à des assemblages compacts (structure polyédrique) formés à partir de la compaction de la structure microagrégée, il faut envisager des alternances de dessiccation/retraction et d'humectation/gonflement pour qu'il puisse se produire la coalescence des microagrégats que l'on vérifie lors de la transformation microagrégat-polyèdre dans cette couverture pédologique.

Il faut étudier également si la compaction de la structure microagrégée liée aux cycles d'humectation et dessiccation des matériaux peut se produire dans les conditions actuelles.

La dessiccation saisonnière à Botucatu résulte d'une sécheresse d'environ 3 mois seulement. Le taux d'humidité pondérale (Hs) à la fin de la saison sèche ne descend pas en dessous de 10 et 20% respectivement pour les sols des pôles amont et aval. Ce qui montre que la dessiccation dans cette région climatique n'est pas très importante. Il faut rappeler que la végétation naturelle est la forêt sempervirente.

L'humidité relative de l'air est toujours élevée. Il s'agit d'un milieu humide ($I_A > 20$) peu contraignant énergétiquement ($pF = 1-2$) (PEDRO, 1987). Les contraintes physiques actuelles semblent donc n'être pas suffisantes pour engendrer une compaction massive des microagrégats.

Si les cycles de dessiccation - humectation actuels rendent possible la compaction de la structure microagrégée telle que nous la constatons dans cette couverture pédologique, il devrait y avoir uniformité de l'ensemble polyédrique au long des versants en concordance avec les conditions climatiques locales. Ce n'est pas le cas. D'ailleurs comment expliquer la présence de l'ensemble microagrégé à l'aval des séquences?

D'un autre côté, l'étude de l'évolution de la structure superficielle a montré que la dynamique pédoclimatique actuelle n'impose pas une agrégation, mais au contraire, elle impose une désagrégation à travers la dissolution et le départ de plasma.

Ces arguments nous amènent donc à supposer qu'à un moment donné de l'histoire passée de ces sols, ils ont connu des conditions suffisamment plus contraignantes énergétiquement pour pouvoir entraîner le début de la transformation structurale. On suppose également que ce phénomène à l'origine de la compaction n'est plus fonctionnel.

Donc nous proposons l'hypothèse suivante: la compactation des microagrégats est en rapport avec des conditions climatiques passées beaucoup plus sèches et contrastées que l'actuelle; suffisamment sèches et contraignantes énergétiquement et aussi avec des périodes de réhumectation, pour pouvoir engendrer la transformation structurale.

L'hypothèse envisage la présence d'un paléoclimat beaucoup plus aride et à saisons très contrastées ($I_A < 20$, pouvant atteindre pF_6 , PEDRO, 1987), comme un composant majeur de la genèse des structures polyédriques et des Nitosols (TRE).

D'autres faits morphologiques confortent l'hypothèse d'un paléoclimat plus aride à saisons très contrastées. Ces faits n'ont pas un lien direct avec l'origine de la différenciation polyédrique mais ils y sont associés par des relations spatiales et chronologiques. Ce sont les débris centimétriques de charbon de bois concentrés anormalement en profondeur. On abordera ce sujet en détail plus loin.

Cependant on ne pourra pas être sûr du phénomène si on ne le vérifie pas à travers des mesures hydriques expérimentales: est-ce une dessiccation importante ou des cycles dessiccation/humectation? Combien de cycles? Jusqu'à quel pF ?

MECANISME A L'ORIGINE DE L'ILLUVIATION D'ARGILE

Avant de rentrer dans le détail du mécanisme à l'origine de l'illuviation d'argile, il est important de le situer chronologiquement par rapport à l'actualité du processus.

Un certain nombre de faits morphologiques indiquent que la plupart des argilanes présents dans l'ensemble polyédrique et dans l'ensemble de transition ne sont pas actuels.

(a) L'absence des argilanes dans les domaines microagrégés et/ou agrotubules qui apparaissent noyés dans le fond matriciel porphyrique de l'ensemble polyédrique.

(b) L'absence des argilanes au bord des chenaux.

(c) L'absence des argilanes au bord des fissures interagrégats; ce sont ces fissures qui les recourent.

(d) L'absence des argilanes dans les 15 premiers centimètres de l'ensemble polyédrique.

(e) L'absence des argilanes dans les ensembles polyédrique, microagrégé et de transition dans l'extrémité aval du versant Lavapés.

(g) L'absence des argilanes dans le pôle amont.

(h) Leur présence exclusivement au sein des agrégats polyédriques.

On peut dire alors que le processus d'illuviation d'argile qui accompagne et amplifie la différenciation polyédrique se situe dans un cadre épisodique précis de l'évolution de cette couverture pédologique. Ce processus n'est pas actuel ni antérieur à la compactation.

Une fois situé chronologiquement le lessivage d'argile, on peut alors proposer la discussion du mécanisme.

CHAUVEL & PEDRO (1978) lors de l'étude de la transformation des sols rouges microagrégés en sols beiges illuviaux (Casamance - Sénégal) suggèrent que le mécanisme à l'origine du lessivage d'argile repose dans le phénomène d'ultradessiccation des sols: dissociation de l'eau à l'interface des argiles ferritisés (argiles immobiles), réduction du fer en milieu très acide, déstabilisation des liaisons fer-argile, l'argile devient libre et mobile, le lessivage s'installe pendant les saisons des pluies.

Or, même si notre hypothèse d'un paléoclimat plus aride et à saisons très contrastées à l'origine de la compaction des microagrégats vient à la rencontre de celle de CHAUVEL & PEDRO (1978), nous préférons limiter nos interprétations à propos du mécanisme de lessivage d'argile exclusivement à ce qu'on peut constater à partir des faits naturels observés à Botucatu.

Par exemple on observe couramment aujourd'hui des ruisselements dus à l'élimination du couvert végétal. Ce fait est particulièrement important dans l'évolution actuelle du paysage qu'on étudie, même il est localisé dans l'espace. Les eaux de ces ruisselements sont très colorées, brunes ou rouges, à cause de leur richesse en particules d'argile qui migrent en suspension. On décrit ce cas simplement pour mettre en évidence la présence de deux facteurs importants à l'origine du lessivage d'argile: l'un, c'est le découvert végétal, l'autre c'est l'action des pluies sur la dispersion des argiles (impact de la goutte d'eau, etc).

MECANISME A L'ORIGINE DES FISSURATIONS

Il s'agit ici des fissures qui sont à l'origine des unités structurales polyédriques qui caractérisent l'ensemble polyédrique.

Nous avons vu que ces fissures sont postérieures à la compactation des microagrégats et aussi à l'illuviation d'argile.

Ces fissures interagrégats polyédriques présentent toujours des parois plus ou moins concordantes. Cela indique que le mécanisme qui engendre ces fissures résulte d'un retrait des matériaux. Celui-ci, à son tour, est en rapport avec le jeu des alternances saisonnières d'humectation - dessiccation dans les sols.

2.2.2 Les relations latérales entre l'ensemble polyédrique et l'ensemble microagrégé à l'extrémité aval du versant Lavapés.

Les figures 83 et 84 montrent en détail l'organisation spatiale des ensembles polyédrique, de transition et microagrégé à l'extrémité aval du versant Lavapés.

Ces figures montrent entre autres la disparition de l'ensemble polyédrique vers l'aval et son remplacement par l'ensemble de transition et par l'ensemble microagrégé.

La figure 94 montre la différenciation structurale d'un profil (CT.18) situé à l'extrémité aval de l'ensemble polyédrique juste avant qu'il disparaisse (fig.83). Dans ce profil, on observe une séquence continue de différenciation structurale, de la base vers le sommet où on passe d'une structure microagrégée à une structure fragmentaire très peu nette, polyédrique sub-anguleuse fine à moyenne, sans surfaces lisses et brillantes. Le passage se fait par l'intermédiaire d'un ensemble de transition où la structure est composée par la juxtaposition de domaines microagrégés et polyédriques.

La figure 95 montre la différenciation structurale d'un profil (DT.15) situé à l'extrémité aval du versant Lavapés là où l'ensemble de transition remplace latéralement l'ensemble polyédrique après sa disparition. Dans ce profil, nous avons également une séquence continue de différenciation structurale, de la base vers le sommet où on passe d'une structure microagrégée à une structure composée par la juxtaposition des domaines polyédriques et microagrégés et d'isotubules. Ce passage se produit en effet par l'augmentation des domaines polyédriques au sommet de l'ensemble microagrégé.

On peut se poser alors les mêmes questions que celles posées lors de l'étude des relations génétiques verticales.

Quel est le sens de la transformation de la transformation latérale?

Quels sont les mécanismes à l'origine de la transformation?

2.2.2.1 Le sens et le mécanisme d'évolution structurale à l'extrémité aval du versant Lavapés.

L'étude micromorphologique montre que les agrégats polyédriques qui composent l'ensemble polyédrique dans son extrémité aval (fig.83 / profil CT.18, fig.94) ou qui composent l'ensemble de transition, là où il le remplace latéralement après sa disparition (fig.84 / profil DT.15, fig.95), se forment également à partir d'une compaction des microagrégats sous-jacents (ph.NB29) comme nous l'avons montré dans la figure 93.

Ainsi par rapport aux différents stades d'évolution structurale, l'ensemble polyédrique dans son extrémité aval se caractérise par la juxtaposition des stades 2 et 3 (fig.93). L'ensemble de transition qui remplace latéralement vers l'aval l'ensemble polyédrique juste après sa disparition se caractérise par la juxtaposition des stades 1 et 2.

Les différences entre la différenciation polyédrique observée à l'extrémité aval de l'ensemble polyédrique (profil CT.18) et celle qui se produit là où elle est le mieux exprimée morphologiquement (profil P.17) reposent sur de toute une série de traits morphologiques, à savoir.

(a) CT.18: la différenciation polyédrique va jusqu'à 30 cm à peine; elle n'atteint que le stade 3.

P.17: la différenciation polyédrique va jusqu'à 100 cm; elle atteint le stade 4.

(b) CT.18: les argilanes sont totalement absents.

P.17: les argilanes sont très abondants.

(c) CT.18: les séparations plasmiques asépiques et vo-insépiques sont absentes; la différenciation polyédrique n'est pas accompagnée d'une différenciation de la structure plasmique, le plasma est homogène, isotique de la base vers le sommet lorsqu'on passe de l'ensemble microagrégé à l'ensemble polyédrique.

P.17: les séparations plasmiques asépiques et vo-insépiques ("lepto-coatings" inclus) sont très abondantes, la différenciation polyédrique est accompagnée d'une différenciation de la structure plasmique, le plasma est isotique lorsque la structure est microagrégée.

(d) CT.18: les fissures interagrégats polyédriques sont rares.

P.17: les fissures interagrégats polyédriques sont abondantes.

(e) P.17: l'ensemble polyédrique se situe en tiers inférieur de pente dans une zone convexe (fig.108) parallèle à un axe de drainage secondaire et perpendiculaire à l'axe de drainage principal (Ribeirao Lavapés).

Les ressemblances qu'ils présentent entr'eux sont alors les premiers stades de la différenciation structurale, le sens d'évolution et le mécanisme initial à l'origine de la différenciation polyédrique.

Un certain nombre de conséquences découlent de ce qu'on vient de constater.

Il se confirme que la compaction des microagrégats est la première responsable de la différenciation polyédrique; ce processus est le premier pas dans l'évolution.

Il se confirme que le processus d'illuviation n'est pas le processus le plus important ni le moteur majeur de la différenciation polyédrique des Terra Roxa Estruturada comme cela a été affirmé à plusieurs reprises par différents auteurs OLIVEIRA & CARVALHO, 1969; PEREÇIN & CAMPOS, 1976; CARVALHO & MENDES, 1979 et LIMA et alii, 1989). C'est un processus complémentaire, très important, qui amplifie la différenciation polyédrique et qui s'insère dans un cadre épisodique spécifique.

Il se confirme que la différenciation de la structure plasmique ("lepto-coatings" principalement) s'installe seulement dans les stades ultimes de la différenciation polyédrique. Il se confirme également qu'ils ne sont pas les traits les plus significatifs dans la formation des Nitosols comme l'ont affirmé SOMBROECK & SIDERIUS (1976) et CREUTZBERG & SOMBROECK (1987).

La structure microagrégée à la base de l'ensemble polyédrique dans l'extrémité aval est alors antérieure à la structure polyédrique. Donc ce passage latéral TRE - LR à l'extrémité aval du versant Lavapés se produit d'une manière différente de ce qui a été suggéré dans une même séquence de sols sur basalte, située dans un glacier à Ribeirao Preto, par CARVALHO et alii (1983), CHAUVEL et alii (1983) et SOUBIES et alii (1984-1985). Dans les deux cas (Botucatu et Ribeirao Preto) il a été constaté une régression érosive des versants et le passage des TRE au LR plus ou moins en concordance à cette régression. A Ribeirao Preto, les auteurs suggèrent que les TRE se retransforment peu à peu en LR en fonction de la lixiviation. Pour ces auteurs "des volumes sphéroïdaux (100 à 200 μm) présents au sein des TRE préfigurent les micropeds caractéristiques des LR (Latossolo Roxo ou Terra Roxa Legitima - TRL) de l'aval". Ce raisonnement morphologique est inverse au nôtre. Cependant, les démarches morphologiques sont différentes. A Ribeirao Preto, l'étude détaillée de l'organisation pédologique dans les transitions n'est pas présentée, ni les séquences continues de différenciation structurale. Ce qui peut mettre en question le sens d'évolution structurale évoqué.

Le rajeunissement érosif à l'extrémité aval du versant Lavapés recoupe la différenciation polyédrique (figs.84), celle qui est la mieux exprimée morphologiquement (comme en P.17). L'évidence de ce phénomène est fondée sur l'organisation spatiale des sols et des altérites et leurs relations géométriques par rapport à la surface topographique (figs.83,84). Les très fortes ruptures de pente, associées à la fois à la diminution de l'épaisseur des sols et au rapprochement très rapide des altérites basaltiques, démontrent que l'érosion mécanique est le mécanisme morphogénétique à l'origine du rajeunissement du versant Lavapés. Donc le phénomène à l'origine de la morphogénèse érosive semble être postérieur à la compaction de la structure microagrégée.

La compaction de la structure microagrégée dans l'extrémité aval de l'ensemble polyédrique en CT.18 s'est produit avec une intensité beaucoup plus faible que la première, vu la différence entre les expressions morphologiques: profondeur atteinte par la compactation, absence d'argilanes, etc. Cette deuxième différenciation polyédrique ou la deuxième compactation de la structure microagrégée, si on peut ainsi s'exprimer, semble n'être pas contemporaine à celle qu'on constate plus à l'amont (P.17 entre autres). On peut supposer par conséquent que cette différenciation polyédrique, très faiblement exprimée morphologiquement (profil CT.18), est postérieure à la morphogénèse érosive. Donc postérieure aussi au premier événement à l'origine de l'ensemble polyédrique aujourd'hui le plus évolué. L'ensemble polyédrique à l'extrémité aval recouvrirait alors une partie de la zone du versant Lavapés rajeunie par l'érosion mécanique.

On suppose que cette nouvelle phase de compaction des sols, beaucoup moins intense que la première, s'est emboîtée sur des profils où la différenciation polyédrique était déjà avancée et sur de nouveaux profils exposés seulement après la régression érosive du versant Lavapés. C'est ce qui a permis la continuité latérale dans l'ensemble polyédrique. C'est ce qui permet aussi d'expliquer, en tenant compte de l'action des vers de terre, l'absence d'argilanes ou, dans certains cas, la présence de papules, dans le sommet de l'ensemble polyédrique.

2.2.3 Relations latérales et verticales à l'extrémité amont de l'ensemble polyédrique.

La figure 82-A montre les relations latérales et verticales à l'extrémité amont de l'ensemble polyédrique.

L'étude macromorphologique montre que les transitions verticale et latérale respectivement au sommet et à l'amont de l'ensemble polyédrique se produisent de la manière suivante.

Au sommet de l'ensemble polyédrique

La figure 96 illustre la différenciation morphologique verticale à l'extrémité amont de l'ensemble polyédrique (profil P.9). De la base vers le sommet, on passe progressivement de la structure microagrégée à la structure polyédrique; c'est ce que nous venons d'étudier précédemment. Ensuite, plus vers le haut, la structure polyédrique (H16) disparaît et on passe alors à une structure composée par la juxtaposition d'agrégats biologiques et de domaines microagrégés (H17, ph.171). Ce passage est accompagné d'une apparition de sables blancs au sein des domaines microagrégés et d'une différenciation texturale: appauvrissement en argile et accumulation de sables vers le sommet.

Transition latérale à l'amont de l'ensemble polyédrique

La figure 97 illustre la différenciation latérale entre l'ensemble polyédrique et l'ensemble de transition à l'amont.

Cet ensemble de transition structurale microagrégat - polyédre se distingue morphologiquement de l'autre ensemble de transition situé à la base de l'ensemble polyédrique. Nous avons déjà montré ces différences (cf.chap.IV).

La transition latérale entre l'ensemble polyédrique et microagrégé se produit de la manière suivante:

- d'abord par la disparition de l'ensemble polyédrique vers l'amont;
- et ensuite par l'apparition d'un ensemble de transition latérale (H14) à structure composée par la juxtaposition d'agrégats polyédriques et de domaines microagrégés. Ce passage est accompagné de l'apparition de sables blancs au sein des domaines microagrégés;
- puis l'ensemble de transition latérale lui-même disparaît un peu plus à l'amont après une trentaine de mètres et il finit pour être remplacé par l'ensemble microagrégé.

On se pose alors deux questions:

(a) Que se passe-t-il au sommet de l'ensemble polyédrique?

(b) Que se passe-t-il latéralement entre l'ensemble polyédrique et l'ensemble microagrégé?

L'étude micromorphologique détaillée de ces transitions a pu apporter quelques réponses.

2.2.3.1 Différenciation structurale au sommet de l'ensemble polyédrique.

La photo C64 montre la différenciation structurale de la transition au sommet de l'ensemble polyédrique. Il s'agit d'une séquence continue de différenciation de la base vers le sommet où les domaines microagrégés deviennent de plus en plus abondants au détriment des agrégats polyédriques. Le contraste structural entre ces différents domaines devient parallèlement à la différenciation, de moins en moins net.

A la base, la DRFG des agrégats polyédriques est de type porphyrique et la porosité interne faible (ph.NB19). Vers le sommet, ces agrégats deviennent plus poreux, riches en fissures et en cavités irrégulières, la DRFG devient plutôt enau-porphyrique (ph.C66).

Les domaines microagrégés résultent de l'empilement de microagrégats ovoïdes et polyédriques et des grains de quartz partiellement ou totalement dépourvus de plasma (sables blancs).

Plus vers le haut, les agrégats biologiques deviennent également de plus en plus abondants.

On peut dire alors qu'il existe des relations génétiques (transformation structurale) entre le sommet de l'ensemble polyédrique et la base de l'ensemble sus-jacent.

2.2.3.2 Différenciation structurale latérale à l'amont de l'ensemble polyédrique.

La différenciation latérale à l'amont de l'ensemble polyédrique (fig.97) se produit alors par une transition très progressive marquée par la juxtaposition de domaines microagrégés et d'agrégats polyédriques.

La DRFG des agrégats polyédriques est de type porphyrique, riche en fissures et en petites cavités irrégulières (ph.C61) ou enau-porphyrique, riche en cavités irrégulières (ph.NB20).

Les domaines microagrégés présentent la même structure interne que ci-dessus.

Ce passage latéral montre également la présence d'une séquence continue de transformation structurale microagrégat - polyédre.

Il nous reste donc à décortiquer les sens de la transformation et les mécanismes en question.

2.2.3.3 Sens de l'évolution structurale et mécanismes de transformation à l'amont de l'ensemble polyédrique.

Un certain nombre d'évidences morphologiques montrent la destruction de la macrostructure polyédrique latéralement et verticalement à l'amont et au sommet de l'ensemble polyédrique.

Ces évidences reposent sur les faits suivants.

(a) Les agrégats polyédriques deviennent de moins en moins abondants au fur et à mesure du développement d'un réseau de vides intraagrégat qui devient de plus en plus important, soit latéralement vers l'amont, soit verticalement vers le sommet (ph.C64). C'est pour cela que le contraste structural entre les agrégats polyédriques et les domaines microagrégés devient parallèlement de moins en moins fort (phs.NB19 et C.66).

(b) La porosité intraagrégat qui se développe est composée principalement par des fissures (phs.C61) à parois concordantes et non concordantes (épaisseur et longueur inférieures à 60 et 800 μm), par des microfissures intraplasmiques (épaisseur et longueur inférieures à 5 et 100 μm) (ph.C37) et par des cavités irrégulières (< 100 μm) (ph.NB20).

(c) En même temps, le développement du réseau fissural intraagrégat délimite toute une série de microagrégats polyédriques. Ce phénomène correspond à un premier stade d'évolution des macroagrégats polyédriques (ph.C61).

(d) Leur porosité interne (fissures et cavités irrégulières) continue à se développer. La présence des agrégats polyédriques enau-porphyriques à sous-structure microagrégée polyédrique riche en cavités irrégulières dans l'ensemble de transition latérale correspond alors à un deuxième stade de transformation (ph.NB20).

(e) Les microagrégats polyédriques présents dans les domaines microagrégés correspondent par conséquent au troisième stade de la différenciation (ph.C62). On met en évidence ainsi toute une séquence continue de transformation des macroagrégats polyédriques en microagrégats polyédriques.

(f) Concomitant au développement du réseau de fissures et des cavités irrégulières, les agrégats polyédriques se trouvent systématiquement (ph.C64) envahis par des agrotubules (ph.C65) de différentes natures. A l'intérieur de ces agrotubules apparaissent les microagrégats ovoïdes. Ce cadre correspond donc à une deuxième voie de transformation des macroagrégats polyédriques. Ce qui correspond également à un premier stade de leur évolution structurale.

(g) Les microagrégats ovoïdes présents dans les domaines microagrégés correspondent alors fort probablement à un stade postérieur à celui décrit auparavant.

SENS DE L'EVOLUTION STRUCTURALE

On peut donc conclure sur le sens de l'évolution structurale à l'amont de l'ensemble polyédrique:

L'ensemble polyédrique se transforme latéralement à partir de l'amont et verticalement à partir de son sommet.

Latéralement vers l'aval, il se transforme d'abord dans l'ensemble de transition latérale et ensuite dans l'ensemble microagrégé. Cela se produit sur une trentaine de mètres.

Verticalement, il se transforme également d'abord dans un ensemble de transition, très similaire morphologiquement à l'ensemble de transition latérale, avec la seule différence que cela se produit sur à peine quelques centimètres. Ensuite il ne se retransforme pas dans l'ensemble microagrégé seulement parce qu'il y a, toute suite après la transformation, l'intervention de plus en plus forte de l'activité biologique responsable de la formation des isotubules et des agrégats ovoïdes. Il se retransforme alors dans l'ensemble structural fortement bioturbé.

MECANISMES DE TRANSFORMATION

En même temps qu'on saisit le sens de la transformation structurale à l'amont de l'ensemble polyédrique, à travers principalement l'étude micromorphologique, on met en évidence les processus à l'origine de la différenciation.

La figure 98 illustre le phénomène lors de la destruction et de la transformation des macroagrégats polyédriques.

Deux processus sont responsables de la transformation:

Lun correspond au développement des fissures et des cavités irrégulières.

Et l'autre correspond à l'intense bioturbation.

Le premier processus est responsable de la formation des microagrégats polyédriques, l'autre des microagrégats ovoïdes.

En ce qui concerne le mécanisme à l'origine de la bioturbation, la question est relativement plus simple: ce mécanisme repose sur l'activité de la faune du sol.

Par contre, les mécanismes de fissuration sont beaucoup plus complexes car plusieurs processus semblent intervenir.

L'un d'entr'eux c'est le jeu des alternances saisonnières d'humectation et dessiccation comme le démontrent les fissures intraagrégats à parois plus ou moins concordantes qui résultent d'un retrait des matériaux.

L'autre, c'est celui qui est en rapport avec le départ de plasma lors de la différenciation structurale et qui est à l'origine vraisemblablement des microfissures intraplasmiques, des fissures intraagrégat à parois non concordantes et des petites cavités irrégulières. Nous pensons que le moteur à l'origine du développement d'une telle porosité, qui entraîne une différenciation texturale et structurale, résulte principalement des phénomènes qui engendrent la dissolution des minéraux, à même titre d'exemple de dynamique structurale et biogéochimique que nous avons montré pour les matériaux superficiels (cf.chap.VI).

Les arguments qui nous amènent à supposer que la création et le développement d'une telle porosité sont en rapport direct avec des phénomènes de dissolution reposent sur les évidences morphologiques suivantes.

(a) La destruction de la structure polyédrique à l'amont au sommet de l'ensemble polyédrique en mi-pente est accompagnée d'un appauvrissement en argile. Cet appauvrissement en argile peut être observé à différentes échelles de la transformation structurale.

A l'échelle de l'unité structurale.

Lors de la transformation d'un macroagrégat polyédrique en domaine microagrégé, il se produit un vidage en plasma. Ce vidage est reperé à travers un certain nombre de faits morphologiques:

- l'apparition des sables propres lors de la différenciation structurale; cette apparition est associée aux phénomènes qui entraînent la disjonction plasma/squelette, entre autres à la création et au développement des fissures et cavités irrégulières (phs.C61 et NB20).

- en proportion isovolume, les domaines microagrégés sont moins riches en plasma et plus poreux pour une même distribution du squelette quartzeux (ph.NB19);

A l'échelle du profil.

La figure 99 illustre la différenciation texturale de la base vers le sommet qui se produit parallèlement lors de la destruction du sommet de l'ensemble polyédrique en mi-pente et également lors de l'évolution structurale superficielle.

Cette différenciation texturale correspond à un appauvrissement progressif en argile, qui se fait sentir déjà au sommet de l'ensemble polyédrique.

Concomitant à l'appauvrissement en argile, il se produit une accumulation de sables (sables blancs inclus) qui est de plus en plus importante vers le sommet (fig.99). Cette accumulation est en rapport:

- avec la disjonction du plasma et du squelette quartzeux lors de la différenciation structurale au sommet de l'ensemble polyédrique et dans l'ensemble superficiel;

- et avec le vidage de plasma.

Parallèlement à l'accumulation des sables granulométriques, il se produit également une accumulation des sables blancs; ils apparaissent d'abord au sein des domaines microagrégés et deviennent de plus en plus abondants vers le haut (ph.C40).

La figure 100 montre les différents stades d'évolution à l'origine des sables propres. Les stades 1 et 2 correspondent à la création et au développement des fissures et cavités irrégulières à l'origine de la dissociation plasma/squelette quartzeux. Les stades 3 et 4 correspondent respectivement à la création des sables partiellement et totalement dépourvus de plasma. Ces derniers correspondent aux sables propres.

On peut dire autrement que les sables deviennent de plus en plus propres vers le haut.

Il s'agit bien alors:

- d'un départ d'argile;

- d'une accumulation résiduelle et d'un lavage continu des sables qui sont de plus en plus importants vers le sommet.

A l'échelle du versant.

L'appauvrissement en argile au sommet de l'ensemble polyédrique est un phénomène général qui se manifeste de l'amont à l'aval. Il peut être observé à partir des profils granulométriques calés au long du versant Lavapés (fig.53). Cependant, au delà de la mi-pente, leur expression morphologique ne montre pas avec évidence une telle dynamique. L'action des vers de terre et la différenciation texturale lithodépendante masquent ce qui se reproduit morphologiquement en mi-pente.

(b) Nous avons déjà vu que l'essentiel du départ de plasma qui entraîne l'appauvrissement superficiel (cf. chap. VI) n'est pas associé à une illuviation d'argile.

D'autre part, les argilanes sont tout à fait absents dans les matériaux sous-jacents à l'ensemble de transition latérale. Ils ne commencent à devenir plus abondants qu'à partir du tiers inférieur de pente.

Nous avons vu également que l'essentiel de l'argile-illuviation qui a affecté cette couverture pédologique s'insère dans un cadre épisodique spécifique et pas actuel.

Donc il est vraisemblable que le départ d'argile concomitant à la différenciation structurale de l'ensemble polyédrique en mi-pente se produit en solution, suite à des phénomènes de dissolution.

(c) La présence des figures de dissolution non relictuelles dans les grains de quartz plaident également en faveur de la présence de phénomènes de dissolution. Il s'agit des fissures intracristallines, comblées de plasma environnant, qui sub-divisent le cristal en deux ou plusieurs fragments dont certains ou la totalité gardent une extinction conjointe.

Il faut rappeler que, d'une manière très généralisée, la majeure partie du squelette quartzueux des sols de cette couverture pédologique présentent des formes corrodées. On explique la non augmentation verticale des sables dissouts vers le haut par les successives remontées biologiques dans le temps et dans l'espace et par la forte bioturbation des matériaux dans l'ensemble.

(d) Enfin les cristalarias de calcédoine dans la porosité indiquent (ph.C75) aussi (entre autres phénomènes) la dessilification des matériaux superficiels.

En conclusion partielle on peut dire que:

Les principaux mécanismes qui entraînent la transformation et la destruction de l'ensemble polyédrique en mi-pente sont les suivants:

(a) L'un résulte de la dissolution généralisée des minéraux. Sa nature est probablement d'ordre pédoclimatique.

(b) L'autre est biologique.

2.2.3.4 Conclusions.

L'étude des relations génétiques de l'ensemble polyédrique en mi-pente nous permet de comprendre et de mettre en évidence les phénomènes suivants:

La différenciation structurale de l'ensemble polyédrique en mi-pente résulte d'un front de transformation vertical et latéral descendant.

Ce front de transformation est d'ordre biogéochimique: appauvrissement et bioturbation en sont les principaux responsables.

Le parallélisme avec la dynamique superficielle démontre l'actualité du phénomène.

Ce mécanisme biogéochimique devient alors un composant du fonctionnement bio-dynamique actuel de cette couverture pédologique.

Comme nous n'avons pas ici un cadre d'équilibre dynamique où le profil structural se refait à partir de la base, le front transformant basal n'étant plus fonctionnel, on peut supposer que l'ensemble polyédrique est en déséquilibre et qu'il régresse actuellement vers l'aval.

On peut comprendre alors les relations spatio-temporelles entre les différents fronts transformants qui s'enchaînent en mi-pente (figure 101: fronts 1,2,3 et 4) et qui font partie de la dynamique structurale de la couverture pédologique de Botucatu.

3. Conclusions Générales.

L'étude de l'organisation spatiale sub-superficielle et profonde de la couverture pédologique de Botucatu a permis de mettre en évidence une partie de la dynamique structurale de cette couverture.

Deux principaux fronts de transformations structurales microagrégat - polyèdre ont été mis en évidence:

- (a) Un front transformant vertical à la base de l'ensemble polyédrique.
- (b) Un deuxième front latéral et vertical à l'amont de l'ensemble polyédrique.

Dans le premier front, la structure de départ est microagrégée, constituée principalement de microagrégats ovoïdes d'origine biologique. Elle se transforme progressivement en agrégats polyédriques. Les principaux processus sont multiples: compaction des microagrégats, illuviation d'argile et fissuration.

Dans le deuxième front, la structure de départ est polyédrique. Elle se retransforme en structure microagrégée: microagrégats polyédriques et ovoïdes. Les processus sont respectivement: fissuration et bioturbation. Ce deuxième front est postérieur au premier.

Chapitre VI. Genèse et évolution des horizons superficiels.

Dans ce chapitre, l'objectif est d'étudier les différenciations structurales des matériaux superficiels des sols du versant Lavapés, leur genèse et leur évolution.

Lors de l'étude morphologique, nous avons pu distinguer deux types de différenciation selon l'organisation spatiale de la couverture pédologique: l'un dans le pôle amont (fig.102) et l'autre dans le pôle aval (fig.103). Ces différenciations concernent l'origine des horizons 4, 5, 10 et litière 1 dans le pôle amont et l'horizon 19 et litière 2 dans le pôle aval.

Nous aborderons d'abord ce qui se passe dans le pôle amont et ensuite dans le pôle aval. La différenciation de la litière sera présentée à la fin.

1. Différenciation morphologique dans le pôle amont.

Pour comprendre la genèse et l'évolution de la structure superficielle dans le pôle amont, nous allons faire un rappel de la différenciation morphologique qui apparaît dans la partie sommitale de ces sols, de la base vers le sommet (fig.102).

L'étude macromorphologique montre qu'on passe d'une structure microagrégée à une structure composée d'abord par la juxtaposition d'agrégats à structure continue et de domaines microagrégés et ensuite par la juxtaposition d'agrégats à structure continue et de domaines riches en sables blancs. Au sommet, la structure devient particulière, très riche en sables blancs. Parallèlement à cette différenciation structurale, la texture change: elle devient plus sableuse vers le haut.

Le mécanisme de cette différenciation structurale réside dans les phénomènes à l'origine de l'augmentation des agrégats à structure interne continue et de leur évolution et de la différenciation texturale avec accumulation de sables blancs vers le haut.

1.1 Origine des agrégats à structure interne continue.

L'étude micromorphologique a montré que les agrégats à structure interne continue correspondaient à des agrégats ovoïdes et cylindriques (isotubules) principalement bruns (LR) et brun sombre.

Dans le chapitre IV, nous avons montré l'origine biologique de ces agrégats due principalement à l'action des termites et/ou des fourmis. Les évidences reposent sur leur forme externe, la sous-structure, la couleur, la distribution du squelette, etc.

1.2 Origine de la différenciation texturale et de l'accumulation des sables blancs: les phénomènes d'appauvrissement superficiel.

L'étude morphologique de la séquence AT suivie d'analyses granulométriques nous a permis de mettre en évidence des phénomènes d'appauvrissement en argile (FAUCK, 1971) qui se manifestent en surface sur toute la couverture pédologique et d'en aborder les mécanismes.

1.2.1. Rappel des données morphologiques et granulométriques.

L'appauvrissement en argile des horizons pédologiques superficiels dans la séquence AT est mis en évidence par les analyses morphologique et granulométrique. Ces données permettent également de séparer la séquence AT en deux pôles: un pôle amont allant de l'interfluve aplati jusqu'à la mi-pente et un pôle aval représenté par le tiers inférieur de pente.

Dans le pôle amont, on constate, de la base vers la surface:

- l'augmentation des fissures intraplasmiques et intraagrégats (ph.C37), d'ailleurs également constatée dans des sols ferrallitiques africains par BEAUDOU(1978);
- l'accumulation progressive des sables dépourvus de plasma (sables propres) qui se produit d'abord dans de petits domaines juxtaposés aux agrégats biologiques (H10) (ph.C36) et ensuite sous forme libre à la surface du sol (H5) (ph.C40);
- la diminution du taux d'argile en surface (fig.53) qui se produit de manière concomitante aux variations précédentes.

Dans le pôle aval, il se produit la même chose, mais sans accumulation importante de sables propres.

Il s'agit donc d'une différenciation texturale - appauvrissement en argile - concomitante à une différenciation structurale - fissuration, modification de la forme, de la dimension et de la stabilité des agrégats - qui couvre l'ensemble de la couverture pédologique et qui peut aboutir, dans le cas du pôle amont, à une disjonction partielle ou totale des constituants du fond matriciel, disjonction qui se produit entre le squelette quartzeux et le plasma (ph.C39).

1.2.2 Mécanismes à l'origine des phénomènes d'appauvrissement superficiel.

Le mécanisme qui réside dans les phénomènes d'appauvrissement en argile et de disjonction des constituants semble être associé à une intense fissuration des matériaux (phs.C37 et C61) et à un départ d'argile.

La fissuration des matériaux peut résulter de deux processus différents et qui sont présents dans les deux pôles amont et aval:

- un, simple, qui se matérialise dans les fissures intraagrégats à parois concordantes (ph.38) et qui réside dans les phénomènes de retrait, mais qui n'entraînerait pas forcément un lessivage d'argile (départ d'argile en suspension) comme on peut le constater à partir du fait de l'absence, en sub-surface ou en profondeur (au moins jusqu'à 2.5 m), des figures d'illuviation dans le pôle amont (interfluve aplati, tiers supérieur de pente et mi-pente amont); dans ce cas, les fissures de retrait provoquant la disjonction du plasma et du squelette ne s'associeraient pas à un départ d'argile en suspension;

Observation: Concernant les phénomènes de gonflement - retrait et la fissuration observée en lames minces, on peut se poser la question de la fabrication des lames, du mode de deshydratation et de la réalité de ces phénomènes.

- et un autre, beaucoup plus complexe, qui se matérialise dans les fissures intraplasmiques et intraagrégats à parois non concordantes (ph.C37) et qui serait à rattacher à des phénomènes autres que ceux liés simplement au gonflement et retrait. Phénomènes autres liés à un départ de matière.

Le départ d'argile à son tour se manifeste indirectement à travers un certain nombre de faits.

Dans le pôle amont on constate la présence de nombreux agrégats très atteints par la fissuration et qui sont vidés partiellement de leur plasma car:

- ces agrégats sont au départ peu poreux présentant un fond matriciel où le plasma entoure complètement les grains de quartz (ph.C36); il ne s'agit pas des agrégats à sous-structure microagrégée facilement identifiables par la présence de nombreuses cavités polyconcaves anguleuses;
- et ils gardent la structure de départ (ph.C39), la forme externe et la distribution interne du squelette quartzeux.

Parallèlement à ces processus de vidages de plasma, il se produit une accumulation des sables propres vers le sommet.

Le fait que ce sont des agrégats biologiques présents en surface qui subissent un vidage en plasma met en évidence en outre l'actualité du phénomène.

Dans le pôle aval, certains traits de départ de matière peuvent être présents, d'autres absents. Les agrégats porphyriques sont aussi très atteints par la fissuration mais sans que nous ayons observé des cas de vidage de plasma. Il n'y a pas non plus d'accumulations de sables propres en surface. Et pourtant les taux d'argile décroissent vers la surface (fig.53), ce qui met en évidence l'existence d'un appauvrissement.

La seule évidence de départ d'argile, aussi indirecte, réside dans la présence de traits d'accumulation de matière: les argilanes illuviaux présents en sub-surface dans l'ensemble polyédrique et de transition.

Maintenant ce qu'il faut savoir dans ce cas, c'est si la différence du taux d'argile entre la surface et la sub-surface qui représenterait le montant du départ est compensé par une accumulation d'argile là où les argilanes sont présents, ou pas. Dans le cas affirmatif, cela serait marqué dans les profils de distribution des taux d'argile par la présence d'un ventre. Mais ce n'est pas ce qu'on observe, au moins en ce qui concerne les profils P.3, P.4 et P.5 (fig.53); dans ces profils, la différence des taux d'argile entre la surface et la sub-surface varie de 10 à 20% et, pour autant, elle n'est pas compensée là où les argilanes sont présents. Cela peut éventuellement signifier que l'essentiel du départ d'argile ne réside pas dans les phénomènes d'éluviation, ce qui ne l'exclut pas comme étant un des mécanismes à l'origine du départ d'argile, mais peut-être pas comme le plus important, comme on le vérifie. N'oublions pas que dans le pôle amont les argilanes sont absents.

On est ainsi conduit à envisager un processus de départ d'argile autre que celui qui se produit en suspension. Il serait à rattacher à des phénomènes de dissolution; le départ d'argile se ferait alors en solution. Ce qui est tout à fait plausible vu que les évidences du départ d'argile existent sans qu'il y ait la moindre trace d'argilane comme dans le pôle amont. Dans le pôle aval les argilanes sont présents mais ils ne suffiraient pas tout seuls à expliquer tout ce qui a migré.

Les fissures intraplasmiques et intraagrégats à parois irrégulières et non concordantes résulteraient alors d'un processus de dissolution.

1.2.3 Conclusions partielles.

On retiendra la présence d'un phénomène d'appauvrissement actuel qui se manifeste en surface, qui atteint toute la couverture pédologique et qui se produit par départ d'argile.

L'origine de la différenciation texturale plus sableuse et de l'accumulation relative des sables blancs en surface réside donc dans les mécanismes qui engendrent à la fois la disjonction du squelette quartzeux et du plasma et l'appauvrissement en argile: Une intense fissuration des matériaux accompagnée d'un départ d'argile. La fissuration pouvant être de nature physique (retrait) ou de nature géochimique (dissolution). Le départ d'argile se fait principalement en solution et secondairement en suspension mais ce dernier ne se produit que de façon plus localisée, seulement dans le pôle aval.

Le départ d'argile en solution évoquerait alors la présence de dissolutions assez importantes. C'est le phénomène de la lixiviation, qui est intense en raison des pluviosités élevées et de la forte porosité des matériaux (BOULET et alii, 1977); ces auteurs considèrent encore que les migrations de matière sous les climats tropicaux humides se font principalement en solution. MARTIN (1973) en comparant des sols ferrallitiques du Cameroun sous forêt et sous savane, montre, en plus, que l'appauvrissement des sols est plus intense sous savane. Ces phénomènes de dissolution ont alors une origine pédobioclimatique.

Cependant, le processus lui-même de la dissolution des argiles, dans notre cas principalement kaoliniques, pourrait alors être étudié plus en détail. Malheureusement il n'a pas été possible de poursuivre cette étude dans le cadre du présent travail. Il serait important d'étudier à Botucatu (a) comment se produit cette dissolution, si elle est totale avec entraînement dans les eaux de percolation de la silice et de l'aluminium ou partielle avec départ de silice et néoformation de gibbsite ou encore des deux façons; et (b) comment se comportent les éléments libérés en solution, si ils sont exportés du bassin versant ou si ils sont recapturés en profondeur ou plus à l'aval. L'intérêt d'une telle étude reposerait dans l'amélioration de la connaissance de la dynamique du silicium et de l'aluminium à l'échelle du paysage dans les régions tropicales humides à l'exemple de l'étude qui a été réalisée en zone équatoriale par LUCAS (1988).

1.3 Evolution des agrégats biologiques.

Deux voies de transformations des agrégats biologiques ont été mises en évidence à partir des études micromorphologiques (fig.104).

Une voie de transformation par fissuration et départ de plasma (ph.C39). La fissuration peut entraîner à la fois (a) la disjonction partielle du squelette et du plasma avec libération de quartz plus ou moins propre, (b) la formation de microagrégats polyédriques et (3) un départ de plasma. L'accumulation des sables se produit alors de manière relative après le départ du plasma.

Et une autre voie de transformation par bioturbation (ph.C31). Cette bioturbation entraîne (a) une disjonction entre le squelette quartzueux et le plasma avec libération de quartz plus ou moins propre et (b) et formation de microagrégats ovoïdes.

1.4 Conclusions.

L'étude entreprise ici sur la différenciation morphologique de la partie sommitale des sols du pôle amont montre la présence d'une dynamique structurale superficielle.

Cette dynamique structurale repose principalement sur deux processus à actions opposées:

Un processus qui tend à regrouper plasma et quartz. Il est à l'origine des agrégats ovoïdes et des isotubules. Le mécanisme ou le moteur est biologique, probablement termites et/ou fourmis.

Et un autre processus qui tend à séparer plasma et quartz. Il est à l'origine des microagrégats polyédriques et ovoïdes et des sables blancs. Ce processus est déclenché à la fois par fissuration, dissolution géochimique et bioturbation.

Il s'établit ainsi un cycle de dynamique structurale superficielle.

Comme l'expression morphologique de la partie supérieure des sols du pôle amont se traduit par la juxtaposition d'agrégats biologiques et de domaines à dominance de sable quartzueux on peut affirmer que ce cycle dynamique est gouverné principalement par deux actions qui sont opposées. D'un côté, il y a l'action physico-chimique et, de l'autre, l'action de certains représentants de la faune du sol, dans ce cas principalement les termites et les fourmis.

D'autre part comme dans le pôle amont au sommet de ces matériaux superficiels s'individualise encore un horizon à structure particulière et très riche en sable blanc (H5), nous pouvons supposer que cette dynamique structurale a pour résultat dans un front vertical descendant.

2. Différenciation morphologique dans le pôle aval.

Pour comprendre maintenant la différenciation structurale dans le pôle aval, leurs génèse et évolution, nous allons faire également un rappel de la différenciation morphologique de la partie sommitale de ces sols de la base vers le sommet (fig.103).

On passe d'une structure polyédrique à une structure grumeleuse. La texture change; de la base vers le sommet, les matériaux deviennent plus sableux ou plus appauvris en argile. Cette différenciation texturale n'aboutit pas à l'individualisation de sables blancs comme dans le pôle amont. D'autre part, elle ne se produit pas nécessairement en concordance avec la différenciation structurale, l'appauvrissement en argile pouvant s'effectuer déjà au sommet de l'horizon polyédrique (H16).

2.1 Origine des agrégats grumeleux.

L'étude macro et micromorphologique montre que les agrégats grumeleux (phs.C18,NB16) correspondent principalement à des déjections des vers de terre en surface et à l'intérieur du sol. Cette affirmation se fonde sur les faits morphologiques suivants:

- sur le terrain, on repère facilement la similitude entre les déjections fraîches des vers de terre (ph.C16) et les agrégats qui constituent l'essentiel de la structure des matériaux superficiels (ph.C18);

- en lame mince, on constate que la structure correspond à des isotubules à coupes internes (ph.NB16) et à des agrégats ovoïdes enrichis en débris végétaux (ph.C60).

- seul l'horizon superficiel du pôle aval (H19) contenait des débris végétaux incorporés aux agrégats biologiques. Cela se produit en parfaite concordance avec la distribution spatiale des vers de terre (fig.52).

Ainsi il s'avère possible que toute la partie supérieure (20 cm) des sols du pôle aval soit déjà passée par le tube digestif des vers.

Dans BACHELIER,1978, LAVELLE étudiant une population spécifique de vers estime qu'en une année, une population de 21 vers au m² ingère 50 kg de terre, soit un horizon correspondant de 4 à 5 cm d'épaisseur; EVANS estime qu'il faut, dans les régions tempérées, 11.5 ans pour que les 10 cm supérieurs d'un sol de pâturage passent en entier par le tube digestif des vers de terre et HOEKSEMA, JONGERIUS et VAN DER MEER jugent vraisemblable qu'en 5 ans, toute la partie supérieure d'un sol normalement peuplé en vers passe également par le tube digestif de ces derniers.

Ces animaux interviennent encore dans le pôle aval en remontant des matériaux profonds vers la surface. L'évidence de la remontée repose dans le fait de la présence de déjections de vers de terre plus rouges que le matériau environnant dans l'horizon pédologique superficiel. Mais ces matériaux plus rouges ne sont pas très abondants, ils représentent à peu près 20-30% de l'horizon et ils sont localisés; nous les avons observés seulement au début du tiers inférieur de pente (profil P.3), car, vers l'aval, les sols sont verticalement très homogènes en couleur. Vers l'aval, les matériaux superficiels sont assez homogènes en couleur comme tout le profil vertical. Ainsi nous n'avons pas les moyens de discerner si l'horizon superficiel est constitué de matériaux remontés provenant de la profondeur. Les rejets de surface peuvent provenir alors soit de la profondeur, soit de la surface. De toutes les façons, les rejets de surface quelle que soit leur provenance représentent une remontée de matériaux importante.

A titre d'exemple nous citons quelques valeurs de rejets déposés en surface par les vers de terre. Il faut savoir que ces valeurs ne tiennent pas compte des rejets effectués simultanément à l'intérieur du sol. Les valeurs citées dans BACHELIER, 1978 sont les suivants: NYE, au Ghana, a évalué à $5\text{kg/m}^2/\text{an}$ (50 tonnes/ha/an) et KOLLMANSPERGER, pour des sols argileux de dépression du Nord-cameroun, a donné des valeurs de $21\text{kg/m}^2/\text{an}$ (210 tonnes/ha/an). BEUGNOT dans KRETZSCHMAR, 1987 évalue à 80 tonnes/ha/an la quantité de rejets déposés en surface dans un sol brun acide limono-argileux de prairie.

2.2 Evolution des agrégats grumeleux.

Ces agrégats subissent aussi une évolution, comme on l'a montré à partir des études micromorphologiques (fig.105), mais qui n'a pas pour résultat une différenciation morphologique à l'échelle macroscopique. Comme pour les agrégats biologiques du pôle amont, deux voies de transformations sont présentes, une voie de transformation par fissuration (physique ou géochimique) et une autre par bioturbation.

En ce qui concerne l'appauvrissement en argile, nous supposons que, dans le pôle aval, cet appauvrissement se produirait par départ d'argile principalement en solution et secondairement en suspension.

Il se produit ainsi dans le pôle aval le même type de dynamique structurale superficielle et verticale que dans le pôle amont.

Les seules différences reposent dans le changement des conditions physiques et dans le changement d'un des acteurs. L'expression morphologique résultante est alors différente bien évidemment. Le résultat, c'est l'horizon à structure grumeleuse (H19).

On suppose ainsi que ce résultat morphologique peut avoir deux causes plus ou moins imbriquées les unes aux autres:

(a) le pôle aval est plus argileux. Les réserves de matériaux exportables doivent être considérées dans le bilan. Pour un même montant de matériaux exportés en amont et en aval, si les réserves sont plus importantes dans le pôle aval, le résultat est différent.

(b) les vers de terre rebrassent tout l'horizon superficiel avant que ne se produisent les conséquences des transformations: microagrégats polyédriques et ovoïdes et sables blancs.

Cette dernière cause semble alors être la plus importante car, dans l'horizon superficiel du pôle aval, on n'observe pas d'individualisation des domaines microagrégés ni des accumulations relatives de sables.

3. Différenciation latérale entre les horizons superficiels des pôles amont et aval.

La figure 50 montre la distribution spatiale en courbes d'isodifférenciation des matériaux superficiels. La courbe H19 délimite du côté aval la dominance des agrégats grumeleux des vers de terre et du côté amont, (courbe H10) la dominance des agrégats des termites et fourmis. La courbe SB délimite du côté aval, la disparition des domaines riches en sables blancs et de l'autre côté, leur présence.

Ainsi on peut constater qu'il existe une zone intermédiaire entre les matériaux des pôles amont et aval, zone qui représente une transition latérale progressive.

Cette transition latérale se produit de l'aval vers l'amont par la succession ordonnée de caractères morphologiques:

- les isotubules et turricules des vers de terre de l'aval sont remplacés vers l'amont par les agrégats ovoïdes et les isotubules construits principalement par les termites et/ou fourmis;

- les agrégats des vers de terre disparaissent progressivement au fur et à mesure que les domaines riches en sables blancs deviennent de plus en plus abondants. Les courbes respectives d'isodifférenciation sont plus ou moins parallèles;

- les vers de terre deviennent de moins en moins abondants vers l'amont, au fur et à mesure que les matériaux deviennent de plus en plus sableux.

Cette différenciation structurale latérale peut indiquer éventuellement la présence d'un front latéral appauvrissant à sables blancs qui se déplace de l'amont vers l'aval, car le stade initial de cet appauvrissement se fait sentir également dans le pôle aval.

4. Différenciation latérale de la litière.

Lors de l'étude morphologique du versant Lavapés concernant la différenciation texturale latérale de la couverture pédologique (fig.85) nous l'avons subdivisée en deux pôles: un pôle amont plus sableux lié au Grès Bauru et un pôle aval plus argileux lié au basalte.

La distribution spatiale de la végétation sur le site d'étude (fig.9) montre que cette différenciation texturale latérale lithodépendante se trouve uniformément couverte par une végétation constituée principalement d'Eucalyptus. La litière qui en résulte est composée essentiellement de restes végétaux d'Eucalyptus: feuilles, branches, fleurs, fruits et écorces.

A partir des données morphologiques, nous avons pu distinguer deux types de litière selon leur différenciation verticale:

- une litière épaisse composée de trois couches ou de trois phases de décomposition, (a) la couche supérieure qui correspond à une phase constituée de restes végétaux frais et à structure conservée, (b) la couche intermédiaire qui correspond à une deuxième phase constituée de restes végétaux plus ou moins décomposés et partiellement identifiables et (c) la couche inférieure qui correspond à une troisième phase constituée de restes végétaux fortement décomposés et non identifiables;

- et une litière mince composée d'une seule couche ou d'une seule phase de décomposition constituée de restes végétaux plus ou moins frais ou en début de décomposition et à structure conservée.

La répartition spatiale de la litière sur le versant Lavapés (fig.50) montre que la litière à trois phases de décomposition se trouve sur le pôle amont plus sableux et la litière à une seule phase sur le pôle aval plus argileux. La transition latérale se fait entre les profils P.9 et P.3.

Cette différenciation latérale de la litière se produit alors en concordance avec:

- la différenciation latérale en texture de la couverture pédologique (fig.85);

- la différenciation structurale superficielle, passage de l'amont à l'aval des structures à agrégats granulaires argilo-sableux (H10) aux structures à dominance d'agrégats grumeleux argileux (H19);

- et l'apparition en abondance des vers de terre (fig.52). Cette répartition spatiale des vers de terre sur le versant Lavapés est tout à fait concordante avec les études biologiques de ces animaux qui montrent leur préférence pour les sols plus humides et plus argileux (BACHELIER,1978).

On peut alors se poser la question:

Comment se fait-il que, dans le pôle aval plus argileux, la litière ne possède qu'une seule couche contrairement à ce qui se passe à l'amont.

L'étude micromorphologique nous suggère quelques réponses.

L'étude microscopique de l'horizon superficiel dans le pôle aval montre que cet horizon est composé d'isotubules et d'agrégats ovoïdes très riches en débris végétaux (ph.C60) contrairement à ce qui se passe avec ces mêmes types d'agrégats biologiques présents dans le pôle amont.

Or il est connu que les vers de terre se nourrissent essentiellement à partir de débris végétaux plus ou moins décomposés qu'ils ingèrent avec de la terre (KRETZSHMAR,1987 et SHIPITALO & PROTZ,1989). RAW dans BACHELIER,1978 montre que, dans des vergers anglais (pommiers) enherbés contenant 2 à 2.5 tonnes de *Lumbricus terrestris* à l'hectare, ces vers enfouissent au cours de l'hiver plus de 90% des feuilles de la litière, soit 1.25 tonne de matières organiques sèches à l'hectare.

On exclut l'action des termites comme étant le premier responsable de la disparition de la litière car les débris végétaux qu'on observe sont trop gros (100 à 1500 μm) pour pouvoir passer dans le tube digestif de ces animaux. D'autre part le coefficient d'assimilabilité des termites est élevé et les matériaux végétaux ingérés se trouvent fortement dégradés (BACHELIER,1978), donc, en théorie, il serait difficile de les détecter au microscope optique. De plus, sur le versant Lavapés, les seules espèces présentes (termites endogées) sont omniprésentes de l'amont à l'aval et ne présentent apparemment aucun rapport avec la différenciation latérale de la litière.

On exclut également l'action des fourmis *Atta* car elles n'incorporent pas de débris végétaux dans ses agrégats; c'est ce qu'on constate à partir de nos études micromorphologiques effectuées dans les matériaux remontés par ces animaux. D'autre part ses empreintes sont différentes de celles qu'on observe dans le pôle aval.

Nous pensons donc que la transformation de la litière dans le pôle aval du versant Lavapés est due principalement à l'action des vers de terre. Ce qui est en accord avec BACHELIER,1978 qui affirme que, là où existent les vers de terre, ils forment entre 50 et 75% de la biomasse et dominant toute la faune.

L'humification microbienne ou physico-chimique, très lente dans le cas des espèces végétales à C/N élevé (JACQUIN dans DUCHAUFOR,1977) comme celle de l'Eucalyptus, n'interviendrait que secondairement. En multipliant la surface des débris végétaux et en les enfouissant dans le sol, les vers de terre favorisent les processus d'humification.

Dans le pôle amont, l'étude morphologique montre également que le processus d'humification biologique ou physico-chimique de la litière semble être ralenti. Les évidences qui nous amènent à supposer cela reposent sur la morphologie de la litière. Elle est épaisse, différenciée en trois phases de décomposition et présente une transition très abrupte avec l'horizon minéral. Pourtant les conditions pédoclimatiques locales, température, régime hydrique tropical et très bonne aération du sol, favorisent dans ces

conditions une décomposition très rapide. Alors on ne peut expliquer tel phénomène que par l'action de la composition de la litière d'Eucalyptus (difficilement décomposable) lié à l'absence de "fouisseurs" de matière organique dans les sols tels les vers de terre anéciques (BOUCHER dans BACHELIER, 1978).

Ainsi le "blocage" dans l'humification de la litière du pôle amont réside plutôt dans des processus d'humification secondaire responsables de l'incorporation de la matière organique à la fraction minérale. Car le fait que cette litière se différencie en trois phases de décomposition et que dans la phase la plus avancée on ne reconnaît plus les structures végétales démontre la présence d'une phase d'humification préliminaire et antérieure à l'incorporation à la fraction minérale.

L'étude microscopique (ph.C41) montre en plus que cette phase à structure végétale non identifiable macroscopiquement est constituée de boulettes fécales principalement organiques (TOUTAIN, comm. orale) et de débris végétaux de très petite taille (<1 mm). Il s'agit donc d'une transformation en place et qui n'entraîne pas l'incorporation de la matière organique dans le sol. L'agent transformant réside alors encore dans l'action de certains représentants de la faune du sol qui se nourrissent exclusivement ou principalement de la litière comme par exemple les acariens, les collemboles, les enchytraeides, les thysanoures, les larves de diptères, les myriapodes, les cloportes, etc (BACHELIER, 1978).

Malheureusement nous n'avons pas pu identifier l'espèce animale à partir des boulettes fécales.

En conclusion, il est démontré que la différenciation latérale de la litière sur le versant Lavapés réside dans l'action des vers de terre. L'action du milieu minéral sur l'humification ne joue qu'un rôle indirect dans la mesure où il favorise le développement de ces animaux.

D'autre part, les conditions physico-chimiques (pH et complexe absorbant) sont très semblables dans les pôles amont et aval (fig.56) à la seule exception du profil P.5 (MIKLOS, 1983). Cela exclut l'hypothèse éventuelle d'une humification de nature principalement microbienne ou physico-chimique qui se produirait plus rapidement dans le pôle aval en rapport direct avec les conditions physico-chimiques du sol.

On montre également le rôle primordial de la faune du sol dans la décomposition de la litière d'Eucalyptus, que ce soit à l'amont ou à l'aval. La différence entre ces deux pôles repose dans l'incompétence du mécanisme responsable de l'incorporation de la matière organique dans les sols du pôle amont.

Dans le pôle aval, les agrégats riches en débris végétaux constituent alors un très bon trait de repérage de l'action des vers de terre dans les sols car les termites et les fourmis *Atta* ne possèdent pas ces mêmes empreintes.

Trois conclusions principales se dégagent alors:

La première, c'est la contribution des vers de terre dans l'organisation des matériaux pédologiques superficiels du pôle aval: genèse des agrégats grumeleux, brassage des matériaux superficiels, remontée des matériaux du sol et incorporation des débris végétaux.

La deuxième, c'est le rôle déterminant de ces animaux dans la différenciation latérale de la litière.

La troisième, c'est la dominance des vers de terre sur la faune du sol dans le pôle aval.

5. Conclusions générales.

L'étude morphologique de l'organisation structurale superficielle des sols du versant Lavapés nous a permis de mettre en évidence:

D'une part la présence de deux systèmes de transformation structurale verticale (fig.106).

(a) Un système de transformation dans le pôle amont où l'organisation de départ est la partie supérieure de l'ensemble microagrégé, l'organisation d'arrivée est l'accumulation résiduelle des sables blancs et le stade intermédiaire est la structure composée par la juxtaposition d'agrégats biologiques et de domaines riches en sables blancs. Ce système résulte de l'action pédoclimatique (appauvrissement) d'un côté et de l'action des fourmis et termites de l'autre.

(b) Et un deuxième système dans le pôle aval où l'organisation de départ est la partie supérieure de l'ensemble polyédrique et l'organisation d'arrivée est la structure grumeleuse. Ce système résulte de l'action pédoclimatique d'un côté et de l'action des vers de terre de l'autre.

D'autre part le sens de l'évolution structurale superficielle qui se décompose en deux fronts:

(a) Un front vertical descendant qui résulte du système transformant amont et aval: en amont, remplacement de la partie supérieure de l'ensemble microagrégé par les agrégats biologiques et les sables blancs (accumulation résiduelle due à l'appauvrissement); en aval, remplacement de la partie supérieure de l'ensemble polyédrique par les agrégats grumeleux avec exportation concomitante de matière (appauvrissement).

(b) Et éventuellement un deuxième front qui progresse latéralement de l'amont à l'aval et qui correspond au remplacement latéral des agrégats grumeleux des vers de terre par les agrégats granulaires des fourmis et termites et les sables blancs.

Ces systèmes de transformations et ces fronts composent la dynamique structurale superficielle des sols du versant Lavapés.

Par le fait que l'action biologique est une des composantes majeures de ces systèmes de transformation et que cette action démontre l'actualité du phénomène, on peut supposer que la dynamique structurale superficielle est actuelle.

On peut suggérer également que cette dynamique structurale résulte du fonctionnement bio-dynamique actuel de cette couverture pédologique.

Chapitre VII. Genèse de l'horizon hétérogène en couleur, des ensembles sombres ("Sombric Horizons") et de la "stone-line".

Dans ce chapitre, nous allons étudier respectivement l'origine de l'horizon hétérogène en couleur (H3), des ensembles sombres et de la "stone-line".

1. Origine de l'horizon pédologique hétérogène en couleur (H3).

La clé de l'origine de cet horizon pédologique repose probablement dans les phénomènes qui sont à l'origine de cette hétérogénéité en couleur, vu la façon dont les différents domaines de couleurs s'organisent dans l'espace.

Ainsi nous allons d'une part passer en revue à quoi correspondent ces différents domaines de couleur et d'autre part les comparer avec les matériaux remontés par les fourmis Atta, vu les similitudes. Faisons donc un bref rappel des données morphologiques concernant l'horizon 3 et les matériaux remontés.

1.1 Rappel de quelques données concernant l'horizon 3.

L'horizon hétérogène en couleur (H3) apparaît seulement dans les parties plus élevées du relief occupant une zone qui va de l'interfluve aplati jusqu'à la mi-pente (fig.48).

Cet horizon se caractérise principalement par la présence de deux domaines de couleur juxtaposés (ph.C8):

- un domaine rouge jaunâtre (5YR4/6);
- et un autre domaine brun rougeâtre foncé (5YR3/4 à 3/3).

L'apparition des domaines rouge jaunâtre au sommet de l'horizon sous-jacent brun rougeâtre foncé est très abrupte, les limites inter-domaines dans l'horizon 3 sont très nettes.

Les domaines rouge jaunâtre correspondent soit à des agrégats ovoïdes (ph.C33), à des pédotubules (ph.C30) et à des domaines irréguliers (ph.C8) tous d'origine biologique comme nous l'avons déjà montré précédemment (chapitre IV).

Les domaines rouge jaunâtre apparaissent régulièrement recoupés par les domaines brun rougeâtre foncé. Ceux-ci, comme les précédents, correspondent également à des agrégats ovoïdes et à des pédotubules et à des domaines irréguliers. Ces domaines présentent encore de nombreuses microparticules de charbon de bois.

L'horizon 3 est encore riche en débris millimétriques de charbon de bois.

1.2 Les matériaux remontés par les fourmis Atta.

Nous avons montré dans la deuxième partie de cette thèse, lors de l'étude des organisations particulières dues aux fourmis Atta, les effets de l'action de ces animaux sur la couverture pédologique. Comme principaux effets sont apparues les constructions des monticules de terre et des pédotubules à partir des matériaux que ces animaux prélevaient en profondeur et remontaient vers la surface.

Les principaux faits morphologiques reconnus dans ces matériaux remontés ont été les suivants :

La couleur homogène, rouge jaunâtre (5YR4/6) ou rouge (2.5YR4/6) en amont et rouge foncé (2.5YR3/6) en aval, des monticules des fourmilières actives (ph.C1) et des pédotubules (ph.C15).

Le fort contraste en couleur (transition très abrupte) entre les matériaux sous-jacents (ph.C13) et les horizons superficiels.

L'hétérogénéité en couleur des anciens monticules de fourmilières abandonnées (profils FT.3A et T.5) (ph.C6) résultant des transformations ultérieures, subie par les matériaux rouge jaunâtre, due à l'invasion des domaines bruns et brun sombre (ph.C7).

Le spectre granulométrique très semblable aux matériaux environnants (fig.55).

La structure microagrégée ou granulaire (agrégats ovoïdes) des matériaux des monticules (ph.C2) et microagrégée des pédotubules, celle-ci pouvant être en assemblage lâche (agrotubules) (phs.C24 et NB4) ou plus ou moins compact (isotubules) (phs.NB4 et C25).

La forme et la taille des microagrégats, ovoïdes (30 à 500 μm) et mamelonnés (100 à 600 μm) (ph.C43).

La structure interne des agrégats ovoïdes souvent à sous-structure microagrégée (ph.C9).

On s'aperçoit tout de suite de la forte similitude qui existe entre ces matériaux remontés et ceux de l'horizon 3, soit en ce qui concerne leurs modalités d'organisation spatiale - superpositions des matériaux rouge jaunâtre sur des matériaux brun rougeâtre foncé avec des transitions très abruptes - soit en ce qui concerne la couleur, la texture et la structure des domaines rouge jaunâtre.

Lorsqu'on compare, à l'échelle macro et micro, l'horizon 3 (ph.C8) présent sur le pôle amont de façon continue avec les matériaux remontés qui ont déjà subi une transformation aux anciens monticules de fourmilières abandonnées (ph.C6) on ne voit pas de différence.

1.3 Interprétations.

Il n'est pas difficile de supposer maintenant, après avoir organisé les faits, que les domaines rouge jaunâtre de l'horizon 3 résultent aussi de la remontée des matériaux profonds effectuée par les fourmis Atta.

Cette conclusion ne se fonde pas seulement sur l'existence de fortes similitudes entre les matériaux remontés par les fourmis Atta et ceux de l'horizon 3, mais aussi sur la nature même des domaines rouge jaunâtre: les agrégats ovoïdes et les pédotubules, seules empreintes, dues à leurs couleurs, des fourmis Atta.

D'autres arguments convergents sont encore en faveur de ce que nous démontrons. Par exemple (a) le fait que les agrégats ovoïdes rouge jaunâtre ne soient présents en abondance que dans les monticules des fourmilières et au sein de l'horizon 3 ou encore (b) le fait qu'il existe une forte concordance entre les courbes d'isodifférenciations qui délimitent l'horizon 3 (fig.48) et la zone où les monticules des fourmilières sont très abondants (fig.52).

D'un autre côté, on peut aussi affirmer que l'hétérogénéité en couleur de l'horizon 3 résulte d'une rebioturbation, qui peut être démontrée à partir des recoupements successifs des domaines rouge jaunâtre par les pédotubules bruns et brun sombre (ph.C8) ou encore à partir de la présence des pédotubules qui contiennent les matériaux rouge jaunâtre en mélange avec des matériaux plus superficiels tels que les microparticules de charbon de bois et les plasmas brun (LR) et brun sombre (ph.C35).

1.4 Estimation de la quantité de matériau remonté par les fourmis Atta au sein de l'horizon 3.

Il est possible, dans l'esprit de la remontée des matériaux rouge jaunâtre par les fourmis Atta, d'estimer quantitativement dans un premier temps ce qui a été remonté et qui n'a pas été transformé en considérant seulement bien entendu l'horizon 3. Il s'agira forcément d'une sous-estimation, mais vu la vitesse des transformations ultérieures, nous ne pouvons pas faire autrement.

Pour le calcul estimatif de la quantité de matériau remonté par les fourmis Atta dans l'horizon 3, compte tenu de la sous-estimation, il faut tout simplement calculer la quantité des domaines rouge jaunâtre. Nous avons besoin dans ces calculs du volume occupé par les domaines rouge jaunâtre et de la densité apparente.

Nous tenons compte d'une surface d'1 ha. L'épaisseur considérée est de 30 cm sur l'interfluve aplati et de 10 cm sur le tiers supérieur de pente. Le volume occupé par les domaines rouge jaunâtre varie entre 30 et 60% du volume total. Ce volume correspond en réalité à la surface occupée sur la lame mince.

Les seules mesures de densité apparente dont nous disposons ont été réalisées pour l'ensemble de l'horizon 3 sans distinction des différents domaines de couleur ni des différents domaines structuraux présents. De toute façon nous savons déjà qu'il existe une forte variation structurale inter-domaines rouge jaunâtre. Les résultats figurent dans le tableau ci-dessous.

Densités apparentes de l'horizon 3.

P.1	P.2	P.7	P.13
1.38	1.47	1.30	1.62
1.42	1.37	1.26	1.64
			1.46
			1.50

La densité apparente de l'horizon 3 a été mesurée dans différents profils situés dans différentes positions topographiques. Les données ont varié de 1.26 à 1.64 g/cm³ en considérant toutes les mesures. Cet écart et les différents résultats entre les répétitions sont tout à fait compatibles avec nos observations qui montrent l'existence de la forte l'hétérogénéité structurale de l'horizon 3. Pourtant il est préférable de baser les calculs sur ces deux extrêmes.

La masse totale ($d=m.v$) de l'horizon 3 varie alors entre 3800 et 4900 t/ha dans l'interfluve aplati et entre 1300 et 1700 t/ha dans le tiers supérieur de pente. La masse correspondante aux domaines rouge jaunâtre varie entre 1100 et 3000 t/ha dans l'interfluve aplati et entre 400 et 1000 t/ha dans le tiers supérieur de pente, ce qui représente la sous-estimation de la quantité de matériau remonté par les fourmis Atta par hectare.

Si on tient compte de la totalité des matériaux de l'horizon 3 et des horizons sus-jacents, donc en considérant aussi les matériaux transformés ultérieurement, nous arrivons aux estimations suivantes: 6300 à 8200 t/ha dans l'interfluve aplati et 2500 à 3300 t/ha dans le tiers supérieur de pente.

Des charbons de bois prélevés au sein de l'horizon 3 et au sommet de l'horizon sous-jacent (H9) ont été datés. Ces charbons, plus ou moins enfouis par les matériaux remontés, datent de 2750 ans BP (fig.66).

A titre de comparaison, les seules estimations de la quantité de matériaux remontés par les fourmis du genre *Atta* que nous avons trouvées dans la littérature ont été celles de BUCHER & ZUCCARDI (1967). Ces auteurs ont estimé à Tucuman (Argentine) le poids de terre remonté par ces fourmis, en considérant seulement la terre des monticules des fourmilières (volume occupé et densité apparente); les valeurs obtenues se situent aux environs de 30 t/ha, mais sans qu'on sache en combien de temps. Ils estiment que, dans les conditions actuelles la remontée est de l'ordre de 1.1 t/ha/an.

Si on multiplie cette dernière valeur par 2750 ans, on obtient un résultat intermédiaire aux nôtres.

2. Les ensembles sombres.

Pour comprendre l'origine des ensembles sombres situés en profondeur, nous avons choisi deux voies: (a) une concernant l'explication du pourquoi de la couleur plus sombre et (b) l'autre concernant l'explication du comment de la position spatiale. Avant de rentrer dans cette optique dans le cadre de notre étude, nous allons faire une brève bibliographie sur le sujet.

2.1 Données bibliographiques concernant les horizons sombres de profondeur.

La définition de l'horizon sombre donnée par la SOIL TAXONOMY (1975) est la suivante: "Subsurface horizon of mineral soils formed under free drainage. It contains illuvial humus that is neither associated with aluminium as in the spodic horizon, nor dispersed by sodium, as is common in the natric horizon. The sombric horizon does not underlie an albic horizon. Sombric horizons are thought to be restricted to the cool moist soils of the high plateau and mountains of tropical and subtropical regions. The degree of saturation of these soils is low. The sombric horizon has a lower colour value or chroma or both, than the overlying horizon and commonly, but not necessarily, contains more organic matter than the overlying horizon. It may have formed in an argillic, a cambic or, possibly, an oxic horizon. It is easily confused in the field with a buried A1 horizon".

L'occurrence des horizons sombres de profondeur est assez fréquente en Amérique du Sud et en Afrique (op.cit.). Ils apparaissent dans différents sols: Oxisols, Ultisols, Alfisols et Inceptisols (NEEL, 1983 et FRANKART, 1983).

La genèse des horizons sombres de profondeur n'est pas encore élucidée. Différentes hypothèses ont été proposées qui se regroupent selon deux voies principales: (a) une qui considère l'origine de l'horizon sombre de profondeur comme étant le résultat d'une accumulation de matière organique en profondeur (RUHE, 1956) par illuviation (SYS et alii, 1961; SOIL TAXONOMY, 1975 et FRANKART, 1983) et l'autre (b) qui le considère comme un paléohorizon de surface brûlée (DE CRAENE et LARUELLE, 1955; RIQUIER, 1966; ESCOBEDO, 1980 et NEEL, 1983). Dans la première hypothèse le mécanisme reste inconnu. Dans la deuxième le recouvrement de l'horizon de surface est envisagé par du colluvionnement (DE CRAENE et LARUELLE, 1955 et NEEL, 1983).

Au Brésil la plupart des auteurs qui ont étudié les horizons sombres de profondeur envisagent l'hypothèse de l'enfouissement de paléohorizons de surface par des colluvions (COMISSAO DE SOLOS, 1960; QUEIROZ NETO et NAKASHIMA, 1971 et 1974; QUEIROZ NETO et MODENESI, 1973; OLIVEIRA et alii, 1985 et MODENESI, 1988).

Maintenant voyons ce qui se passe à Botucatu.

2.2 Génèse des ensembles sombres supérieur et inférieur.

L'étude morphologique détaillée réalisée à Botucatu nous a permis d'identifier les principaux caractères morphologiques liés aux horizons sombres, leur distribution et leurs relations spatiales dans la couverture pédologique (chapitres I et III). Cette étude nous amène non seulement à la compréhension de leur genèse mais nous permet en plus d'établir les relations chronologiques avec les différenciations structurales (microagrégats - polyédres) et morphogénétiques.

La genèse des ensembles sombres réside dans les phénomènes qui sont à l'origine à la fois de leur organisation spatiale et de leur couleur relativement plus sombre.

2.2.1 Organisation spatiale des ensembles sombres.

La figure 86 montre leur couleur et leur position spatiale dans une séquence. La figure 47 montre leur distribution spatiale à l'échelle du paysage. Ils peuvent être présents en surface (ensemble sombre supérieur) ou en profondeur (ensemble sombre inférieur), leur matériaux étant les plus sombres du profil. L'ensemble sombre supérieur apparaît très localisé, circonscrit dans un volume de l'ordre de quelques hectares, et l'ensemble sombre inférieur se distribue sur l'ensemble du paysage: son échelle d'apparition est régionale, voire continentale. La figure 47 montre encore que ces deux ensembles peuvent apparaître dissociés dans l'espace ou associés; dans le premier cas, leurs courbes d'isodifférenciation sont séparées et dans le deuxième cas, elles apparaissent croisées et superposées. La figure 39 montre cette association, les ensembles sombres apparaissent superposés verticalement et séparés par un horizon plus clair (H6).

Le problème à résoudre est maintenant d'expliquer comment il se fait que les ensembles sombres se situent en profondeur. C'est la question de l'illuviation organique, du colluvionnement ou de l'inversion verticale des matériaux par la faune du sol. Les données sur la distribution du carbone total, la granulométrie, la minéralogie et la morphologie détaillée de la couverture pédologique à Botucatu permettent ensemble l'élaboration des raisonnements qui indiquent des réponses à cette question.

La figure 58 montre les courbes de distribution du carbone total dans différents profils situés au long du versant Lavapés. Les résultats sont très nets. Là où les ensembles sombres ne sont pas présents (profils ET.3, P.1 et P.17), on observe une courbe décroissante du sommet vers la profondeur. Par contre, là où les ensembles sombres sont présents, on observe une augmentation du taux de carbone en profondeur, ce qui se matérialise sur les courbes par la présence d'un ventre. Cet accroissement est de l'ordre de 0.5%.

A partir de tels résultats, la question de l'illuviation organique (SYS et alii, 1961 et SOIL TAXONOMY, 1975) peut être posée. L'étude micromorphologique tranche cette question. Nous avons dit déjà qu'aucune figure d'illuviation organique n'a été observée dans les ensembles sombres. Nous n'avons pas observé non plus ces types de traits dans les matériaux qui les surmontent. Par contre, les courbes de distribution du carbone total sont tout à fait concordantes avec la concentration anormale des microparticules de charbon de bois au sein des ensembles sombres. L'hypothèse de l'illuviation organique est trop éloignée de la réalité morphologique qui caractérise les organisations à Botucatu.

Restent alors les possibilités d'un colluvionnement (DE CRAENE et LARUELLE, 1955 et NEEL, 1983) ou d'une inversion verticale par la faune du sol.

La figure 86-A montre le comportement de la couleur de l'ensemble sombre inférieur par rapport à la différenciation latérale de la couverture pédologique en couleur et texture. Ces données montrent que l'ensemble sombre inférieur et les matériaux plus rouges sus-jacents (Horizon polyédrique-H16) sont autochtones. Cette affirmation a été fondée sur les faits ci-dessous.

L'ensemble sombre inférieur recoupe la différenciation latérale de la couverture pédologique en couleur qui est lithodépendante contrairement à ce qui se passe avec les matériaux sus-jacents (H15) qui subissent ces variations, passage des teintes 5YR aux teintes 2.5YR.

L'ensemble sombre inférieur recoupe la différenciation latérale de la couverture pédologique en texture qui est lithodépendante, de la même manière que les matériaux sus-jacents; ceux-ci et l'ensemble sombre inférieur sont homogènes en texture, celle-ci ne varie que latéralement; qui sont de plus en plus argileuses de l'amont vers l'aval au fur et à mesure que le basalte se rapproche de la surface. Ainsi aucune discontinuité texturale ne se vérifie entre l'ensemble sombre inférieur et les matériaux environnants; on constate au contraire une parfaite concordance avec la différenciation latérale de la couverture pédologique.

L'étude micromorphologique montre aussi que le degré de lithodépendance de l'ensemble sombre inférieur et des matériaux plus rouges sus-jacents augmente de l'amont vers l'aval. Cette affirmation a été basée sur l'augmentation des minéraux opaques et des lithoreliques dérivées des altérites de basalte. L'étude chimique et minéralogique confirme la lithodépendance croissante de l'amont à l'aval. Cela se traduit chimiquement à partir de l'augmentation du taux de fer total et minéralogiquement à partir de la présence de plus en plus abondante d'ilménite et de magnétite.

Un colluvionnement, même à courte distance, doit correspondre à un apport de matériaux venant de l'amont; les matériaux colluviaux doivent présenter alors certains caractères permettant de les relier aux matériaux de l'amont. Dans le site d'étude, à l'amont les matériaux sont moins rouges et moins argileux que ceux de l'aval. Alors un colluvionnement qui se superposerait sur l'ensemble sombre inférieur ne laisserait certainement pas les traits qu'on observe dans cette séquence comme par exemple ceux qu'on vient de voir qui attestent une filiation de plus en plus marquée au substrat basaltique.

De cette façon, en même temps qu'on démontre l'autochtonie entre l'ensemble sombre, les matériaux plus rouges sus-jacents à l'ensemble sombre et la différenciation latérale de la couverture pédologique, on exclut l'hypothèse du colluvionnement au moins pour ce qui concerne les matériaux plus rouges sus-jacents à l'ensemble sombre (H16).

Donc il ne nous reste que la possibilité de l'inversion verticale des matériaux par la faune du sol.

Cette hypothèse est déjà soutenue par ce que nous avons montré précédemment dans ce même chapitre à propos de l'origine de l'horizon hétérogène en couleur (H3), c'est-à-dire le rôle important des fourmis *Atta* dans la remontée des matériaux profonds beaucoup plus rouges que les matériaux superficiels. On sait déjà que cet horizon 3 se superpose aux ensembles sombres. Il recouvre toute l'extension de l'ensemble sombre supérieur et il recouvre l'amont de l'ensemble sombre inférieur. On peut conclure que les fourmis *Atta* sont les responsables, au moins en partie, de l'enfouissement des ensembles sombres.

D'autres évidences viennent s'ajouter à l'hypothèse de la remontée biologique, par exemple:

La présence abondante des isotubules et de nodules lithorelictuels remontés intégrés dans l'horizon polyédrique (H16).

La présence abondante des fragments d'isotubules à très forte densité dans l'ensemble microagrégé (ph.NB14), en remarquant que ces traits ne sont particulièrement abondants que dans cette zone qui entoure l'ensemble sombre inférieur (fig.107) et qui est tout à fait concordante à la zone d'habitat préférentiel des termites épigés comme on peut l'observer sur le versant situé en face du site étudié.

Mais si pour les matériaux plus rouges sus-jacents (H3 et H16) aux ensembles sombres le mécanisme d'origine ne peut être autre que la remontée biologique, pour les horizons 9 et 15 on ne peut pas exclure l'hypothèse du colluvionnement. Ce sont des horizons pédologiques très localisés qui surmontent seulement les parties amont des ensembles sombres, l'horizon 9 dans le cas de l'ensemble sombre supérieur et l'horizon 15 dans le cas de l'ensemble sombre inférieur, et pour lesquels on n'est pas capable de trancher s'il s'agit d'une inversion verticale où les matériaux ont été déjà transformés ultérieurement ou d'un colluvionnement à très faible distance.

2.2.2 Couleur des ensembles sombres.

L'étude micromorphologique montre que la couleur macroscopique des ensembles sombres résulte de certains caractères microscopiques du plasma. Il s'agit d'un plasma brun sombre (LR), isotrope et très riche en microparticules de charbon de bois (2 à 30 μm), où l'isotropie est nettement influencée par la présence de ces microparticules (ph.C26). Nous pensons que la couleur sombre résulte aussi, au moins en partie, de l'abondance des microparticules de charbon de bois. Cette conclusion n'exclut pas la possibilité de la présence de composés organiques fortement humifiés qui, éventuellement, pourraient aussi influencer la couleur.

Nous avons montré précédemment (chapitre V) que les microparticules de charbon de bois résultent d'une pulvérisation biologique des débris plus grossiers.

2.3 Estimation de la quantité des matériaux remontés.

Nous avons essayé de faire une estimation de la quantité de matériaux remontés en procédant de la même manière que précédemment. Il s'agit toujours d'une sous-estimation car on ne considère pas les pertes par lixiviation, lessivage ni érosion.

Pour les matériaux sus-jacents à l'ensemble sombre supérieur si on considère:

- deux épaisseurs de matériaux remontés, 40 cm pour la partie amont et 20 cm pour l'aval, ce qui correspond en volume à 4000 et 2000 m^3/ha de matériaux remontés;
- des densités apparentes qui varient entre 1.26 et 1.50 g/cm^3 .

Pour les matériaux sus-jacents à l'ensemble sombre inférieur:

- une épaisseur moyenne de 80 cm de matériaux remontés ce qui correspond en volume à 8000 m^3/ha de matériaux remontés;
- des densités apparentes qui varient entre 1.27 et 1.64 g/cm^3 .

Les résultats ($d=m.v$) obtenus varient alors de 2500 à 6000 ton/ha pour les matériaux sus-jacents à l'ensemble sombre supérieur et de 10000 à 13000 ton/ha pour les matériaux sus-jacents à l'ensemble sombre inférieur.

A titre de comparaison, nous citons quelques données bibliographiques.

Pour les termites:

- in LEVEQUE, 1969, DE HEINZELIN estime l'apport total, près d'une termitière, à environ 5000 m^3/ha de terre fine en 1000 ans et 10000 m^3/ha en moins de 20000 ans.; MEYER, au Congo, évalue de 1200 à 2000 m^3/ha le volume total représenté par les termitières en voie de destruction et DE PLOEY estime des recouvrements datés de 10000 ans de l'ordre de 10000 à 20000 m^3/ha ;

- in BACHELIER, 1978; BOYER estime que, dans la République Centrafricaine, les termitières de *Bellicositermes* peuvent déterminer un recouvrement de 1000 à 4000 m³/ha en dix ans, compte tenu d'une érosion qui ne ferait qu'étaler les matériaux; LEE et WOOD calculent qu'en Australie l'érosion des diverses termitières, en négligeant les pertes par érosion de nappe et par le vent, pourrait permettre la formation d'un horizon superficiel épais de 10 cm (1000 m³/ha) en 250 à 1250 ans, selon les régions et les populations de termites.

- BOISSEZON et alii, 1973 estiment la création en surface d'une couche de 4.5 mètres d'épaisseur en 4500 ans considérant l'érosion nulle;

- WIELEMAKER (1984) et ESCHENBRENNER (1987) montrent en Afrique certains recouvrements de l'ordre de 1 à 2 mètres.

Pour les fourmis *Atta*, les données concernant les quantités de matériaux remontés se trouvent dans la partie précédente.

On constate que notre estimation est cohérente.

2.4 Conclusions.

On peut conclure que l'inversion verticale des matériaux réalisée par la faune du sol est le mécanisme principal de l'enfouissement des ensembles sombres. Fourmis *Atta* et très probablement termites en sont les responsables.

Les ensembles sombres peuvent être considérés comme des paléohorizons de surface brûlés (DE CRAENE et LARUELLE, 1955; RIQUEUR, 1966 et NEEL, 1983) mais qui ont été enfouis principalement par les termites et par les fourmis *Atta*. Ce mécanisme biogénétique devient alors un élément important dans l'évolution de cette couverture pédologique.

Nous n'avons pas trouvé dans la littérature sur les horizons sombres, l'hypothèse d'une inversion verticale des matériaux par la faune du sol pour expliquer leur origine. Par contre, en dehors du sujet des horizons sombres le processus d'inversion verticale des matériaux par la faune du sol a été évoqué à plusieurs reprises (GRASSE et NOIROT, 1959; BOYER, 1959; LEVEQUE, 1969; LEE et WOOD, 1971; BACHELIER, 1978; LEE, 1985 et WIELEMAKER, 1984).

On peut supposer donc que la remontée des matériaux profonds par la faune du sol est une composante importante dans l'organisation de la couverture pédologique de Botucatu.

En reprenant une citation de GRASSE dans BACHELIER, 1978, "sur des surfaces plusieurs fois égales à celle de la France, le sol en Afrique a été remanié, imbibé de salive et travaillé par les termites; les conséquences pédologiques en sont très importantes".

Les ensembles sombres profonds deviennent par conséquent de véritables marqueurs chronologiques de l'évolution pédogénétique et morphogénétique qui s'installent sur les matériaux remontés. On abordera ces sujets plus loin.

Nous n'avons pas tenu compte des remontées des vers de terre dans l'enfouissement des ensembles sombres car leur action est secondaire, elle ne se fait sentir qu'à partir du tiers inférieur de pente donc en dehors de la majeure partie de la zone qui regroupe les ensembles sombres.

3. Origine de la "stone-line."

La "stone-line" correspond à un alignement de galets présent à l'intérieur de la couverture pédologique. Nous avons observé ces alignements de galets un peu partout dans le site d'étude, sur la séquence EF (MIKLOS,1986) et sur les séquences AT (fig.107), CT, DT et ET.

Les galets sont composés de (MIKLOS,1986):

- nodules lithorélictuels d'altérite de basalte;
- nodules noirs compacts très riches en manganèse;
- géodes de quartz hyalin;
- nodules à matrice noire riche en manganèse et squelette de quartz fin;
- fragments de cuirasse à faciès brechique, la matrice est constituée d'oxyhydroxydes de fer et de manganèse et le squelette de sables quartzeux fins et grossiers et des galets de quartz et de quartzite;
- et de quartzites à différentes granulations.

Ce dernier composant atteste l'allochtonie de la stone-line par rapport à la roche sous-jacente (basalte). Plusieurs auteurs ont montré que par ce fait les matériaux sus-jacents à la stone seraient également de nature allochtone ce qui expliquerait l'origine de la stone-line. Dans le cas de la couverture pédologique à Botucatu cette argumentation n'est pas plausible car:

- de la même manière que pour les ensembles sombres de profondeur, la stone-line recoupe également la différenciation latérale lithodépendante de la couverture pédologique.

Cela veut dire que le degré de filiation basaltique des matériaux sus-jacents à la stone-line, exprimé dans les caractères comme la couleur, la texture, les minéraux opaques (ilménite, magnétite), les taux de fer total et les lithoreliques, augmente de l'amont vers l'aval. Ce qui rend impossible l'hypothèse de l'origine de la stone-line par un recouvrement de matériaux venant de l'amont (pôle sableux-Grès Bauru).

Cela nous oblige à envisager une autre hypothèse pour la genèse de cette stone-line à Botucatu.

L'origine de la stone-line de Botucatu peut être envisagée de la façon suivante: l'altération et la pédoplasation effacent complètement la transition verticale Grès Bauru - Basalte, ce qui a été déjà observé ailleurs dans l'Etat de Sao Paulo (BJORNBERG & TOLENTINO,1959). Cette transition est marquée par la présence des conglomérats à la base du grès (IPT,1981). Les termites et les fourmis *Atta* prélèvent les matériaux (<3 mm) profonds et les remontent en surface. Ce prélèvement constitue un tri des matériaux. Les galets (>1 cm), reliques du conglomérat basal, ne pouvant pas être transportés par ces animaux, ils s'accumulent en profondeur et composent la stone-line. L'origine biologique de la stone-line a été évoquée déjà à plusieurs reprises dans différents lieux (CAILLEUX & TRICART,1959; LEVEQUE,1979; WIELEMAKER,1984).

La remontée verticale des matériaux profonds, réalisée par certains éléments de la faune du sol, fourmis et termites principalement, constitue un mécanisme capable d'expliquer l'origine de la stone-line de Botucatu, tout en respectant l'autochtonie croissante, de l'amont vers l'aval, des matériaux sus-jacents à la stone-line.

4. Conclusions.

Notre étude permet de mettre en évidence le rôle et la contribution de la faune du sol dans l'organisation de la couverture pédologique.

Les principaux acteurs en sont les fourmis, les termites et les vers-de-terre.

Le rôle de ces animaux réside à la fois dans des processus de transport de matière dans deux sens: remontées des matériaux du sol vers la surface et incorporation de matière organique dans le sol.

Les remontées effectuées ont eu pour conséquence l'enfouissement des ensembles sombres de profondeur ("Sombrie horizons") et de la "stone-line".

Cette étude permet encore de suggérer la succession verticale des remontées biologiques dans le temps et dans l'espace (figs.108,109) :

Des remontées plus anciennes responsables de l'enfouissement de la "stone-line" et de l'ensemble sombre inférieur et qui seraient effectuées par les fourmis Atta et/ou par les termites.

Une remontée sub-actuelle responsable de l'enfouissement de l'ensemble sombre supérieur et de l'origine de l'horizon pédologique 3, effectuée par les fourmis Atta.

Une remontée actuelle responsable de la construction des fourmilières actives et abandonnées, des termitières et des turricules effectuées respectivement par les fourmis Atta, les termites et les vers de terre.

Le mécanisme de la remontée de matériaux a encore comme conséquence la destruction et la réorganisation des matériaux à l'origine des prélèvements ("matériaux sources") qui sont en profondeur. Ces matériaux sources peuvent être les roches sous-jacentes. Ces animaux peuvent représenter éventuellement un élément important de la transformation des altérites en sol (ph.NB27) : on y consacrera des études futures.

L'incorporation de matière organique dans le sol par ces animaux peut entraîner des conséquences diverses: biochimiques, structurales, etc. Ces sujets seront abordés également dans des recherches futures.

De toutes les façons, même si certains sujets relatifs aux différentes actions des ces animaux ne sont pas approfondis dans ce travail, les actions que nous avons pu mettre en évidence ont des conséquences directes et très importantes sur l'organisation actuelle de la couverture pédologique.

Fourmis Atta, termites et vers de terre imposent par leur comportement un rythme dynamique dans l'évolution de cette couverture pédologique. Ce rythme dynamique correspond à un élément important de la bio-dynamique de ce paysage (figs.108,109). Cette bio-dynamique est composée par les différents mécanismes impliqués dans l'organisation et dans la différenciation de la couverture pédologique.

Cette étude a permis de mettre en évidence la présence de deux mécanismes dans la différenciation et dans l'évolution de la couverture pédologique.

Le mécanisme d'appauvrissement superficiel en argile lié à l'action pédoclimatique.

Et le mécanisme d'enrichissement superficiel en matériaux du sol lié à l'action des fourmis Atta, des termites et des vers de terre.

Dans le premier mécanisme, les processus peuvent être la dissolution géochimique, le lessivage et dans le deuxième, la remontée biologique des matériaux du sol effectuée par ces animaux.

On peut dire que ces mécanismes sont à "pôles opposés". Les dissolutions géochimiques entraînent une perte de matière. Les remontées biologiques apportent la matière en surface. Ce mécanisme résulte alors dans un flux de matière en sens inverses. L'apport de matière en surface réalisée par la faune du sol s'oppose aux pertes par dissolution.

Ce mécanisme représente une partie du fonctionnement bio-dynamique actuel de cette couverture pédologique (fig.110). Il se traduit par un cycle de transfert de matière à pôles opposés.

Nous n'avons compris pour l'instant qu'une seule partie du fonctionnement bio-dynamique global de ce paysage.

Cette partie correspond au cycle dans lequel l'action pédoclimatique s'oppose à l'action de certains représentants de la faune du sol (fig.110). Les conséquences en sont, en partie la différenciation morphologique des matériaux superficiels.

Les comportements des fourmis Atta, termites et vers de terre déterminent ainsi un processus qui retarde la différenciation appauvrissante des sols. Sans eux, on peut supposer, dans les conditions actuelles, que les horizons très appauvris riches en sables propres seraient beaucoup épais que les actuels (H5). L'action de ces animaux a alors un effet direct sur l'évolution de cette couverture pédologique.

En Afrique les différentes explications données pour la différenciation des "sols appauvris" et leur répartition climatique ont été basées seulement sur le mécanisme à l'origine de l'appauvrissement (MARTIN,1973; CHAUVEL,1976 et MULLER,1977).

Lorsque MARTIN (1973) constate que l'appauvrissement des sols ferrallitiques du Cameroun était plus intense sous savane qu'en forêt nous nous demandons si cette constatation ne correspondrait pas plutôt à une forte diminution de la remontée biologique dans le pôle savane.

D'un autre côté on peut également se poser des questions sur les conséquences d'un tel fonctionnement bio-dynamique sur l'évolution du modelé.

Pour répondre à cette question, il s'avère nécessaire encore de comprendre le fonctionnement bio-dynamique global à l'échelle du bassin versant et son bilan.

Chapitre VIII. Chronologie des différenciations dans la couverture pédologique de Botucatu.

La forte abondance de charbons de bois dans la couverture pédologique et leur organisation spatiale nous ont amenés à les considérer comme un trait important pour la compréhension de l'évolution chronologique du paysage.

En fonction de la distribution spatiale des charbons de bois nous avons retenu deux volumes dans lesquels ils se trouvent en abondance.

(a) Un volume profond à charbons de bois de taille centimétrique, présents au long des versants.

(b) Un volume sub-superficiel à charbons de bois de taille millimétrique, présents au sein des matériaux remontés par les fourmis *Atta* et rebioturbés par la faune du sol (horizon pédologique hétérogène en couleur / H3).

Dans un premier temps, nous allons étudier ces charbons de bois en fonction de leurs morphologies et organisations spatiales. Cette étude nous amène à un certain nombre de considérations telles que leur origine.

L'étude morphologique entreprise précédemment montre que l'origine et l'organisation spatiale de ces charbons de bois sont en relation chronologique avec la différenciation de la couverture pédologique, à savoir :

- (a) L'origine des horizons sombriques.
- (b) L'évolution structurale.
- (c) L'évolution morphogénétique à l'aval du versant Lavapés.
- (d) Le fonctionnement bio-dynamique.

Ainsi, dans un deuxième temps, nous allons faire la corrélation entre les âges des charbons de bois et la différenciation pédologique.

1. Morphologie et organisation spatiale des charbons de bois.

Nous commençons par les charbons de bois de taille millimétrique de sub-surface et nous traitons ensuite les charbons de bois centimétriques de profondeur.

1.1 Charbons de bois millimétriques de sub-surface.

La taille des fragments des charbons de bois est inférieure au centimètre.

La structure interne n'est souvent pas reconnaissable. Quelques fragments ont montré une structure semblable à celle des monocotylédones (la morphologie sera décrite ci-dessous). Ces charbons sont particulièrement abondants en surface et sub-surface dans les horizons 3, 4, 9 et 10.

Pour nous, ce qui nous intéresse maintenant, ce sont les charbons qui se trouvent en mélange avec les matériaux de l'horizon 3 et au sommet de l'horizon 9. L'horizon 3 est composé en partie par des matériaux remontés par les fourmis *Atta* (cf. chap. VII).

La datation de ces charbons nous permettra d'avoir une idée temporelle de l'activité des fourmis *Atta* et de la genèse de l'horizon très hétérogène en couleur (H3).

1.2 Charbons de bois de profondeur.

La taille des fragments des charbons de bois ne dépasse pas 4 centimètres (ph.C21).

La structure interne de charbons se caractérise par une distribution vasculaire (50-200 μ m de diamètre) homogène et uniformément répartie sur toute la section transversale (ph.C46). Cette distribution ressemble à celle des monocotylédones. D'après R. BOULET(comm.pers.) il est possible qu'il s'agisse de racines de palmiers. Mais, on pose encore une autre question : si ces charbons de bois ne proviennent plutôt de certaines espèces de conifères (gymnospermes). Car, LEDRU (1992) montre dans son étude, l'apparition et le développement de la forêt d'araucaria dans la région sudeste du Brésil, entre 9500 et 8000 ans BP, et sa disparition entre 8000 et 55000 ans BP

En ce qui concerne l'organisation spatiale de ces charbons de bois, on souligne les faits suivants :

(a) Ces charbons de bois se trouvent entre 100 et 200 centimètres de profondeur. Ils présentent une tendance à la concentration vers 130 cm, tout en restant plus ou moins dispersés. Il ne s'agit absolument pas d'un alignement de charbons de bois.

(b) Dans les versants Lavapés (séquences AT, CT et DT) et Santana (séquences FT et HT) ils apparaissent en abondance plutôt dans l'ensemble microagrégé brun rougeâtre foncé (5YR3/3 à 3/4) et dans les ensembles sombres profonds (5YR3/2) sous forme d'un volume continu de l'amont à l'aval (fig.66).

Les charbons de bois de taille centimétrique sont également très fréquents soit dans les horizons sombres d'autres régions, à Campinas au Brésil (BOULET,1989) ou en Afrique (NEEL,1983) soit dans d'autres types de sol, par exemple en Amazonie (SOUBIES, 1979-1980).

(c) Les charbons de bois recourent la différenciation latérale lithodépendante de la couverture pédologique (fig.111).

En couleur: les charbons recourent le passage latéral des teintes 5YR en 2.5YR.

En texture: les charbons recourent la différenciation texturale latérale, variation en taux d'argile de 25 à 45%.

2. Origine des charbons de bois.

En milieu bien drainé, riche en oxygène, tel que les sols étudiés, les charbons de bois ne peuvent provenir sans combustion (feu/incendie), au moins au départ pour que la carbonisation puisse se déclencher.

Donc pour ce qui concerne les charbons de bois, la datation donne en réalité l'âge de l'incendie. C'est à partir de l'incendie que le végétal a cessé d'incorporer le ^{14}C .

2.1 Les charbons de bois millimétriques de sub-surface.

Les charbons millimétriques de sub-surface se trouvent entre 10 et 30 cm de profondeur au sein d'un matériau fortement bioturbé et en partie remonté par les fourmis *Atta*. Ces charbons peuvent provenir:

(a) d'une carbonisation en surface avec un enfouissement postérieur.

(b) et/ou d'une carbonisation racinaire en place.

Les deux phénomènes sont vraisemblables vu les conditions dans lesquelles se trouvent ces charbons de bois:

- dans une zone de remontée de matériaux par les fourmis *Atta* (cf.chap.VII).
- dans les premiers décimètres du sol.

2.2 Les charbons de bois centimétriques de profondeur.

L'explication de l'origine des charbons de bois centimétriques de profondeur est beaucoup plus complexe car leur organisation spatiale est très particulière.

Il reste à expliquer:

(a) la dispersion des fragments centimétriques de charbon entre 1.0 et 2.0 mètres de profondeur.

(b) la monospécification morphologique des charbons de bois sur le paysage = MONOCOTYLEDONES ? GYMNOSPERMES (ARAUCARIA) ?

L'étude de l'organisation spatiale de la couverture pédologique (fig.137) tranche la première question.

Ces charbons de bois ne peuvent provenir que d'une carbonisation des racines en place car ils recourent la différenciation latérale lithodépendante de la couverture pédologique.

Nous avons déjà montré que les horizons sombriques (cf.chap.VII) ont été recouverts par des matériaux profonds remontés par la faune du sol. Les charbons de bois se trouvent à l'intérieur de l'ensemble sombre, ils sont alors enfouis au même moment. Cela explique l'absence de ces charbons jusqu'à 1.0 mètre de profondeur dans le profil et leur présence seulement à partir de 1.0 à 2.0 mètres.

Il semble donc que les incendies sont postérieurs à cette différenciation pédologique et antérieurs à la remontée biologique qui entraîne l'enfouissement de l'horizon sombrique aval.

Mais on peut se demander alors comment ces charbons de bois se carbonisent à l'intérieur du sol à une profondeur égale à 1.0 mètre environ.

Pour expliquer la carbonisation des racines à l'intérieur du sol, nous nous servons de l'analogie avec le mode de fabrication artisanale de charbon de bois, employé par les paysans.

La technique est simple. Ils emplissent un four de terre avec du bois. L'entrée d'oxygène est contrôlée. Ils allument le feu et puis ils ferment le four. Au bout de quelques heures, tout le bois est transformé en charbon. Le principe de la technique réside dans le fait de contrôler la quantité d'oxygène lors de la combustion pour que le bois se carbonise très lentement et sans flammes.

Avec les racines à l'intérieur du sol, il peut se produire un phénomène similaire à celui de la fabrication artisanale de charbon de bois.

L'uniformité de la distribution des vaisseaux chez les monocotylédones (fig.112) permettrait une oxygénation idéale pour que, à partir d'un incendie de surface les racines se carbonisent progressivement à l'intérieur du sol.

Dans la zone méditerranéenne de l'Esterel au sud de la France (zone d'incendies très fréquents) nous avons nous-mêmes pu observer la présence de racines de conifères (pin maritime, etc) carbonisés en place jusqu'à un mètre de profondeur, parfois même plus.

Maintenant pourquoi s'agit-il seulement des charbons de bois monospécifiques?

Trois hypothèses peuvent être admises:

(a) Les charbons de bois fossilisent les racines d'une paléo-végétation monospécifique, avec la présence seulement de gymnospermes. Par exemple une forêt d'*Araucaria* (*Araucaria angustifolia* / Conifère).

L'hypothèse d'une forêt de conifères présente un attrait de plus: la présence d'une résine fortement inflammable chez les conifères. Cette résine pourrait faciliter encore plus la carbonisation des racines en place à l'intérieur du sol.

(b) Les charbons de bois fossilisent les racines des monocotylédones d'une paléo-végétation de cerrado.

(c) Les charbons de bois fossilisent les racines des monocotylédones d'une ancienne forêt tropicale.

Observation: Il existe des espèces de palmier de cerrado et de forêt tropicale.

Dans les deux dernières hypothèses, il faut envisager que la carbonisation à l'intérieur du sol trie les racines des monocotylédones, éventuellement des palmiers. Ce qui peut être vraisemblable vu l'hétérogénéité de la distribution des vaisseaux chez les dicotylédones (fig.112). Une telle distribution ne permettrait pas une bonne oxygénation pour la carbonisation à l'intérieur du sol.

Maintenant en comparant nos données avec celles présentées par LEDRU (1992), à partir d'études palinologiques complétées par des datations au ^{14}C , à Salitre (19°S Lat., 47°W Lg.), il sera possible de mieux cerner le problème posé. Les résultats de ce travail ont été les suivants:

- apparition et développement de la forêt d'*araucaria* entre 9500 et 8000 ans BP et sa disparition entre 8000 et 5500 ans BP ; remplacement par la forêt mésophile semi-décidue avec *Miconia*, *Alchornea* et *Arecaceae*;
- très forte baisse des fréquences des taxons arborés vers 5000 ans BP;
- et augmentation des taxons arborés caractéristiques de la forêt mésophile semi-décidue entre 4500 et 3000 ans BP.

Quoiqu'il en soit de la paléo-végétation à l'origine des charbons de bois, pour qu'on trouve une telle abondance en profondeur (associés aux ensembles sombres), il faut que cette végétation superficielle brûle. Pour que cette végétation brûle, il faut qu'il y ait un incendie.

Par la suite nous allons étudier d'abord les âges des charbons de bois, puis leurs implications dans l'évolution de la couverture pédologique.

3. Ages des charbons de bois.

Les âges des charbons de bois sont présentés dans la figure 66. Ces résultats ont été déjà discutés auparavant (cf.chap.II).

Les principaux acquis sont résumés ci-dessous:

Les âges des charbons de bois centimétriques de profondeur se trouvent compris entre 4400 et 6100 ans BP. La dispersion qui existe dans ces datations correspond à un intervalle de 1700 ans. Les dispersions dans les datations des charbons de bois provoquées par des pollutions, des échanges isotopiques après enfouissement ou par fractionnement isotopique lors de la combustion, sont négligeables (DELIBRIAS, 1972; CHALINE, 1972; MAURY, 1974 in SOUBIES, 1979-1980). Cela veut dire, sauf erreur analytique, que ce paysage a connu plusieurs incendies dans le temps. Des incendies qui se sont répétés durant plus d'un millénaire et demi.

Les âges des charbons de bois millimétriques de sub-surface (2750 à 140 ans BP) sont trop hétérogènes et le nombre de datations peu représentatif.

Les charbons de bois centimétriques de profondeur et les charbons de bois millimétriques de sub-surface se trouvent séparés dans le temps et dans l'espace.

L'étude morphologique et les analyses radiométriques permettent donc de distinguer deux périodes différentes d'incendies:

(a) Une première période, bien représentée dans le temps et dans l'espace, comprise entre 6100 et 4400 ans BP.

(b) Une deuxième période, bien délimitée dans l'espace, mal délimitée dans le temps, peu représentative, qui débute à 2750 ans BP.

D'autres datations de charbons de bois ont été réalisées en Amazonie brésilienne (SOUBIES, 1979-1980) et colombienne (SALDARIAGA comm.pers.). Il est remarquable que les âges des charbons de bois trouvés dans trois régions différentes, Botucatu - Amazonie brésilienne - Amazonie colombienne, tombent dans une même fourchette: 3100 à 6500 ans BP. SOUBIES (op.cit.) pense que les différents âges des charbons de bois trouvés en Amazonie correspondent aussi à plusieurs incendies dans le temps.

En conclusion, on peut dire que ces charbons de bois de profondeur sont de véritables marqueurs d'incendies à une échelle continentale en ce qui concerne l'espace, et millénaire en ce qui concerne le temps.

Cela peut traduire des implications paléoclimatiques. Mais ce sujet sera traité un peu plus loin quand on aura vu comment les charbons de bois de Botucatu marquent l'évolution de la couverture pédologique.

4. Implications dans l'évolution de la couverture pédologique.

4.1 Implications dans l'origine des ensembles sombres.

La figure 111 montre en détail la relation spatiale entre les charbons de bois centimétriques, l'ensemble sombre de profondeur et les matériaux plus rouges sus-jacents.

Nous avons montré que ces matériaux plus rouges sus-jacents à l'ensemble sombre de profondeur ont été remontés par la faune du sol (cf.chap.VII). Ce front de remontée biologique est à l'origine de l'enfouissement de l'ensemble sombre et également des fragments centimétriques de charbon de bois.

Donc on peut suggérer que:

(a) L'enfouissement de l'ensemble sombre de profondeur est postérieur aux derniers incendies datés vers 4400 ans BP.

Les figures 113 et 114 montrent la distribution spatiale des charbons de bois par rapport à la différenciation pédologique à l'amont de la séquence AT et en mi-pente de la séquence CT. En outre ces figures montrent le rapport spatial entre les charbons de bois et les ensembles sombres amont (de sub-surface: H8) et aval (de profondeur: H13, H18, H21).

Lors de l'étude de l'origine des ensembles sombres (cf.chap.VII) nous avons montré que la superposition des ensembles sombres amont et aval et de l'horizon hétérogène en couleur (H3) résultaient d'une succession de remontées biologiques.

Donc on peut suggérer que:

(a) L'enfouissement de l'ensemble sombre de profondeur est antérieur à la deuxième phase d'incendies qui débute en 2750 ans BP.

(b) Eventuellement les incendies qui débutent en 2750 ans BP sont postérieurs à l'enfouissement de l'ensemble sombre de sub-surface.

(c) Entre 4400 et 2750 ans BP, il s'est produit chronologiquement sur la couverture pédologique de Botucatu les évènements suivants:

Fin de la première période d'incendies: 4400 ans BP.

Premier front de remontée biologique (termites): enfouissement de l'ensemble sombre aval.

Début de la deuxième période d'incendies: 2750 ans BP.

Deuxième front de remontée biologique (fourmis Atta): enfouissement de l'ensemble sombre amont et genèse de l'horizon hétérogène en couleur.

4.2 Implications sur l'évolution structurale.

La figure 111 montre les relations spatiales entre les charbons de bois de profondeur et la différenciation structurale polyédrique.

L'étude morphologique a montré que (cf.chap.VII):

(a) L'ensemble sombre de profondeur et les charbons de bois centimétriques ont été enfouis par des matériaux remontés par la faune du sol.

(b) La différenciation structurale s'est installée postérieurement sur ces matériaux remontés.

(c) Les phénomènes à l'origine de la différenciation polyédrique sont de nature pédoclimatique: compaction des microagrégats et illuviation.

On peut supposer que:

(a) La différenciation polyédrique est postérieure au premier front de remontée biologique.

(b) La différenciation polyédrique est postérieure aux derniers incendies de la première période: 4400 ans BP.

(c) Les conditions pédoclimatiques à l'origine des Nitosols sont postérieure à 4400 ans BP ainsi que tous les autres évènements enchaînés chronologiquement.

4.3 Implications sur l'évolution morphogénétique de la partie aval du versant Lavapés.

Les figures 46 et 111 montrent les relations spatiales entre la distribution des charbons de bois et la forme des versants respectivement dans les séquences AT et DT.

Les informations qu'on peut obtenir sont les suivantes :

(a) L'ensemble sombre aval et les charbons de bois de profondeur disparaissent latéralement en relation avec des ruptures de pente.

Dans la séquence DT en rapport avec la forte rupture de pente dans l'extrémité aval du versant à profil concave.

Dans la séquence AT en rapport avec la rupture de pente qui est à l'origine de la convexité des versants à profil concavo-convexe.

(b) L'ensemble polyédrique est recoupé par la rupture de pente à l'aval de la séquence DT.

Nous avons déjà montré que (cf.chap.I):

(a) La forte rupture de pente à l'extrémité aval de la séquence DT a été formée par le creusement du Ribeirao Lavapés.

(b) La convexité de la séquence AT a été formée par une incision érosive perpendiculaire au Ribeirao Lavapés postérieurement ou parallèlement au creusement du Ribeirao Lavapés.

Donc on peut suggérer que:

(a) La morphogenèse érosive qui recoupe l'ensemble sombre, les charbons de bois et l'ensemble polyédrique est également postérieure aux derniers incendies datés de 4400 ans BP.

4.4 Implications sur le fonctionnement bio-dynamique de la couverture pédologique.

Les figures 115 et 116 illustrent les relations spatiales entre les charbons de bois millimétriques et la différenciation pédologique superficielle à l'amont de la séquence AT. Les faits qui ressortent sont les suivants:

(a) Le fonctionnement bio-dynamique superficiel est composé par deux fronts transformants de sens opposés: appauvrissement et remontée biologique.

(b) Le produit morphologique qui résulte de la rencontre de ces deux fronts transformants opposés repose sur des charbons de bois de différentes ages: en P.2 sur des charbons de bois de 2750 ans BP et en P.13 sur des charbons de bois actuels ou sub-actuels (140 ans BP + ou - 130).

Cela implique que:

(a) On reconferme l'actualité du fonctionnement bio-dyanmique superficiel.

(b) Les charbons de bois millimétriques de P.2 et P.13 ne sont pas les mêmes.

(c) L'activité des fourmis Atta dans ce paysage se trouve éventuellement présente depuis 2750 ans BP (au moins) jusqu'à nos jours.

5. Implications paléoclimatiques des charbons de bois de profondeur à Botucatu.

En Amazonie brésilienne SOUBIES (1979-1980) interprète les charbons de bois (ou les incendies) de 6000 à 3000 ans BP comme étant les marqueurs d'une ou de plusieurs phases paléoclimatiques sèches durant l'holocène.

A Botucatu, la structure condensé polyédrique des Nitosols peut être, en hypothèse, le témoin d'une période paléoclimatique plus sèche à saisons contrastées. Le pic du dessèchement climatique correspondrait à la condensation de la structure microagrégée qui existait auparavant.

Or deux événements précèdent encore ce pic climatique à l'origine de la compaction des sols, à savoir (en retournant en arrière):

(a) D'abord le front de remontée biologique à l'origine de l'enfouissement de horizon sombrique de l'aval et des charbons de bois. Ce qui implique des conditions climatiques favorables à la vie de la faune du sol, des termites éventuellement.

(b) Ensuite les incendies qui ont détruit l'ancienne végétation entre 6100 à 4400 ans BP.

Donc le dessèchement climatique plus intense est postérieur aux incendies.

Ainsi ce qui paraît être le plus vraisemblable d'après les différents indices qu'on trouve à Botucatu c'est que:

(a) Plusieurs incendies se sont manifestés dans le temps. Au long d'un millénaire et demi environ (6100-4400 ans BP).

(b) Les charbons de bois correspondent à des monocotylédones ou des conifères (araucaria).

Or cela traduit un aller-retour paléovégétatif durant un millénaire et demi.

D'abord humide: développement de la végétation. Ensuite sec, suffisamment sec pour déclencher les premiers incendies à 6100 ans BP. Après, de nouveau humide: reconstitution de la même végétation (voir les trois hypothèses ci-dessus). Ensuite une deuxième fois sec... destruction de la deuxième reprise végétative par des nouveaux incendies... ce phénomène se répète jusqu'à 4400 ans BP.

Donc, d'après nos données, on peut supposer que:

(a) Des périodes sèches alternées avec des périodes humides ont marqué l'évolution de ce paysage avant le paléoclimat plus aride à saisons contrastées (condensation de la structure microagrégée) et également avant le front de remontée biologique. C'est comme si des événements moins poussés avaient précédé l'arrivée d'un pic.

(b) La période à conditions paléohydriques alternées comprise entre 6100 et 4400 ans BP peut éventuellement correspondre à des climats humides ou à saisons contrastées avec des phases sèches plus prolongées.

(c) Le front de remontée biologique qui se situe entre les incendies et la genèse des Nitosols doit être considéré également comme un marqueur de conditions paléoclimatiques éventuellement différentes des postérieures. Ces conditions climatiques doivent être en accord avec le maintien de la vie de la faune du sol et de la microagrégation (structure de départ avant la condensation) donc avec un certain degré d'humidité.

On souligne encore que ces données sont parfaitement corrélées avec celles présentées par LEDRU (op. cit.) en ce qui concerne la succession alternée des événements paléoclimatiques, mais qu'il ne se corrèlent pas en ce qui concerne leur caractérisation dans le temps. Car à Lalitre (MG, Brésil) cet auteur suggère que :

- entre 9500 et 8000 ans (développement de la forêt d'araucacia) les températures sont basses, la saison sèche n'existe pas et les gelées hivernales sont fréquentes;

- entre 8000 et 5500 ans (remplacement de la forêt d'araucaria par la forêt mésophile semi-décidue), les températures sont plus élevées et la saison sèche est d'environ deux mois;

- entre 5500 et 4500 ans BP (très forte baisse des fréquences des taxons arborés et disparition de la plupart des plantes hygrophiles) les sols s'assèchent et le maximum de l'aridité est atteint; les températures sont élevées ($> 15^{\circ}\text{C}$ en hiver) et la saison sèche est longue (plus de 4 mois), ce qui expliquerait ce changement du couvert végétal;

- entre 4500 et 3000 ans BP (augmentation des taxons arborés: forêt mésophile) le climat redevient plus humide.

Or à Botucatu le maximum de l'aridité témoigne par la structure polyédrique ne se produit d'après les incendies (4400 ans BP) et la remontée biologique à l'origine de l'enfouissement de l'ensemble sombre aval.

6. Conclusions.

L'étude de l'organisation spatiale des charbons de bois par rapport aux datations radiométriques et à la différenciation de la couverture pédologique de Botucatu nous a permis de mettre en évidence trois hypothèses principales.

(a) Les charbons de bois de profondeur fossilisent plusieurs phénomènes évolutifs dans le temps et dans l'espace.

Ils sont les reliques spatiales et temporelles d'une paléo-végétation.

Ils sont les reliques de l'évolution paléohydrique et paléoclimatique du paysage.

Il est à souhaiter que cette étude puisse être continuée avec la collaboration d'autres scientifiques.

(b) Les charbons de bois pourraient être les marqueurs de l'évolution dynamique du paysage.

Entre 6100 et 4400 ans BP: Incendies.

Fossilisation des racines de monocotylédones ou de conigères araucaria) par carbonisation. Destructures et reconstitutions successives d'une ancienne végétation.

Entre 4400 et 2750 ans BP.

Front de remontée biologique et microagrégation. Origine de l'horizon sombrique de l'aval.

Condensation de la structure microagrégée. Origine de la structure polyédrique des Nitosols.

Front d'illuviation d'argile. Amplification de la compaction de la structure polyédrique des Nitosols. Encaissement brutal des drains principaux et régression des versants.

Origine de l'horizon sombre de l'amont.

Aux environs de 2750 ans BP: nouvelle phase d'incendies.

Front de remontée biologique: Fourmis Atta.

Condensation structurale de faible intensité.

Après 2750 ans BP jusqu'à nos jours: fonctionnement bio-dynamique actuel.

Bio-dynamique structurale actuelle: front de microagrégation biologique et pédoclimatique. Destruction des macroagrégats. Régression de l'ensemble polyédrique vers l'aval.

Remontée biologique (fourmis Atta, termites et vers de terre) X pédoclimat. Agrégation X désagrégation.

(c) Les charbons de bois pourraient être les marqueurs de la vitesse des transformations de la couverture pédologique.

Le paysage se transformerait à l'échelle de l'évolution de l'homme.

CONCLUSIONS GENERALES

Nous avons étudiée une couverture ferrallitique classique développée sur deux types de roches fréquentes au Brésil: grès et basalte.

L'objectif du travail a été de décrire et de comprendre les organisations de cette couverture pédologique et en particulier les agrégations.

Les acquis du travail mené à Botucatu ont été les suivants:

- les principaux types de structures sont des microagrégats qui peuvent avoir de formes ovoïdes ou polyédriques et des macroagrégats polyédriques;

- les origines de ces structures sont: les rôles fondamentales de l'activité biologique et des phénomènes paléohydriques respectivement à l'origine des microagrégats ovoïdes, composant majeur des Ferralsols et des agrégats polyédriques, composant majeur des Nitosols;

- la succession des structures et des mécanismes à travers la mise en évidence des fronts de transformation;

- et enfin, la reconstitution de l'histoire de cette couverture pédologique.

1. FRONTS DE TRANSFORMATION. PROCESSUS ET MECANISMES.

Transformations de la structure microagrégée en une macrostructure polyédrique.

Deux types de microagrégats ont été observés: ovoïdes et polyédriques. Le premier, beaucoup plus abondant, d'origine biologique, principalement les fourmis et les termites et le deuxième provenant de la fissuration d'un fond matriciel porphyrique; les fissures pouvant être de retrait et/ou de dissolution. Ces phénomènes sont à l'origine des Ferralsols (FAO - UNESCO, 1971) ou des Latosolos (COMISSAO DE SOLOS, 1960).

Ce front transformant est plutôt vertical. Les matériaux microagrégés ayant subi une évolution polyphasée se transforment en macroagrégats polyédriques. Les différents stades de différenciation étant: (a) la condensation de la structure microagrégée due à la présence de cycles alternés de contraction/compaction et de réhumectation/gonflement (coalescence des microagrégats) à très fort contraste, (b) la réduction croissante du volume poreux par des phénomènes d'argilluviation, (c) la fissuration par retrait (fissures actuelles) et (d) le développement des séparations plasmiques vosépiques. Les cutans d'illuviation et les séparations plasmiques vosépiques sont à l'origine des surfaces lisses et brillantes observées sur le terrain. Ces phénomènes donnent naissance aux Nitosols (FAO-UNESCO, 1971) ou bien Nitisol (SOMBROECK, 1990) ou encore Terra Roxa Estruturada (COMISSAO DE SOLOS, 1960). Un paléoclimat aride à saison contrastée est envisagé comme étant le moteur de la condensation de la structure microagrégée de départ.

Transformation de la structure macroagrégée polyédrique en microagrégée.

Il s'agit là du front de transformation latérale et verticale (sommet de l'ensemble polyédrique) en mi-pente. La structure de départ est polyédrique. Deux processus sont à l'origine dans la différenciation: bioturbation avec formation de microagrégats ovoïdes et fissuration avec appauvrissement en argile et formation de microagrégats polyédriques et de sables propres.

Transformation de la structure superficielle en amont.

Les matériaux de départ correspondent à l'ensemble microagrégé. La structure microagrégée devient d'abord composée par la juxtaposition de domaines à structure interne continue (agrégats ovoïdes et isotubules), de domaines microagrégés et de domaines avec des sables propres et ensuite particulaire très riche en sables propres. Les processus à l'origine de cette différenciation sont: (a) bioturbation, avec formation d'agrégats ovoïdes et d'isotubules par la faune du sol (fourmis, termites et autres) et (b) appauvrissement en argile avec accumulation de sables propres; le départ se faisant principalement en solution.

Transformation de la structure superficielle en aval.

Les matériaux de départ correspondent à l'ensemble polyédrique. Ces matériaux se différencient en agrégats grumeleux. Le processus est biologique, les acteurs sont les vers de terre.

Les fronts de transformation dus à la remontée biologique.

Ces fronts de transformation sont à l'origine de l'horizon hétérogène en couleur et de l'enfouissement des horizons sombriques ("Somblic Horizons"), des charbons de bois et de la stone-line. Les acteurs en sont principalement les fourmis *Atta* et les termites épigés.

Pour l'horizon hétérogène en couleur et les horizons sombriques, le départ correspond à des paléo-horizons de surface.

Pour la stone-line, le départ correspond à la superposition verticale grès Bauru - basalte; la transition étant marquée par la présence de conglomérats riches en galets de quartzite. Cette superposition, effacée par l'altération et la pédoplasmation, se traduit dans les toposéquences, suite à la régression des versants, dans une succession amont - aval. Les termites et les fourmis *Atta*, en prélevant les matériaux profonds et en les remontant vers la surface, trient les matériaux. Les galets, résistants à l'altération et ne pouvant pas être remontés par la faune, sont enfouis par les matériaux plus fins et se concentrent sous la forme d'une stone-line.

Le front morphogénétique à l'extrémité aval du versant Lavapés.

Les formes du versant Lavapés à l'aval des séquences sont marquées par de très fortes ruptures de pente avec un rapprochement brutal des altérites de basalte et le recouplement de l'ensemble polyédrique, de l'ensemble sombre, du volume profond à charbons de bois et de la stone-line. Des phénomènes érosifs sont envisagés comme étant à l'origine de la régression des versants due à l'encaissement du drain principal, le Ribeirao Lavapés.

2. EVOLUTION DE LA COUVERTURE PEDOLOGIQUE DE BOTUCATU.

L'analyse structurale de la couverture pédologique réalisée à Botucatu nous a permis de montrer comment cette couverture s'organise et se transforme dans l'espace et dans le temps.

Le paysage a subi l'action de plusieurs incendies de très grande ampleur durant plus d'un millénaire et demi, entre 6100 et 4400 ans BP. Ces incendies ont été marqués par la présence de charbons de bois en profondeur.

Sur les versants, après les incendies, donc après 4400 ans BP, apparaît le front de remontée biologique (fourmis *Atta* et/ou les termites) qui enfouit les anciens horizons superficiels. Ce phénomène donne origine à l'horizon sombrique de l'aval. La structure de départ des paléohorizons de surface et des matériaux remontés est microagrégée, d'origine principalement biologique (microagrégats ovoïdes).

La stone-line à Botucatu, sous-jacente aux charbons de bois, semble alors être chronologiquement bien antérieure aux incendies.

Les matériaux microagrégés de cette couverture pédologique se transforment après les incendies et au front de remontée biologique. Ces matériaux subissent une évolution polyphasée marquée, en hypothèse, par des phénomènes paléoclimatiques et climatiques actuels. D'abord un paléoclimat aride à saisons contrastées: il est à l'origine de la condensation de la structure microagrégée. Postérieurement les matériaux compactés sont atteints par les phénomènes d'argilliviation, de fissuration et de réorganisation plasmique aux bords des vides. Ce phénomène donne naissance à la Terra Roxa Estruturada (TRE).

Ensuite l'encaissement du drain principal provoque la régression des versants.

La structure polyédrique de la Terra Roxa Estruturada et la forme convexe des versants à forte rupture de pente correspondraient alors à des organisations très jeunes, bien postérieures à 4400 ans BP. De même pour l'horizon sombre aval, à peine un peu plus âgé que les précédents.

Une nouvelle phase de compaction des sols, d'ampleur beaucoup plus faible que la précédente, affecterait les nouveaux matériaux exposés suite à la régression des versants.

2750 ans BP marque le début d'un deuxième front de remontée biologique qui enfouit l'ensemble sombre supérieur. Les acteurs sont les fourmis *Atta*.

Actuellement ce paysage serait gouverné par un fonctionnement bio-dynamique qui comprend une composante structurale et une composante à bilan de matière minérale.

La composante structurale peut être superficielle ou sub-superficielle et profonde.

La composante structurale sub-superficielle et profonde se traduit par la présence d'un front de microagrégation actuel de nature biologique (microagrégats ovoïdes) et pédoclimatique (microagrégats polyédriques). Ce front de transformation est à l'origine de la destruction de la structure polyédrique. C'est-à-dire que l'ensemble polyédrique (Nitisols-TRE) n'est plus en équilibre avec les conditions actuelles, il se détruit et régresse vers l'aval en se retransformant en microagrégé.

La composante structurale superficielle se traduit dans deux fronts transformants à pôles opposés: un front biologique (fourmis, termites, vers-de-terre) de macroagrégation (agrégats ovoïdes ou granulaires, agrégats cylindriques ou isotubules et turricules ou agrégats grumeleux) et un front pédoclimatique de désagrégation (départ de plasma en solution et suspension avec accumulation de sables propres ou pas). Ces deux fronts à pôles opposés se traduisent alors en agrégation versus désagrégation.

La composante à bilan de matière minérale se traduit également en deux fronts transformants à pôles opposés: un front de remontée biologique (fourmis *Atta*, termites et vers de terre) d'apport de matière et un front pédoclimatique d'exportation de matière. Le premier semble compenser le deuxième puisque les accumulations de sables blancs ne gagnent pas en épaisseur. En outre, nous pouvons dire, d'une manière très générale, que la faune du sol prélève l'argile là où elle se forme, dans le front d'altéroplassation, et qu'elle la dépose là où elle se détruit, en surface.

En conclusion générale, on peut dire que:

Ce paysage à Botucatu évolue et se transforme trop rapidement: l'échelle de la transformation est la même que celle de l'évolution de l'homme.

Le moteur de la transformation de la couverture pédologique présente deux composante majeures: la faune du sol et le pédoclimat.

Lorsque les conditions climatiques permettent le développement de la vie, ces deux facteurs jouent ensemble leurs dynamiques opposées: association X dissociation.

Lorsque les conditions climatiques sont défavorables le moteur est principalement pédoclimatique: il donne des phénomènes de contraction.

BIBLIOGRAPHIE

AB'SABER, A.N. - Formações quaternarias em areas de reverso de cuestas em Sao Paulo. Geomorfologia. n° 16, Instituto de Geografia, USP, 1969. 11p.

BACHELIER, G. - 1978 - La faune des sols. Son écologie et son action. ORSTOM. Init. Doc. Tech. n° 38.

BEAUDOU, A. - 1972 - Expression micromorphologique de la microagrégation et de l'illuviation dans certains sols ferrallitiques centrafricains et dans les sols hydromorphes associés. Cah. ORSTOM, sér. Péd., vol. 10, 4: pp. 357-371.

BEAUDOU, A.; CHATELIN, Y; COLLINET, J. & SALA, G.H. - 1977 - Notes sur la micromorphologie de certains sols ferrallitiques jaunes de régions équatoriales d'Afrique. Cah. ORSTOM, Sér. Péd., vol. XV, n° 4: pp. 361-379.

BEAUDOU, A.; FROMAGET, M. & GUICHARD, E. - 1987 - Analyse des organisations micro et macrostructurales de certains sols ferrallitiques centrafricains issus de roches basiques. Actes de la VII Réunion Internationale de Micromorphologie des sols . Paris, 1985. Edité par N. Fedoroff et L.M. Bresson: pp.119-124.

BEINROTH, F.H. - 1979 - A study of highly weathered soils of Puerto Rico. Part I. Morphology, formation and classification. Geoderma.

BENNEMA, J.; JONGERIUS, A. & LEMOS, R. - 1970 - Micromorphology of some oxic and argillic horizons in south Brazil in relation to weathering sequences. Geoderma, 4, pp.333-355.

BJORNBERG, A.J.S. & TOLENTINO, M. - 1959 - Contribuição ao estudo da geologia e aguas subterrâneas em Sao Carlos. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, Sao Paulo, 8: pp. 5-34.

BOCQUIER, G. - 1973 - Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Thèse Strasbourg, 1971. Mém. ORSTOM N° 62, Paris. 350p.

BOISSEZON, P.; MOUREAUX, C.; BOQUEL, G. & BACHELIER, G. - 1973 - Les sols ferrallitiques. Tome IV. La matière organique et la vie dans les sols ferrallitiques. Init.-Doc. Tech. n° 21, ORSTOM, Paris. 146p.

BONNEAU & SOUCHIER, 1979. - Pédologie. 2. Constituants et propriétés du sol.

BOULET, R.- 1974 - Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta: équilibres dynamiques et bioclimats. Thèse, Fac. Sci. Strasbourg, 330p.

BOULET, R.- 1978 - Existence de systèmes à forte différenciation latérale en milieu ferrallitique guyanais: un nouvel exemple de couvertures pédologiques en déséquilibre. Sci. du Sol, 2: pp. 75-82.

BOULET, R.; BOCQUIER, G. & MILLOT, G. - 1977 - Géochimie de la surface et formes du relief. I. Déséquilibre pédobioclimatique dans les couvertures pédologiques de l'Afrique Tropicale de l'Ouest et son rôle dans l'aplanissement des reliefs. Sci. Géol., Bull., 30, 4, pp. 235-243.

- BOULET, R.; CHAUVEL, A.; HUMBEL, F.X. & LUCAS, Y. - 1982a - Analyse structurale et cartographie en pédologie. I- Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique: les études de toposéquences et leurs principaux apports à la connaissance des sols. Cah. ORSTOM, sér. Péd., XIX, 4: pp. 309-321.
- BOULET, R.; HUMBEL, F.X. & LUCAS, Y. - 1982b - Analyse structurale et cartographie en pédologie. II- Une méthode d'analyse prenant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologiques. Cah. ORSTOM, sér. Péd., XIX, 4: pp.323-339.
- BOULET, R.; HUMBEL, F.X. & LUCAS, Y. - 1982c - Analyse structurale et cartographie en pédologie. III- Passage de la phase analytique à une cartographie générale synthétique. Cah. ORSTOM, sér. Péd., XIX, 4: pp. 341-351.
- BOULET, R.; FRITSCH, E. & HUMBEL, F.X. - 1978 - Les sols des terres hautes et de la plaine côtière ancienne en Guyane Française. Organisation en système et dynamique actuelle de l'eau. ORSTOM Cayenne, P182, 170p.
- BOULET, R.; CURMI, P.; FAGNANI, A. & PELLERIN, J. - 1989 - Distribution spatiale des horizons dans un versant: apport de l'analyse de leurs relations géométriques. Science du Sol.
- BOYER, Ph. - 1959 - De l'influence des termites de la zone intertropicale sur la configuration de certains sols. Revue de Géomorph. Dynam., T.X, n°1-2 et 3-4: pp. 41-44.
- BOYER, Ph. - 1973 - Action de certains termites constructeurs sur l'évolution des sols tropicaux. Annales des Sciences Naturelles, Zoologie, Paris. 12e série, 15 (3): pp. 329-498.
- BRABANT, P. & GAVAUD, M. - 1985 - Les sols et les ressources en terres du Nord Cameroun. Ed. ORSTOM.
- BREWER, R. - 1964. - Fabric and mineral analysis of soils. John Wiley ed., New York: 470p.
- BUCHER, E.H. & ZUCCARDI, R.B. - 1967 - Signification de los hormigueros de Atta vollenweideri Forel como alteradores del suelo en la provincia de Tucuman (Argentina). Acta Zoologica Lilloana, tomo XXIII: pp. 83-96.
- BULLOCK, P. & THOMPSON, M.L. - 1985 - Micromorphology of Alfisols. In: Soil Micromorphology and Soil Classification. Proc. of a symposium sponsored by Divisions S-5 and S-9 of the Soil Science Society of America, Anaheim, CA (USA), 1982. L.A. Douglas and M.L. Thompson ed. SSSA, Madison: pp. 17-47.
- BUOL, S.W. & ESWARAN, H. - 1978 - The micromorphology of oxisols. Proc. Vth Int. Work Meet. Soil Micromorph., Granada, M. Delgado ed., vol. I: pp. 325-347.
- CAILLEUX, A. & TRICART, J. - 1959 - Initiation à l'étude des sables et des galets. T. 1, CDU, Paris, 376p.
- CAMBIER, P. - 1986 - Organisation des constituants et interactions physicochimiques au sein des microagrégats de sols. Application au système ferrallitique kaolinite-oxyde de fer.
- CAMBIER, P. & PROST, R. - 1981 - Etude des associations argile-oxyde: organisation des constituants d'un matériau ferrallitique. Agronomie, 1, 9: pp. 713-722.

CAMARGO MENDES, J. - 1984 - Elementos de estratigrafia. EDUSP. 566p.

CARDOSO LIMA, P., ANTONELLO, L.L. & Rauen, M.J. - 1989 - Aspectos macro e micromorfológicos de alguns perfis de Terra Roxa Estruturada e Latossolo Roxo originados do intemperismo de rochas extrusivas básicas. XXII Congr. Bras. Ci. Solo. Recife. Programa e resumos. pp. 203-204.

CARDOSO LIMA, P. & ESWARAN, H. - 1987 - The microfabric of soils belonging to the Acric-Great Groups of Oxisols. Actes de la VII Réunion Internationale de Micromorphologie des sols. Paris, 1985. Edité par N. Fedoroff et L.M. Bresson: pp. 145-150.

CARVALHO, A.; CHAUVEL, A. & GONCALVES, N.M.M. - 1983 - Altération of basalt and formation of kaolinic and gibbsitic material in the region of Ribeirão Preto (SP), Brazil. In: Laterisation Process. Proc. II Intern. Sem. on Later. Proc., São Paulo, 1982: pp. 477-489.

CARVALHO, A. & MENDES, A.C.T. - 1979 - Análise difratométrica da fração argila da massa do solo e do material cutânico. In: XVII Congr. Bras. Ci. Solo, Manaus. Anais, p. 40.

CARVALHO, W.A.; ESPINDOLA, C.R. & PACCOLA, A.A. - 1983 - Levantamento de solos da Fazenda Lageado (Estação Experimental "Presidente Médici"). Faculdade de Ciências Agrônomicas. Campus de Botucatu / UNESP. Boletim Científico. 95p.

CATANI, R.A. & PAIVA NETO, J.E. - 1949. - Dosagem de potássio e sódio pelo fotômetro de chama, sua aplicação em análise de solo. *Bragantia*, 9: pp. 175-183.

CHAUVEL, A. - 1977 - Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. Thèse Sci. Strasbourg (1976) et Trav. et Doc. ORSTOM, 62, 532 p.

CHAUVEL, A.; BOCQUIER, G. & PEDRO, G. - 1977 - Géochimie de la surface et formes du relief. III. Les mécanismes de la disjonction des constituants des couvertures ferrallitiques et l'origine de la zonalité des couvertures sableuses dans les régions intertropicales de l'Afrique de l'Ouest. *Sci. Géol., Bull.*, 30, 4, pp. 255-263.

CHAUVEL, A.; BOCQUIER, G. & PEDRO, G. - 1978 - La stabilité et la transformation de la microstructure des sols rouges ferrallitiques de Casamance (Sénégal). Proc. Vth Int. Work. Meet. Soil Micromorph., Granada, M. Delgado ed., vol. II: pp. 779-813.

CHAUVEL, A. & PEDRO, G. - 1978 - Sur l'importance de l'extrême dessiccation (ultra-dessiccation) dans l'évolution pédologique des zones tropicales à saisons contrastées. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 286: pp. 1581-1584.

CHAUVEL, A.; PEDRO, G. & TESSIER, D. - 1976 - Rôle du fer dans l'organisation des matériaux kaoliniques. *Sci. Sol*, 2: pp. 101-115.

CHAUVEL, A.; SOUBIES, F. & MELFI, A. - 1983 - Ferrallitic soils from Brazil: Formation and evolution of structure. *Sci. Géol., Mém.*, 72: pp. 37-46.

COMISSAO DE SOLOS - 1958 - Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado do Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura, Serviço Nacional de Pesquisas Agrônomicas. Boletim técnico nº 11. 350p.

COMISSAO DE SOLOS - 1960 - Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado de Sao Paulo. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura, Serviço Nacional de Pesquisas Agronômicas. Boletim técnico n° 12, 634 p.

CREUTZBERG, D. & SOMBROECK, W.G. - 1987 - Micromorphological characteristics of Nitosols. Actes de la VII Réunion Internationale de Micromorphologie des Sols. Paris, 1985. Edité par N. Fedoroff et L.M. Bresson. pp. 151-155.

DE CRAENE, A. & LARUELLE, J. - 1965 - Genèse et altération des Latosols équatoriaux et tropicaux. Bull. Agric. du Congo Belge. 46 (5): pp. 1113-1243.

DIXON, J;B. - 1966. Quantitative analysis of kaolinite and gibbsite in soils by differential thermal and selective dissolution methods. Clays and Clay Minerals, 14th. Pergamon Press, New York. Conference, pp. 83-89.

DUCHAUFOR, Ph. - 1983 - Pédologie. 1. Pédogenèse et classification. Masson, 491p.

ESCHENBRENNER, V. - 1986 - Contribution des termites à la micro-agrégation des sols tropicaux. Cah. ORSTOM, sér. Péd., vol. XXII, n° 4: pp. 397-408.

ESCHENBRENNER, V. - 1987 - Les glébules des sols de Côte d'Ivoire. Nature et origine en milieu ferrallitique. Modalités de leur concentration. Rôle des termites. Thèse Sci. Université de Bourgogne.

ESCOBEDO, J.U. - 1980 - Les sols des Paramos. Thèse doctorale. Faculté de Sciences Agronomiques, Gembloux, Belgique.

ESPINDOLA, C.R. & GALHEGO, H.R. - 1979 - Os solos com B latossolico e com B textural das regioes intertropicais umidas. Geografia, 4: pp. 103-106.

ESWARAN, H. - 1972 - Micromorphological indicators of pedogenesis in some tropical soils derived from basalts from Nicaragua. Geoderma, 7: pp. 15-31.

ESWARAN, H. - 1979 - Micromorphology of Alfisols and Ultisols with low activity clays. In: Proc. 2nd Int. Soil Class. Worskhop. Part 2. F.H. Beinroth and S. Panichapong ed. Thailand. Soil Survey Division, Land Development Dep., pp. 53-76.

ESWARAN, H. - 1989 - Soils with ferralic attributes. Paper submitted at the meet. of the working group. International Reference Base for soil classification. Rennes, France. 12p.

ESWARAN, H. & BANOS, C. - 1976 - Related distribution in soils and their significance. Ans. Edaf. y Agrobiol., 35: pp. 33-45.

ESWARAN, H.; STOOPS, G. & SYS, C. - 1977 - The micromorphology of gibbsite forms in soils. J. Soil Sci., 28: pp. 136-143.

ESWARAN, H.; SYS, C. & SOUZA, E.C. - 1975 - Plasma infusion. A pedological process of significance in the humid tropics. Anales de edafologia y agrobiologia. 34: pp. 665-673.

ESWARAN, H.; VAN WAMBEKE, A. & BEINROTH, F.H. - 1979 - A study of some highly weathered soils of Puerto Rico. Part II. Micromorphological properties. Pedologie, XXIX, 2: pp. 139-162.

FAO / UNESCO - 1971 - Soil map of the world. 1:5000000. Vol.IV: South America. Unesco, Paris.

FAUCK, R. - 1971 - Les sols rouges sur sables et sur grès d'Afrique occidentale. Mém. ORSTOM, 61, (1972), 257p.

FEDOROFF, N. & ESWARAN, H. - 1985 - Micromorphology of Ultisols. In: Soil Micromorphology and Soil Classification. Proc. of a symposium sponsored by Divisions S-5 and S-9 of the Soil Science Society of America, Anaheim, CA (USA), 1982. L.A. Douglas and M.L. Thompson ed. SSSA, Madison: pp. 17-47.

FERNANDES BARROS, O.N. - 1985 - Análise estrutural e cartografia detalhada de solos em Marília, estado de São Paulo: ensaio metodológico. São Paulo, USP, FFLCH. Dissertação de mestrado, 146p.

FITZPATRICK, E.A. - 1984 - Micromorphology of soils. Chapman and Hall. London. 433p.

FRANKART, R. - 1983 - The soils with sombric horizons in Rwanda. Proc. 4th Intern. Soil Classif. Workshop, Rwanda, 1981. Part 1: Papers. F.H. Beinroth, H. Neel and H. Eswaran editors. ABOŠ-AGCD, Brussels. pp. 48-64.

FRITSCH, E. - 1984 - Les transformations d'une couverture ferrallitique en Guyane Française. ORSTOM, Paris, 190p.

FRITSCH, E.; BOCQUIER, G.; BOULET, R.; DOSSO, M. & HUMBEL, F.X. - 1984 - Les systèmes transformants d'une couverture ferrallitique de Guyane Française. Cah. ORSTOM, sér. péd., vol. XXII, n° 4: pp. 361-395.

GALHEGO, H.R. & ESPINDOLA, C.R. - 1976 - Caracterização da fração argila por raios X do Latossolo Roxo da Fazenda Lageado. I- Unidade Venda Seca. Anais da VI Jornada Cientif. da FCMBB. Botucatu. p.52.

GLORIA, N.; CATANI, R.A. & MATUO, T. - 1964. - Método do EDTA na determinação do cálcio e magnésio "trocável" do solo. Anais Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 21: 210-228.

GRASSE, P.P. & NOIROT, Ch. - 1959 - Rapports des termites avec les sols tropicaux. Rev. Géomorph. Dynam., 10 (1-2/3-4): pp. 35-40.

GRASSE, P.P. - 1984 - Termitologia. Anatomie, physiologie, biologie systématique des termites. Tome 2: Fondation des sociétés. Constructions. Fondation Singer-Polignac, Masson, 676p.

GUILLET, B. - 1979 - Etude du renouvellement des matières organiques des sols par les radioisotopes (¹⁴C). In: Pédologie. 2. Constituants et propriétés du sol, par M. Bonneau et B. Souchier: pp. 210-226.

INSTITUTO DE PESQUISAS E EXPERIMENTACAO AGROPECUARIAS DO NORTE - 1967 - Solos da Estação Experimental de Porto Velho. I.F. Rondônia. Belém, Ministério da Agricultura, DPEA, Série Solos da Amazonia n° 1. 99p.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLOGICAS - 1981 - Mapa geológico do Estado de São Paulo. Escala 1:500000. Vol. I, II. Div. de Minas e Geologia Aplicada. São Paulo. 126p.

JONCKMAN, J.C.M. - 1980 - The external and internal structure and growth of nests of leaf-cutting ant *Atta vollenweideri* Forel, 1983. (Hym.: Formicidae). Part II. 4. The internal nest and growth. Zeitschrift für angewandte Entomologie. Sonderdruck aus Bd. 89, H. 3, S. 217-246.

KRETZSCHMAR, A. - 1987 - Caractérisation microscopique de l'activité des lombriciens endogés. VII Réunion Internationale de Micromorphologie des Sols, Paris, 1985. Edité par N. Fedoroff, L.M. Bresson et M.A. Courty: pp. 325-330.

LAHMAR, R.- 1988 - Les sols rouges lessivés sur micaschiste à crêtes ferrifères (Grande Kabylie, Algérie). Organisation de la couverture pédologique d'un bassin versant. Altération, Pédogenèse, Morphogenèse. Thèse Université Paris VI, Mém. Sc. Terre Univ. Curie, n° 88-15, Paris, 292p.

LARUELLE, J. - 1956 - Quelques aspects de la microstructure des sols du nord-est du Congo Belge. *Pédologie*, 6: 38-57.

LEDRU, M.P. - 1992 - Modifications de la végétation du Brésil Central entre la dernière époque glaciaire et l'interglaciaire actuel. *C.R.Acad.Sci.Paris*, t.314, Série II, pp. 117-123.

LEE, K.E. - 1985 - Earthworms, their ecology and relationships with soils and land use. Academic Press. Australia, 411p.

LEE, K.E. & WOOD, T.G.- 1971a - Physical and chemical effects on soils of some Australian termites, and their pedological significance. *Pedobiologia*, 11: pp. 376-409.

LEE, K.E. & WOOD, T.G.- 1971b - Termites and soils. Academic Press, London, New York, 251p.

LEPSCH, I.F. & BUOL, S.W. - 1974 - Investigations in an oxisol-ultisol toposequence in S. Paulo State, Brazil. *Soil Sci., Soc. Amer. Proc.*, 38 (3): pp. 491-496.

LEVEQUE, A. - 1969 - Les principaux événements géomorphologiques et les sols sur le socle granito-gneissique au Togo. *Cah. ORSTOM, sér. Péd.*, vol. VII, 2: pp. 203-224.

LEVEQUE, A. - 1975 - Pédogenèse sur le socle granitogneissique du Togo. Différenciation des sols et remaniements superficiels. Thèse ORSTOM (Paris), 301p.

LIBBY, W. - 1962. - Radiocarbon dating. Univ. Chicago Press, 3^e édition.

LUCAS, Y. - 1989 - Systèmes pédologiques en Amazonie brésilienne. Equilibres, déséquilibres et transformations. Thèse Université de Poitiers, n° 211, 157p.

McKEAGUE, J.A. - 1983 - Clay skins and argillic horizons. In: *Soil Micromorphology*. Vol. 2. Edited by P. Bullock and C.P. Murphy. A B Academic Publishers. pp. 367-387.

MARTIN, D. - Les horizons supérieurs des sols ferrallitiques sous forêt et sous savane du Centre-Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Péd.*, vol. XI, n° 2: pp. 155-179.

MELLO, M.S. & PONCANO, W.L. - 1983 - Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozoicos no Estado de Sao Paulo. Instituto de Pesquisas Tecnológicas, Divisão de Minas e Geologia Aplicada, Sao Paulo, Série Monografias n° 9. 74p.

MELLO, F.A.F.; BRASIL SOBRINHO, M.O.C. & ARZOLLA, S. - 1965. - Apostilas de práticas de química agrícola. Análises de solos. Centro Acadêmico "Luiz de Queiroz", Piracicaba, Mimeo. 47p.

- MENAUT, J.C.; BARBAULT, R.; LAVELLE, P. & LEPAGE, M. - 1985 - African savannas: Biological systems of humification and mineralization. In: "Ecology and Management of the World's Savannas, J.C. Tothill & J.J. Mott eds., Australian Acad. Science, Canberra, pp 14-33.
- MERMUT, A.R.; ARSHAD, M.A. & ST-ARNAUD, R.D. - 1984 - Micropedological study of termite mounds of three species of *Macrotermes* in Kenya. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48 (3): pp. 613-620.
- MIKLOS, A.A.W.- 1984 non publié - Relatório de atividades de iniciação científica da FAPESP. 21p.
- MIKLOS, A.A.W.- 1985 non publié - Relatório de atividades de mestrado da FAPESP. 1º semestre. 18p.
- MIKLOS, A.A.W. - 1987 non publié - Alteração, pedogênese e morfogênese em reverso de cuesta na região de Botucatu (SP): resultados preliminares. II Reunião interdepartamental da cooperação franco-brasileira, convênio CAPES/COFECUB, projeto Pedologia 35/87. Relatório. 45p.
- MIKLOS, A.A.W. - 1986 - Relations entre l'altération et la pédogenèse dans un profil vertical sur basalte de la région de Botucatu. (Brésil). DEA. Laboratoire de Pédologie, Pétrologie et Metallogénie de la Surface. Université de Poitiers. 45p.
- MIKLOS, A.A.W.; BOULET, R.; ESPINDOLA, C.R. & QUEIROZ NETO, J.P. - 1987 - Evolução e diferenciação vertical de horizonte B latossólico em B textural na Terra Roxa Estruturada. XXI Congr. Bras. Ci. Solo. Campinas. Resumos. p.105.
- MIKLOS, A.A.W. & ESPINDOLA, C.R.- 1983. - Comportamento químico de uma toposequência de solos em Botucatu, SP. III Congr. Bras. de Inic. Cientif.. Botucatu. Anais. p.103.
- MIKLOS, A.A.W. & QUEIROZ NETO, J.P. - 1987. Análise estrutural da cobertura pedológica em Botucatu, SP. XXI Congr. Bras. Ci. Solo. Campinas. Guia de excursão.
- MIKLOS, A.A.W.; SILVA, N.J.S.; ESPINDOLA, C.R. & QUEIROZ NETO, J.P. - 1983 - Dados preliminares sobre a caracterização de volumes pedológicos em toposequências de Botucatu, SP. XIX Congr. Bras. Ci. Solo. Curitiba, PR. Resumos. p.103.
- MODENESI, M.C. - 1988 - Significado dos depósitos correlativos quaternários em Campos do Jordão, São Paulo: implicações paleoclimáticas e paleoecológicas. São Paulo, Instituto Geológico, Boletim nº 7. 155p.
- MONIZ, A.C. - 1980 - Formation of an Oxisol - Ultisol transition in São Paulo, Brazil. Ph.D. Thesis. North Carolina State University, Raleigh.
- MONIZ, A.C. & BUOL, S.W. - 1982 - Formation of an Oxisol - Ultisol transition in São Paulo, Brazil: I. Double-water flow model of soil development. *Soil Sci. Soc. of Amer. J.*, vol. 46, nº 6: pp. 1228-1233.
- MONIZ, A.C.; BUOL, S.W. & WEED, S.B. - 1982 - Formation of an Oxisol - Ultisol transition in São Paulo, Brazil: II. Lateral dynamics of chemical weathering. *Soil Sci. Soc. of Amer. J.*, vol. 46, nº 6: pp. 1234-1239.
- MULLER, J.P. - 1977a - La microlyse plasmique et la différenciation des épipedons dans les sols ferrallitiques rouges du Centre-Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Péd.*, vol. XV, nº 4: pp. 345-359.

MULLER, J.P. - 1977b - Microstructuration des strudichrons rouges ferrallitiques, à l'amont des modelés convexes (Centre-Cameroun). Aspects morphologiques. Cah. ORSTOM, sér. Péd., vol. XV, n°3: 239-258.

MULLER, J.P. - 1982 - Les horizons supérieurs des sols ferrallitiques jaunes du Woleu-Ntem (Nord Gabon). Morphogenèse. Eléments de comparaison avec des sols du Cameroun. Incidences taxonomiques. Cah. ORSTOM, sér. Péd., vol. XIX, n° 2: pp. 107-115.

MULLER, J.P. - 1983 - Microorganisation of loose ferrallitic materials in the Cameroon. Proc. Vith Int. Work. Meet. Soil Micromorph., London. O. Bullock and C.P. Murphy ed., A.B. Academic Publishers, Rothamsted, vol. 2: pp. 655-666.

NEEL, H. - 1983 - An overview of the physiography and the soils of Rwanda. Proc. 4th Intern. Soil Classif. Workshop, Rwanda, 1981. Part 2: Field trip and background soil data. F.H. Beinroth, H. Neel and H. Eswaran editors. ABOS-AGCD, Brussels. pp. 1-22.

OADES, J.M. - 1986 - Association of colloidal materials in soils. XIII Congress Int. Soc. Soil Science, Hambourg, VI: pp. 660-673.

OLIVEIRA, J.B. & CARVALHO, A. - 1969 - A terra Roxa Estruturada de Ribeirao Preto, SP. XII Congr. Bras. Ci. Solo, Curitiba. Anais, 72p.

OLIVEIRA, J.B.; MENK, J.R.F. & ROTTA, C.L. - 1985 - Solos do Parque Estadual de Campos do Jordao. Silvicultura em Sao Paulo. Revista do Instituto Florestal, 9: pp. 125-155.

PEDRO, G. - 1976 - Sols argileux et argiles. Sci. Sol, 2: pp. 69-84.

PEDRO, G. - 1980 - Rôle et influence des caractéristique minéralogiques sur les modalités de l'organisation des minéraux argileux dans les conditions du milieu superficiel. IV Reuniao Aberta da Industria da Cal. Sao Paulo, 1979: pp. 14-59.

PEDRO, G. - 1987 - Géochimie, minéralogie et organisation des sols. Aspects coordonnés des problèmes pédogénétiques. Cah. ORSTOM, sér. Péd., vol. XXIII, n° 3: pp. 169-186.

PEDRO, G.; CHAUVEL, A. & MELFI, A. - 1976 - Recherches sur la constitution des Terra Roxa Estruturada du Brésil. Ann. Agron., 27 (3): pp. 265-294.

PELLERIN, J.; MANFREDINI, S.; PALHETA, I.C.V.; QUEIROZ NETO, J.P.; SANTANA, M.A.; FERNANDES BARROS, O.N. & CASTRO, S.S. - 1984 - La dynamique du milieu physique et de l'occupation du sol dans la région caféière de Marilia (État de Sao Paulo, Brésil): méthodologie et cartographie. Paris, 25° Congr. UGI, Simp. 17 "Cartographie de l'environnement". pp. 21-35.

PERECIN, D. & CAMPOS, D.A.F. - 1976 - Evidências micromorfológicas de gênese de solos de Piracicaba. XV Congr. Bras. Ci. Solo, Campinas, 1975. Anais, pp. 461-466.

QUEIROZ NETO, J.P.; CASTRO, S.S.; FERNANDES BARROS, O.N.; MANFREDINI, S.; PELLERIN, J.; RUELLAN, A. & TOLEDO, G.S. - 1981 - Um estudo de dinâmica de solos: formação e transformação de perfis com horizonte B textural. XVIII Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, Salvador. Resumos. Campinas, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo.

QUEIROZ NETO, J.P. & NAKASCHIMA, P. - 1971 - Observações sobre os solos da região de Parelheiros: contribuição ao estudo pedogênese regional. XIII Congr. Bras. Ci. Solo. Vitoria. Anais. Soc. Bras. Ci. Solo.

QUEIROZ NETO, J.P. & NAKASCHIMA, P. - 1974 - Formações superficiais e Latossolo Vermelho Amarelo Humico na area de Bragança Paulista, Estado de Sao Paulo, Brasil. XVIII Congr. Bras. de Geologia. Porto Alegre. Anais. Soc. Bras. Geol. pp.65-83.

QUEIROZ NETO, J.P. & MODENESI, M.C. - 1973 - Observações preliminares sobre as relações entre os solos e a geomorphologia na area de Itu - Salto, Estado de Sao Paulo. Sedimentologia e Pedologia n° 3, Instituto de Geografia / USP. 28p.

RAUNNET, M. - 1979 - Importance et interactions des processus géochimiques, hydrologiques et biologiques (Termites) sur les surfaces d'aplanissement tropicales granito-gneissiques. Exemple au Kenya Occidental. Agronomie Tropicale, XXXIV, 1: pp. 40-52.

RIBEIRO, A.C.; RESENDE, M. & FERNANDES, B. - 1972 - Latossolos com horizonte subsuperficial escurecido, na regio de Viçosa (Minas Gerais). Rev. Ceres 19 (104): pp. 280-298.

RIQUIER, J. - 1966 - La matière organique dans les sols ferrallitiques. Cah. ORSTOM, Sér. Péd., vol.IV, n° 4: 33-37.

ROBERT, M; VENA, G. & HERVIO, M. - 1983 - Influence des polycations du fer et de l'aluminium sur les propriétés des argiles. Science du Sol, 3-4: pp. 235-251.

ROBERT, M; VENA, G. & ABREU, M.M. - 1987 - Etudes microscopiques d'associations aluminium - (argiles ou fer-argiles. VII Réunion Int. de Micromorph. des sols. Paris, 1985. N. Fedoroff et L.M. Bresson ed: pp. 467-474.

ROOSE, E. - 1980 - Dynamique actuelle des sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique Occidentale. Etude expérimentale des transferts hydrologiques et biologiques de matières sous végétations naturelles ou cultivées. Thèse de Doctorat ès-Sciences, Université d'Orléans. 569p.

ROTH, L & LORSCHTEITZER, M.L. - 1989 - Palynology of a peat in Parque Nacional dos Aparados da Serra, Rio Grande do Sul, Brazil. Intern. Symp. on Global Changes in South America during the Quaternary: Past - present - future. Sao Paulo (Brazil): pp. 56-59.

RUELLAN, A. - 1986 - Soil vertical and lateral differentiation. Seminaire IBSRAM, Khon-Kaen (Thaïlande), pp.155-168.

RUHE, R.V. - 1956 - Landscape evolution in the Ituri Belgian Congo. Publ. INEAC. Sér.Sci., n° 66. Bruxelles.

SHIPITALO, M.J. & PROTZ, R. - 1989 - Chemistry and micromorphology of aggregation in earthworm casts. Geoderma, 45: pp. 357-374.

SLEEMAN, J.R. & BREWER, R. - 1972 - Micro-structures of some Australian Termite nests. Pedobiol.,12: pp. 347-373.

SLEEMAN, J.R. & LEPSCH, I.F. - 1984 - Micromorphology of red basaltic soils from North Queensland, Australia and S. Paulo, Brazil. Division of soils Divisional Report. Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation.

SOMBROECK, W.G. - 1990 - Soils with Nitric Attributes. XIX Congrès de l'Association Internationale de la Science du Sol. Tokyo, Japon.

SOMBROECK, W.G. & SIDERIUS, W. - 1976 - Nitosols and their genesis. In: Second Meeting of the Eastern African Sub-Committee for Soil Correlation and Land Evaluation. Addis-Abeba. FAO, World Soil Resources Reports, N° 47: pp. 84-86.

SOMBROECK, W.G. & SIDERIUS, W. - 1981 - Nitosols, a quest for significant diagnostic criteria. Annual Report, International Soil Museum, Wageningen, The Netherlands. pp. 11-31.

STOOPS, G. - 1964 - Application of some pedological methods to the analysis of termite mounds. In: "Etudes sur les Termites africains". A. Bouillon ed., Edition de l'Université, Leopoldville: pp. 379-398.

STOOPS, G. - 1968 - Micromorphologie of some characteristic soils of lower Congo (Kinshasa). *Pédologie (Gent)*, 18, 1: pp. 110-149.

STOOPS, G. - 1983 - Micromorphology of the oxic horizon. Proc. VIth Int. Work. Meet. Soil Micromorph., London. O. Bullock and C.P. Murphy ed., A.B. Academic Publishers, Rothamsted, vol. 2: pp. 419-440.

STOOPS, G. & BUOL, S.W. - 1985 - Micromorphology of oxisols. In: Soil Micromorphology and Soil Classification. Proc. of a symposium sponsored by Divisions S-5 and S-9 of the Soil Science Society of America, Anaheim, CA (USA), 1982. L.A. Douglas and M.L. Thompson ed. SSSA, Madison: pp. 105-119.

STOOPS, G. & JONGERIUS, - 1975. - Proposal for a micromorphological classification of soil materials. I. A classification of the related distributions of fine and coarse particles. *Geoderma*, 13: pp. 189-199.

SOUBIES, F. - 1979-1980 - Existence d'une phase sèche en Amazonie Brésilienne datée par la présence de charbons de bois dans les sols (6000-3000 ans BP). *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, XI, pp.133-148.

SOUBIES, F. & CHAUVEL, A. - 1984/1985 - Présentation de quelques systèmes de sols observés au Brésil. *Cah. ORSTOM, sér. Péd.*, vol. XXI, n° 4: pp. 237-251.

SYS, C. - 1961 - La cartographie des sols au Congo, ses principes et ses méthodes. Publ. INEAC, Sér. Tech. n° 66. Bruxelles.

TRAPNELL, C.G. & WEBSTER, R. - 1986 - Microaggregates in red earths and related soils in East and Central Africa, their classification and occurrence. *Journal of Soil Science*, 37: pp. 109-123.

TESSIER, D. - 1980 - le et influence des conditions physico-chimiques du milieu sur le comportement hydrique et l'organisation des matériaux argileux. IV Reuniao Aberta da Industria da Cal. Sao Paulo, 1979: pp. 60-99.

TESSIER, D. - 1984 - Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation. Thèse Doctorat ès-Sciences, Paris, INRA, 361p.

TESSIER, D. & PEDRO, G. - 1976 - Les modalités de l'organisation des particules dans les matériaux argileux. *Sci. Sol*, 2: pp. 85-100.

THORNTHWAITE, C.W. & MATHER, J.T. - 1955 - The water balance. *Publs. Clim. Drexel Inst. Technol.*, 8: pp. 1-104.

TUBELLIS, A.; NASCIMENTO, F.J.L. & FOLONI, L.L. - 1971 - Parâmetros climáticos de Botucatu. Mimeogr. 25p.

USDA - 1975 - Soil Taxonomy, Agriculture handbook n° 436. Soil Conservation Service. Govt. Printing Office, Washington, D.C.

VAN WAMBEKE, A.R. - 1967 - Recent developments in the classification of the soils of the tropics. *Soil Sci.*, 104: pp. 309-313.

VILLIERS, J.M. - 1962 - A study of soil formation on Natal. Pietermaritzburg, Univ. of Natal. Ph. D. Thesis.

VILLIERS, J.M. - 1965 - Present soil-forming factors and process in tropical and subtropical regions. *Soil Science.*, 99: pp. 50-57.

WEBER, N.A. - 1966 - Fungus growing ants. *Science*, August 5, Vol.153, n°3736: pp. 587-604.

WEBER, N.A. - 1972 a - The Attines: The Fungus-culturing Ants. *American Scientist*. July-August, Vol. 60, N° 4, pp. 448-456.

WEBER, N.A. - 1972 a - The fungus-culturing behavior of ants. *American Zoologist*. Vol. 12, N° 3: pp. 577-587.

WEBER, N.A. - 1972 b - Gardening ants, the Attines. 6. Colonies and nests. The American Philosophical Society. Independence Square. Philadelphia: pp. 51-71.

WIELEMAKER, W.G. - 1984 - Soil formation by termites. A study in Kisii area, Kenya. Doctoral thesis, Department of Soil Science and Geology, Agricultural University, Wageningen, 132p.

WILSON, E.O. - 1984 - Clockwork lives of the Amazonian leafcutter army. *Smithsonian*, 15 (7): pp. 92-101.

LISTE DES FIGURES

- 1 - Géologie et géomorphologie de l'Etat de Sao Paulo.
- 2 - Localisation du site d'étude.
- 3 - Bilan hydrique du municipe de Botucatu.
- 4 - Extrait de la carte géologique.
- 5 - Profils géomorphologiques du site d'étude.
- 6 - Carte des sols de la Ferme Lageado.
- 7 - Données physico-chimiques des sols.
- 8 - Distribution latérale des sols et des taux d'argile.
- 9 - Végétation du site d'étude.
- 10 - Les parties composantes d'une fourmilière d'Atta.
- 11 - Fourmis du genre Atta.
- 12 - Schéma des différentes parties composant les termitières épigées et endogées.
- 13 - Parties corporelles de trois individus Isoptère.
- 14 - Distribution spatiale des sites d'observation dans les séquences AT et ET.
- 15 - Différenciation macromorphologique du profil ET.3 à l'interfluve aplati.
- 16 - Différenciation macromorphologique du profil P.7 - Tiers supérieur de pente.
- 17 - Localisation des profils ET.3 et FT.3A et répartition latérale de l'horizon 3.
- 18 - Différenciation morphologique verticale du profil FT.3A.
- 19 - Organisation bidimensionnelle des horizons pédologiques dans l'interfluve aplati.
- 20 - Différenciation macromorphologique du profil T.5 - Tiers supérieur de pente.
- 21 - Transition latérale entre l'interfluve aplati et le tiers supérieur de pente.
- 22 - Localisation des profils P.3, P.9, P.10 et P.13 en mi-pente.
- 23 - Différenciation macromorphologique du profil P.3 - Mi-pente aval.
- 24 - Rapport entre les différenciations verticales de couleur et structure dans les profils P.3 et P.9.
- 25 - Organisation bidimensionnelle des horizons pédologiques dans en mi-pente.
- 26 - Différenciation macromorphologique du profil P.9 - Mi-pente amont.

- 27 - Différenciation macromorphologique du profil P.10 - Mi-pente amont.
- 28 - Différenciation macromorphologique du profil P.13 - Mi-pente amont.
- 29 - Organisation bidimensionnelle des horizons pédologiques en tiers inférieur de pente.
- 30 - Différenciation macromorphologique du profil P.4-Tiers inférieur de pente.
- 31 - Différenciation macromorphologique du profil HT.6-Séquence HT.
- 32 - Organisation latérale des horizons pédologiques en début de tiers inférieur de pente - Séquence HT.
- 33 - Différenciation macromorphologique du profil P.17 - Tiers inférieur de pente.
- 34 - Différenciation macromorphologique du profil P.5 - Tiers inférieur de pente.
- 35 - Différenciation macromorphologique du profil P.11 - Tiers inférieur de pente.
- 36 - Différenciation macromorphologique du profil AT.1 - Extrémité aval.
- 37 - Organisation pédologique bidimensionnelle du versant Lavapés.
- 38 - Distributionspatiale des charbons de bois centimétriques de profondeur.
- 39 - Différenciation macromorphologique du profil CT.10 - Mi-pente / Séquence CT.
- 40 - Organisation latérale de la séquence CT en mi-pente.
- 41 - Schéma de l'organisation spatiale de certains débris de charbon de bois.
- 42 - Organisation spatiale des matériaux à l'aval de la séquence CT - Versant Lavapés.
- 43 - Différenciation macromorphologique du profil CT.10 - Tiers inférieur de pente / Séquence CT.
- 44 - Organisation latérale des matériaux à l'aval de la séquence DT.
- 45 - Différenciation macromorphologique du profil DT.15 - Tiers inférieur de pente / Séquence DT.
- 46 - Différenciation de la couverture pédologique à l'aval de la séquence DT.
- 47 - Distribution spatiale en courbe d'isodifférenciation des ensembles sombres.
- 48 - Distribution spatiale de l'horizon en courbe d'isodifférenciation.
- 49 - Distribution spatiale de l'horizon polyédrique en courbe d'isodifférenciation.
- 50 - Courbes d'isodifférenciation des matériaux superficiels.
- 51 - Courbes d'isodifférenciation des charbons de bois et des horizons les plus sombres de la couverture pédologique.
- 52 - Carte de répartition de la faune du sol.
- 53 - Distribution des taux d'argile dans la séquence AT.

- 53 A - Profils granulométriques de la séquence AT.
- 54 - Différenciations macromorphologiques et granulométriques du profil P.11.
- 55 - Différenciation macromorphologique et granulométrique du profil T.5.
- 56 - Données physico-chimiques des sols du versant Lavapés.
- 57 - Distribution du taux en fer total au long du versant Lavapés.
- 58 - Distribution du carbone total en profils verticaux au long de la séquence AT.
- 59 - Constituants minéraux des sols du versant Lavapés.
- 60 - Diffractogrammes de rayons-X des fractions granulométriques de l'horizon 1 dans l'interfluve aplati, séquence ET.
- 61 - Diffractogrammes de rayons-X des fractions granulométriques de l'horizon 6 en tiers supérieur de pente de la séquence AT.
- 62 - Diffractogrammes de rayons-X des fractions granulométriques de l'horizon 3 en tiers supérieur de pente de la séquence AT.
- 63 - Diffractogrammes de rayons-X des fractions granulométriques de l'horizon 11 en tiers inférieur de pente de la séquence AT.
- 64 - Diffractogrammes de rayons-X des fractions granulométriques de l'horizon 16 en tiers inférieur de pente de la séquence AT.
- 65 - Diffractogrammes de rayons-X des fractions granulométriques de l'horizon 13 en mi-pente de la séquence AT.
- 66 - Distribution spatiale et âges des charbons de bois du versant Lavapés.
- 67 - Evolution saisonnière de l'humidité pondérale des sols du versant Lavapés.
- 68 - Courbe d'humidité volumique par rapport à la différenciation structurale microagrégat - polyédre du profil P.17.
- 69 - Principaux caractères micromorphologiques du profil ET.3.
- 70 - Différenciation morphologique dans l'interfluve aplati (profil ET.3).
- 71 - Résumé des caractères micromorphologiques en tiers supérieur de pente (profil P.7).
- 72 - Différenciation morphologique en tiers supérieur de pente (profil P.7).
- 73 - Résumé des caractères microscopiques du profil T.5.
- 74 - Différenciation morphologique du profil T.5.
- 75 - Résumé des caractères micromorphologiques en mi-pente aval (profil P.3).
- 76 - Différenciation micromorphologique en mi-pente aval (profil P.3).
- 77 - Résumé des caractères microscopiques des horizons 3 et 14 du profil P.13.
- 78 - Résumé des caractères microscopiques du profil P.9 en mi-pente amont.

- 79 - Différenciation micromorphologique en mi-pente amont (profil P.9).
- 80 - Caractères microscopiques de l'horizon 21.
- 81 - Résumé des caractères microscopiques du profil P.17.
- 82 - Les ensembles structuraux de la séquence AT.
- 82 A - Détail de la transition entre les ensembles polyédriques et microagrégé.
- 83 - Détail des ensembles structuraux à l'aval de la séquence CT.
- 84 - Détail des ensembles structuraux à l'aval de la séquence DT.
- 85 - Les ensembles texturaux dans le versant Lavapés.
- 86 - Les ensembles des couleurs dans le versant Lavapés.
- 86 A - Détail de l'ensemble sombre inférieur par rapport à la différenciation latérale en couleur et en texture dans la séquence AT.
- 86 B - Détail du comportement de l'ensemble sombre inférieur par rapport à la différenciation structurale microagrégat - polyèdre dans la séquence AT.
- 87 - Détail de la limite aval de l'ensemble sombre inférieur dans la séquence DT.
- 88 - Détail de la limite aval de l'ensemble sombre inférieur dans la séquence CT.
- 89 - Distribution du fer total en profils verticaux au long de la séquence AT.
- 90 - Différenciation de la porosité et de l'organisation plasmique au fur et à mesure de l'évolution structurale d'après Muller, 1977
- 91 - Différenciation de la porosité, de l'organisation plasmique et de la structure lorsqu'on passe d'un agrotubule à un isotubule rouge jaunâtre, construit par les fourmis Atta.
- 92 - Transition verticale entre les ensembles microagrégés et polyédrique.
- 93 - Différenciation de la géométrie de l'espace poral lors de la différenciation structurale microagrégat - polyèdre.
- 94 - Différenciation morphologique du profil CT.18.
- 95 - Différenciation morphologique du profil DT.15.
- 96 - Différenciation morphologique et texturale à l'amont de l'ensemble polyédrique (profil P.9).
- 97 - Différenciation morphologique latérale à l'amont de l'ensemble polyédrique.
- 98 - Stades d'évolution et processus lors de la transformation structurale de l'ensemble polyédrique en mi-pente.
- 99 - Différenciation texturale lors de l'évolution structurale au sommet de l'ensemble polyédrique en mi-pente.
- 100 - Stades d'évolution à l'origine des sables blancs.

- 101 - Dynamique structurale: relation spatio-temporelle entre les différents fronts transformants en mi-pente.
- 102 - Différenciation structurale et texturale dans le pôle amont.
- 103 - Différenciation structurale et texturale dans le pôle aval.
- 104 - Transformation des agrégats biologiques dans le pôle amont.
- 105 - Transformation des agrégats biologiques dans le pôle aval.
- 106 - Systèmes de transformation amont et aval et sens d'évolution.
- 107 - Distribution spatiale de certains traits pédologiques.
- 108 - Biodynamique sub-actuelle et ancienne de la couverture pédologique: rôle des fourmis Atta et des termites.
- 109 - Biodynamique actuelle de la couverture pédologique: rôle des fourmis Atta, des termites endogés et des vers de terre.
- 110 - Fonctionnement biodynamique actuel: remontée biologique X appauvrissement.
- 111 - Organisation spatiale des charbons de bois par rapport à la différenciation pédologique.
- 112 - Différenciation de la distribution des vaisseaux vasculaires dans les mono et dicotylédones.
- 113 - Distribution spatiale des charbons de bois par rapport à la différenciation pédologique en amont de la séquence AT.
- 114 - Distribution spatiale des charbons de bois par rapport à la différenciation pédologique en mi-pente de la séquence CT.
- 115 - Schéma des horizons pédologiques superficiels dans le pôle amont de la séquence AT.
- 116 - Distribution spatiale des charbons de bois (mm) par rapport à la différenciation pédologique superficiel dans le pôle amont de la séquence AT.

LISTE DES ANNEXES

Bilan hydrique du municipe de Botucatu.

Tableau 1 - Données granulométriques des profils de sols du versant Lavapés.

Tableau 2 - Taux de fer total à différentes profondeurs dans les profils du versant Lavapés.

Tableau 3 - Taux du carbone total à différentes profondeurs dans les profils du versant Lavapés.

Tableau 4 - Résultats des analyses radiométriques en 14-C des charbons de bois présents dans les sols du versant Lavapés.

LISTE DES PHOTOS EN COULEUR

- C.1 - Monticule de terre d'une fourmilière d'Atta sexdens rubropilosa ("sauva limao"). Les matériaux remontés par les fourmis peuvent être rouges ou rouge jaunâtre.
- C.2 - Communications externes (chenaux) d'une fourmilière d'Atta sexdens rubropilosa ("sauva limao"). En haut à gauche: granules de terre remontés et déposés par les fourmis aux alentours des chenaux. En bas: effondrement de la structure granulaire après quelques pluies.
- C.3 - Communication externe et monticule de terre d'une fourmilière de Pheidole oxyops.
- C.4 - Termitières épigées de Cornitermes cumulans.
- C.5 - Monticule de terre, composé d'agrégats ovoïdes (< 5 mm), d'une termitière endogée de Synthermes sp.
- C.6 - Détail de la transition entre les horizons 3 et 4. Echantillon à structure conservée prélevée entre 5 et 15 cm de profondeur dans le profil FT.3A.
- C.7 - Section transversale d'un pédotubule brun rougeâtre foncé (5YR3/2) au sein d'un fond matriciel rouge jaunâtre (5YR4/6).
- C.8 - Détail de la transition entre les horizons 3 et 14 (Profil P.13/10-20 cm). La transition se produit par l'apparition abrupte des domaines rouge jaunâtre (5YR4/6) au sein du fond matriciel brun rougeâtre foncé (5YR3/3). Dans l'horizon 3 les domaines rouge jaunâtre occupent à peu près 50 à 70% du volume total.
- C.9 - Agrégats ovoïdes (< 5 mm) à sous-structure microagrégée.
- C.10 - Fourmis Atta remontant les agrégats ovoïdes de l'intérieur du sol. En outre: la section transversale du chenal est ellipsoïdale.
- C.11 - Monticules de terre ayant subi l'action des pluies. La terre des monticules s'étale sur la surface du sol en recouvrant les différents matériaux superficiels et tend à s'homogénéiser avec la topographie locale.

- C.12 - La zone à l'intérieur de la ligne interrompue correspond à un monticule de terre d'une fourmilière abandonnée en 1988. Le monticule avait 10 m de largeur et 50 cm d'hauteur. Aujourd'hui il se trouve partiellement effondré, couvert par une litière et colonisé par des graminées et quelques animaux. Il reste encore une petite bosse à la surface du sol.
- C.13 - Matériaux profonds du sol remontés par les fourmis *Atta*. Ces matériaux ont recouvert l'horizon superficiel.
- C.14 - Pédotubule rouge jaunâtre (5YR4/6) à section transversale ellipsoïdale (profil P.7/65 cm; H8-H7; LR).
- C.15 - Section longitudinale d'un pédotubule rouge (2.5YR4/6 - 4/8) (profil P.7/170 cm; H6; LR).
- C.16 - Déjections fraîches des vers de terre.
- C.17 - Turricules ou agrégats grumeleux.
- C.18 - Structure grumeleuse de l'horizon 10.
- C.19 - Coupe longitudinale d'une termitière épigée (*Cornitermes cumulans*).
- C.20 - Détail des matériaux du sol remontés par les termites.
- C.21 - Charbons de bois à 165 cm de profondeur au sein de l'horizon sombrique aval (H13).
- C.22 - Vue d'ensemble du fond matriciel à microagrégats rouge jaunâtre (profil ET.3/190 cm; H1; LR).
- C.23 - Plages biréfringentes circulaires au sein du plasma rouge jaunâtre (profil FT.3A/5 cm; H3; LPA).
- C.24 - Agrotubules à microagrégats rouge jaunâtre (en haut) et brun sombre (en bas) au sein d'un fond matriciel à dominance de microagrégats bruns (profil P.7/170 cm; H6; LR). Voir le détail de la structure en LF (ph.NB.3).
- C.25 - Même site de la photo NB.4. On en distingue que l'isotubule rouge jaunâtre (profil P.7/170 cm; H6; LR).
- C.26 - Détail de la plus forte abondance en microparticules de charbon de bois (< 30 μm) dans le microagrégat brun sombre en comparaison avec les microagrégats bruns (à droite) et rouge jaunâtre (à gauche) (P7/170 cm; H6; LR).
- C.27 - Agrotubule à microagrégats rouge jaunâtre envahi par un agrotubule à microagrégats brun sombre (profil P.7/170 cm; H6; LR).
- C.28 - Hétérogénéité en couleur du fond matriciel microagrégé de l'horizon sombrique amont. Les microagrégats brun sombre sont prédominant (profil P.7/52 cm; H8; LR).

- C.29 - Même site de la photo NB.7. Détaille de la couleur des agrégats ovoïdes. Celui à droite présente trois microagrégats ovoïdes rouge jaunâtre complètement englobés dans le fond matriciel porphyrique. Ceci démontre que le macroagrégat ovoïde résulte d'une coalescence des microagrégats ovoïdes. En outre, les squelettes quartzeux sont composés de grains avec une granulométrie exclusivement très fine ($< 100 \mu\text{m}$) dans celui à droite et avec une granulométrie variée dans celui à gauche (profil P.7/52 cm; H8; LR).
- C.30 - Même site de la photo NB.8. Détaille de la couleur très homogène des domaines enau-porphyriques présents au sein d'un fond matriciel hétérogène en couleur. Celui en haut est rouge jaunâtre et celui en bas est brun (profil P.7/15 cm; H3; LR).
- C.31 - Agrégat ovoïde presque totalement détruit par l'invasion de petits agrotubules ($< 1 \text{ mm}$) comblés de microagrégats ovoïdes et mamelonnés. Ces agrotubules se forment entre les grains de quartz (profil P.7/15 cm; H3; LF).
- C.32 - Détail des microagrégats ovoïdes ($< 100 \mu\text{m}$) des petits agrotubules. Ils s'empilent les uns sur les autres en donnant origine aux microagrégats mamelonnés avec des vides intramicroagrégats polyconcaves aux bords anguleux. Ces microagrégats ne contiennent pas de grains de quartz (profil P.7/15 cm; H3; LF).
- C.33 - Détaille des domaines rouge jaunâtre présents au sein du fond matriciel à dominance brun. Voir en LF (ph.NB.10) leurs structures internes et formes externes. Ce sont des agrégats porphyriques ovoïdes. En ce qui concerne la granulométrie de leur squelette quartzeux, les deux agrégats à droite (les plus poreux également) sont composés de grains à granulométrie variée; ceux à gauche (les plus denses) présentent le squelette trié (grains très fins) (profil P.7/9 cm; H10; LR).
- C.34 - Détail des microparticules de charbon de bois de forme externe ovoïde (profil P.7/15 cm; H3; LR).
- C.35 - Agrégat brun sombre riche en microparticules ovoïdes de charbon de bois. Cet agrégat a englobé quelques microagrégats ovoïdes bruns et brun jaunâtre (profil P.7/3 cm; H10; LR).
- C.36 - Détail de la porosité interne de trois agrégats porphyriques. Remarquer le gradient: celui en haut et à droite est le moins poreux, celui en bas et à droite est intermédiaire et celui à gauche est le plus poreux (profil P.7/5 cm; H10; LF).
- C.37 - Détail des microfissures intraplasmiques aux parois irrégulières (profil P.7/5 cm; H10; LP).
- C.38 - Agrégat porphyrique recoupé par un réseau de fissures qui délimitent des microagrégats polyédriques. Les parois de certaines fissures sont concordantes (profil P.7/5 cm; H10; LF).
- C.39 - Détail de la porosité de deux agrégats ovoïdes porphyriques. Celui à droite est peu poreux et son squelette quartzeux apparaît complètement entouré par le plasma. Celui à gauche apparaît très fissuré (le plasma et le squelette sont en voie de dissociation) et vidé partiellement de son plasma; sa structure de départ, forme externe et distribution interne du squelette, est plus ou moins conservée (profil P.7/5 cm; H10; LF).
- C.40 - Horizon 5 sous la litière. Zone de forte concentration de sables propres (profil P.7/0-1 cm; H5 ; LF).
- C.41 - Vue de la transition entre les deux couches inférieures de la litière (profil P.7/-5 cm; L1; LP)

- C.42 - Détail de la couleur des microagrégats de l'horizon 7. Les microagrégats rouge jaunâtre sont largement dominant (profil T.5/70 cm; LR).
- C.43 - Détail de la forme des microagrégats de l'horizon 7. Les microagrégats ovoïdes dominant (profil P.7/70 cm; LF).
- C.44 - Néostrianes minces et discontinus à la périphérie des microagrégats ovoïdes rouge jaunâtre (profil P.7/70 cm; H7; LPA).
- C.45 - Détail de la couleur des microagrégats. Les microagrégats brun sombre et bruns sont largement dominant (profil P.3/120 cm; H13; LR).
- C.46 - Détail de la structure interne d'un charbon de bois. Les vaisaux vasculaires se trouvent distribués uniformément sur toute la section transversale (profil P3/120 cm; H13; LP).
- C.47 - Débris centimétrique de charbon de bois recoupé en plusieurs fragments alignés les uns à côté des autres (profil P.3/120 cm; H13; LR). Voir la structure interne de cette organisation en LF (ph.NB.15) .
- C.48 - Domaine à structure interne continue. La distribution relative des éléments fins et grossiers est de type porphyrique (à gauche) ou enau-porphyrique (à droite). Ces domaines sont très riches en vides polyconcaves. Lorsque l'assemblage est de type porphyrique les vides polyconcaves sont plutôt simples ($< 30 \mu\text{m}$); lorsqu'elle est de type enau-porphyrique les vides polyconcaves sont simples et mamelonnés ($< 100 \mu\text{m}$). Dans l'assemblage de type enau-porphyrique on constate encore la présence d'une sous-structure microagrégée ovoïde (profil P.3/90 cm; H18; LF).
- C.49 - Détail de la couleur hétérogène des agrégats porphyriques. Dans cette hétérogénéité on distingue la présence de plages ovoïdes ($30\text{-}300 \mu\text{m}$), rouge et brun rougeâtre, complètement noyées dans l'assemblage porphyrique à faible porosité (profil P.3/90 cm; H18; LR). Comparer cette hétérogénéité avec celle du fond matriciel microagrégé (ph.C.50).
- C.50 - Détail de la couleur hétérogène des microagrégats: on distingue les microagrégats ovoïdes de différentes couleurs, côte à côte, dans une assemblage à forte porosité (profil P.3/90 cm; H18; LR).
- C.51 - Microagrégats ovoïdes (profil P.3/90 cm; H18; LF).
- C.52 - Transition progressive entre un domaine microagrégé (porphy-enaulique) et un domaine enau-porphyrique à porphyrique. Remarquer la différenciation de la porosité et de la sous-structure lorsqu'on passe d'un domaine à l'autre; les cavités polyconcaves deviennent de plus en plus petites au fur et à mesure de la disparition de la sous-structure microagrégée ovoïde (profil P.3/90 cm; H18; LF).
- C.53 - Agrétat porphyrique riche en vides polyconcaves sans argilanes (profil P.3/90 cm; H18; LP).
- C.54 - Argilanes aux bords des vides (profil P.3/90 cm; H18; LPA).
- C.55 - Argilanes sous forme de cuvettes aux bords des cavités polyconcaves dans un domaine enau-porphyrique (profil P.3/90 cm; H18; LP).
- C.56 - Argilanes isolés au sein de la matrice isotique et sans rapport évident avec les vides. Remarquer leur forme externe très semblable à celles des vides polyconcaves (profil P.3/90 cm; H18; LP).

- C.57 - Agrégat porphyrique à sous-structure microagrégée ovoïde marqué par l'hétérogénéité en couleur, riche en vides polyconcaves et en argilanes (profil P.3/90 cm; H18; LR). Voir en LP l'organisation des argilanes par rapport à la matrice isotique ou isotrope (ph.C.58).
- C.58 - Même site de la photo précédente. Certains microagrégats ovoïdes se trouvent complètement noyés par les argilanes.
- C.59 - Fissures interagrégats délimitant des macroagrégats polyédriques (profil P.3/50 cm; H16; LP).
- C.60 - Détail de la richesse en débris végétaux à l'intérieur des agrégats grumeleux (profil P.3/5 cm; H19; LP).
- C.61 - Détail d'un agrégat porphyrique très fissuré en formant un réseau qui délimite des microagrégats polyédriques (profil P.13/35 cm; H14; LF).
- C.62 - Détail d'un fond matriciel microagrégé. Les microagrégats polyédriques et mamelonnés prédominent (profil P.13/35 cm; H14; LF).
- C.63 - Microagrégats mamelonnés résultant de la coalescence des microagrégats ovoïdes (profil P.9/165 cm; H13; LF).
- C.64 - Différenciation structurale au sommet de l'horizon polyédrique en mi-pente amont (profil P.9/25-35 cm; H17-H16; LF).
- C.65 - Macroagrégat polyédrique porphyrique envahi par des fissures et par des agrotubules. Le réseau de fissures délimitent des microagrégats polyédriques. Les agrotubules renferment de microagrégats ovoïdes et mamelonnés (profil P.9/33 cm; H16 sommet; LF).
- C.66 - Macroagrégat polyédrique enau-porphyrique juxtaposé à un domaine microagrégé à la base de l'horizon H17 (profil P.9/25 cm; LF).
- C.67 - Détail des microagrégats ovoïdes (profil P.17/190 cm; H11; LF).
- C.68 - Argilanes orangés, microlités, avec de limites abruptes avec la matrice isotique (profil P.17/55 cm; H16; LP).
- C.69 - LPA de la photo précédente. Argilanes très bien orientés à forte biréfringence. Celui au milieu de la photo apparaît sous une forme de cuvette au bord d'une cavité. L'autre, à droite, sans rapport évident avec les vides, présente la forme externe d'un vide polyconcave (profil P.17/55 cm; H16; LPA).
- C.70 - Zone, riche en argilanes, recoupé par une fissure à paroi plus ou moins concordante. Les argilanes peuvent être exposés ou pas à la surface de la paroi (profil P.17/55 cm; H16; LP).
- C.71 - Même site de la photo précédente, mais en plus fort grossissement. A gauche, l'argilane est exposé à la paroi de la fissure. Au centre, l'argilane reste à l'intérieur du fond matriciel sans être exposé.
- C.72 - Détail des séparations plasmiques vosépiques (profil P.17/55 cm; H16; LPA).
- C.73 - Fissures intermacroagrégats polyédriques. Remarquer la richesse en vides polyconcaves intraagrégat (profil P.17/55 cm; H16; LF).

- C.74 - Même site de la photo NB.28, mais en plus fort grossissement. Détail des microagrégats ovoïdes et mamelonnés dans l'agrotubule (profil P.5/185 cm; Transition H11-Altérite de basalte; LP).
- C.75 - LPA de photo précédente. Détail des cristalarias de calcédoine (quartz cryptocristalin fibreux) sous forme de pont entre les microagrégats de l'agrotubule.
- C.76 - Détail des argilanes aux bords des cavités polyconcaves intaagrégat enau-porphyrique (profil P3/90 cm; H18; LP). Voir en LR (ph.C.77) la sous-structure microagrégée marquée par l'hétérogénéité en couleur.
- C.77 - Même site la photo précédente. Détail de la sous-structure microagrégée marquée par l'hétérogénéité en couleur. Les plages ovoïdes de couleurs différentes correspondent à des microagrégats ovoïdes colmatés lors de la compaction.
- C.78 - Rélique d'un isotubule. Actuellement il se trouve transformé en microagrégats polyédriques (profil P.7/170 cm; H6; LF).
- C.79 - Détail d'un micronodule lithorélictuel de basalte ayant une forme externe ovoïde, dispersé dans le fond matriciel microagrégé (profil P.3/140 cm; H6; LF).
- C.80 - Séparations plasmiques concentriques au sein d'un microagrégat. Ce microagrégat est à l'intérieur d'un pédotubule (profil P7/160 cm; H6; LPA).
- C.81 - Microagrégat ovoïde, de 800 μm de diamètre, présentant un squelette quartzeux à granulométrie exclusivement très fine, les grains sont inférieurs à 100 μm . Le squelette du fond matriciel environant présente une granulométrie très varié. La distribution granulométrique du microagrégat ovoïde résulte d'un tri animal (profil P.7/170 cm; H6; LF).
- C.82 - Macroagrégat ovoïde (3 mm) à squelette quartzeux trié. L'origine est biologique (fourmis ou termites) (profil P.7/170 cm; H6; LF).
- C.83 - Macroagrégat polyédrique à sous-structure microagrégée ovoïde marquée par l'hétérogénéité en couleur. Détail d'un microagrégat ovoïde brun sombre (au centre) englobé par différents types de plasma. La flèche indique la position d'un argilane (profil P.3/90 cm; H18; LR).
- C.84 - Même site de la photo précédente. Détail de la structure et de la porosité. La sous-structure est microagrégée ovoïde, la porosité est composée de cavités polyconcaves. Le microagrégat brun sombre ovoïde (450 μm) présente le squelette quartzeux trié.

LISTE DES PHOTOS EN NOIR ET BLANC

- NB.1 - Termitière endogée située dans l'interfluve aplati (profil FT.3).
- NB.2 - Même site de la photo C.23, mais en LF et en plus faible grossissement. Isotubule rouge jaunâtre (profil FT.3A/5 cm; H3; LF).
- NB.3 - Même site de la photo C.24. On n'est pas capable de faire la distinction entre les microagrégats des agrotubules et les microagrégats présents dans le fond matriciel environnant.
- NB.4 - Détail de la structure microagrégée à l'intérieur des agrotubules bruns (voir ce même site en lumière réfléchie dans la photo C.25) en comparaison avec la structure microagrégée du fond matriciel environnant. On est pas capable de faire la distinction. En outre, on peut voir le recoupement de l'isotubule rouge jaunâtre par un agrotubule à microagrégats bruns (au centre). Légende: AgBr = Agrotubule brun; IsBr = Isotubule brun; IsRj = Isotubule rouge jaunâtre; En cercle noir = Agrégats ovoïdes bruns millimétriques; IsBrs = Isotubule brun sombre.
- NB.5 - Même site de la photo C.15. La structure interne de l'isotubule rouge jaunâtre est de type porphyrique, riche en cavités polyconcaves simples ($< 30 \mu\text{m}$) et mamelonnées ($< 100 \mu\text{m}$). Ce qui indique que l'isotubule résulte d'une compaction mécanique des microagrégats, exercés, dans ce cas, par les fourmis *Atta*.
- NB.6 - Agrotubule ayant 6 cm de diamètre (profil P.7/80 cm; H7; LF).
- NB.7 - Détail de la structure interne des macroagrégats ovoïdes présents dans l'horizon sombrique amont. Celui à droite est très dense. Celui à gauche est beaucoup plus poreux; les pores étant composés de vides polyconcaves; la sous-structure est microagrégée ovoïde. Les deux agrégats ovoïdes présentent en commun des coupoles externes; trait qui apparaît couramment dans ce type d'agrégat. L'agrégat ovoïde, à droite, présente encore, complètement isolé au sein du fond matriciel dense, des microagrégats ovoïdes rouge jaunâtre, mais ceci n'est visible que dans la photo C.29, en lumière réfléchie (profil P.7/52 cm; H8; LF).
- NB.8 - Domaines enau-porphyriques à sous-structure microagrégée ovoïde, riches en vides polyconcaves. Celui en bas de la photo, présente une forme externe sphérique et celui en haut, une forme ellipsoïdale (profil P.7/15 cm; H3; LF). Voir en LR (ph.C.30) la couleur homogène de ces domaines.
- NB.9 - Détail de la structure des horizons superficiels. Les agrégats bruns ovoïdes prédominent (profil P.7/4-9 cm; H10-H3; LF).
- NB.10 - Même site de la photo C.33. Détail de la forme externe et de la structure interne des domaines rouge jaunâtre. Ce sont des macroagrégats porphyriques ovoïdes. Les deux agrégats, à droite de la photo, présentent une sous-structure microagrégée ovoïde riche en vides polyconcaves, tandis que ceux à gauche, sont très denses. Remarquer que les coupoles externes correspondent à des microagrégats ovoïdes tassés de l'extérieur vers l'intérieur.
- NB.11 - Détail de la forte hétérogénéité en couleur et en structure des organisations présentes au sommet de l'horizon 3 (profil P.7/9 cm; LF).
- NB.12 - Détail de la structure interne d'un macroagrégat ovoïde brun. L'assemblage est de type porphyrique à sous-structure microagrégée ovoïde riche en vides polyconcaves (profil P.7/4 cm; H10; LF).

- NB.13 - Détail de la porosité d'une zone compactée au tour d'un chenal. La sous-structure est microagrégée ovoïde riche en vides polyconcaves. La morphologie de ces vides témoigne alors la présence de phénomènes de compaction mécanique (profil T.5/70 cm; H7; LF).
- NB.14 - Vue d'ensemble du fond matriciel microagrégée de l'horizon 12. Les zones beaucoup plus denses correspondent à des isotubules ou à des fragments d'isotubules, des agrégats ovoïdes ou encore des zones compactées au tour des chenaux et des pédotubules (profil P.3/210 cm; H12; LF).
- NB.15 - Même site de la photo C.47. Le charbon de bois est recoupé par des agrotubules, d'origine animale.
- NB.16 - Agrégat cylindrique présentant une série de coupoles internes (fissures courbes), parallèles et distribuées de manière répétitive, dans le sens longitudinale. Remarquer encore la présence en abondance de petites fissures (longueur < 400 μm) intraagrégat (profil P.3/5 cm; H19; LF).
- NB.17 - Vue d'ensemble de la structure de l'horizon grumeleux. Les agrégats cylindriques à coupoles internes sont largement dominant (profil P.3/0-10 cm; H19; LF).
- NB.18 - Même site de la photo C.8. Pédotubules très ramifiés et à section elliptique épaté. Ces pédotubules correspondent aux domaines bruns et brun sombre de la photo C.8. Ils recourent les domaines rouge jaunâtre (profil P.13/10-20 cm; H3-H14; LF).
- NB.19 - Macroagrégat polyédrique porphyrique (à gauche) juxtaposé à un domaine microagrégée, au sommet de l'horizon polyédrique (profil P.9/35 cm; H16; LF).
- NB.20 - Détail de la porosité interne d'un macroagrégat polyédrique enau-porphyrique. Quelques fissures et de très nombreuses cavités irrégulières. La sous-structure est microagrégée polyédrique (profil P.9/25 cm; H17-base; LF).
- NB.21 - Vue d'ensemble de la structure de l'horizon 17. Les macroagrégats porphyriques se trouvent noyés au sein du fond matriciel microagrégé. Les macroagrégats porphyriques sont principalement ovoïdes et cylindriques; leur origine est biologique (faune du sol) (profil P.9/10-20 cm; H17; LF).
- NB.22 - Vue d'ensemble de la structure de l'horizon 10 en mi-pente. Structure composée par la juxtaposition d'agrégats ovoïdes et cylindriques et de domaines très riches en sables blancs (profil P.9/0-10 cm; LF).
- NB.23 - Vue d'ensemble des macroagrégats ovoïdes de l'horizon 10 en mi-pente. Celui en bas et à gauche de la photo, se trouve partiellement recoupé par des petits agrotubules; celui en haut et à gauche, se trouve totalement transformé, en place, en microagrégats. La photo suivante montre le détail de ces agrotubules (profil P9/5 cm; LF).
- NB.24 - Même site de la photo précédente, mais avec un plus fort grossissement. Détail de la transformation en place des macroagrégats ovoïdes en microagrégats, par la faune du sol. Ces microagrégats ressemblent à des boulettes fécales.
- NB.25 - Vue d'ensemble de la structure microagrégée de l'horizon 11 en tiers inférieur de pente. Remarquer l'abondance des pédotubules (profil P.17/190 cm; LF).
- NB.26 - Vue d'ensemble du fond matriciel de l'horizon polyédrique. Remarquer la richesse en pores tubulaires et en pédotubules (profil P.17/55-65 cm; H16; LF).

- NB.27 - Vue d'ensemble des agrotubules qui recourent un fragment d'altérite de basalte (profil P.5/180 cm; Transition H11-Altérite de basalte; LF).
- NB.28 - Même site de la photo précédente, mais avec un plus fort grossissement. Détail d'un agrotubule qui recoupe l'altérite de basalte.
- NB.29 - Détail de la structure de l'horizon polyédrique dans l'extrémité aval. Macroagrégat porphyrique à enau-porphyrique, riche en vides polyconcaves et à sous-structure microagrégée ovoïde. Cet agrégat ne présente pas d'argilanes, son plasma est isotique, les séparations plasmiques sont absentes.