

UNIVERSITE DE CAEN
SCIENCES DE LA TERRE - SLSCH

UNIVERSITE DE SAO PAULO
DEPTO DE GEOGRAFIA - FFLCH

INRA - ENSA LABORATOIRE DE SCIENCE DU SOL - RENNES

CNRS - CENTRE DE GEOMORPHOLOGIE URA 1694- CAEN

THESE

présentée par

Sonia FURIAN

pour obtenir le titre de Docteur de l'Université de Caen
Mention : Sciences de la terre

**MORPHOGENESE / PEDOGENESE EN MILIEU TROPICAL HUMIDE
DE LA SERRA DO MAR, BRESIL:**

**CONTRIBUTION DE L'ALTERATION ET DE LA PEDOGENESE
A UNE DYNAMIQUE ACTUELLE DE GLISSEMENT**

travail réalisé avec l'appui de la
CAPES - BRESIL
coordenação e aperfeiçoamento de pessoal do ensino superior
accord **CAPES / COFECUB**

Thèse soutenue le 8 novembre 1994, devant le jury composé de :

J. P. Lautridou	Président
J. M. Wackermann	Rapporteur
J. P. de Queiroz Neto	Rapporteur
J. L. Lagarde	Examineur
H. J. Mûcher	Examineur
P. Curmi	Examineur

Morphogénèse/pédogénèse en milieu humide de la Serra do Mar, Brésil : contribution de l'altération à une dynamique active de glissement

Résumé

Au Sud-Est du Brésil, les versants de la Serra do Mar, en bordure du plateau atlantique, sont fréquemment sujets à des glissements de terrain.

Une étude en continu de l'organisation de la couverture pédologique, du macroscopique à l'ultra-microscopique, a été menée dans un bassin-versant d'environ 3 hectares. Le site se caractérise par des altérites gibbsitiques et le développement latéral et remontant de langues kaoliniques.

Cette étude permet de distinguer les matériaux en place issus de l'altération du socle cristallin des matériaux colluvionnés. Les caractéristiques physico-hydriques des principaux horizons permettent de souligner que, lors des fortes pluies, la circulation latérale de l'eau peut provoquer une surcharge importante à l'aval des versants capable d'engendrer des glissements de terrain.

Un modèle d'évolution des versants a été proposé, faisant intervenir les glissements de terrain et la pédogénèse. Des critères de risques ont été définis pour l'aménagement.

Morphogenesis and pedogenesis in humid tropical zone (Serra do Mar, Brazil) : influence of the weathering processes on the dynamics of the landslides.

Abstract

In south-eastern Brazil, the slopes of the "Serra do Mar", at the edge of the Atlantic Plateau, are frequently subjected to mass movements.

A continuous study of the distribution of soil over, from macro- to ultra-microscale was carried out in a small catchment of the area 3 (ha). The main features of the study site are gibbsitic regolith and the lateral and upwards development of kaolinite tongues.

This study discriminates the slope deposit material from the material derived from in situ weathering of the crystalline bedrock. The physical properties of the main horizons suggest that, during heavy rainfall, lateral water flow can cause an important overload downslope which may well generate mass movements.

A model of slope evolution is proposed taking into account both pedogenesis and mass movements. Risk criteria for land management are defined following this analysis.

dédicatoire :

ao Brasil, mais precisamente aos poetas brasileiros, que têm dado-me as boas vindas e têm me chamado para conhecer a vida e que têm me ensinado que a vida é gostosa :

*" tem o sol e tem a lua
tem o mêdo e tem a rosa
tem a noite e tem o dia
a poesia e tem a prosa
Eu digo que ela é gostosa :
tem a morte e tem o amor"*

...Que o mundo possa ser como aquele iolorixa que lê e segue inteiro...

...porque a queda é uma conquista..." (Caetano Veloso)

e aos camponêses sem terra, mas com TERRA, dos interiores profundos do Brasil, que têm me ensinado que "nada como um dia atraz do outro e uma noite no meio..." (Um Cabra Marcado para Morrer)

à França, mais precisamente, aos filósofos franceses, que têm me ensinado das amplitudes e dos limites do cartesianismo e do método, da fragilidade da rima fácil : "j'aime mieux tes lèvres que mes livres" (Prévert) e aos poetas franceses que têm me ensinado do valor da medida "les copains d'abord" simplesmente porque "le temps ne fait rien à l'affaire : quand on est con, on est con..." (Brassens).

aos meus pais que me deram a vida.

e às Stelinhas e aos Youris : les rêves de vie ou bien la vie des rêves!

REMERCIEMENTS

Une thèse n'est pas un travail strictement intellectuel, mais l'aboutissement d'un cheminement personnel et d'un travail collectif. Nous attendons que l'eau de ce puits soit potable et que l'on puisse la boire tranquillement et joyeusement. Que jouent donc tous les enfants, pour la grâce et la gloire de ce monde...

Ce travail résulte tout d'abord d'une série de conditions administratives et logistiques :

La CAPES, accord CAPES/COFECUB sous la coordination d'*Alain Ruellan* et de *José Pereira de Queiroz Neto*, Projet Pédologie, m'a fourni la bourse de doctorat pour réaliser ce travail en France. C'est grâce à cet accord que j'ai découvert, vers 1983, l'analyse structurale de la couverture pédologique et le groupe de travail qui mène, au Brésil et en France, cette étude fine du sol. A partir de cette période et au sein de ce groupe, quelques chercheurs et professeurs auront un poids important sur ma formation.

Le Département de Géographie de L'Université de São Paulo m'a accordé un congé de quatre ans.

J.P. Lautridou m'a acceptée comme élève de doctorat à l'Université de Caen et *M. A. B. Delmas* dans le Laboratoire de Science du Sol de l'INRA de Rennes sous la responsabilité scientifique de *Pierre Curmi*.

Le Laboratoire de Science du Sol de L'INRA-Rennes, le Centre de Géomorphologie du CNRS de Caen, le Laboratoire de Pédologie du Centre ORSTOM de Cayenne et l'Institut Forestier de l'Etat de Sao Paulo m'ont donné les moyens logistiques et analytiques pour réaliser ce travail.

Il est évident que le présent travail n'aurait pas été non plus possible sans la collaboration et le soutien des amis et professionnels brésiliens et français qui ont vécu avec moi ce bout de chemin. Je tiens à les remercier du fond du coeur.

"*Meu Grande Mestre Querido*" (Prof. Dr. *José Pereira de Queiroz Neto*) a semé les "graines" des rapports morphogenèse/pédogenèse quand j'étais son élève à l'Université de Sao Paulo. J'espère que le petit arbre qui pousse lui plaît particulièrement. *Joël Pellerin* m'a fait confiance et m'a beaucoup aidé toutes ces années. *René Boulet* m'a montré l'importance et les limites de la passion pour la pédologie. Il est difficile d'estimer ce que chacune de ces personnes a apporté tout au long de ce travail. Je les remercie particulièrement.

Selma de Castro et *Rosely Pacheco* ont donné la "*retaguarda*" au Brésil qui m'a permis de réaliser ce travail en France. Ces deux personnes ont comblé mon absence au sein du Département de Géographie de L'Université de São Paulo et ont été toujours présentes.

Juracy et *Cleusa* ont soigneusement préparé le "*arroz-com-feijao e as mandiocas fritas*", sans lesquels les travaux de terrain n'auraient pas été possibles. *René Boulet* a soigneusement préparé les "*caipirinhas do Mestre Frances*", sans lesquelles les travaux de terrain n'auraient pas été aussi agréables.

Dr. *Walter Emmerich*, Dr. *Valdir de Cicco*, *Francisco Arcova*, *Rui Pfeifer*, *Elvira Domingues*... de l'Institut Forestier de Sao Paulo et ceux du Parc Forestier de la *Serra do Mar*-*Noyau Cunha* : *Juracy*, *Cleusa*, *Tunan*, "*Seu*" *Dito Cravo*, "*Seu*" *Geraldo*, "*Seu*" *Nelson* qui m'ont toujours soutenu. Ces derniers m'ont accompagné sur le terrain pour ouvrir les "*picadas*" et les fosses dans la forêt. Ils m'ont beaucoup appris sur la forêt Atlantique : les plantes médicinales, les serpents, le respect. Ils sont venus avec leurs chansons "*caipiras*" et leurs familles. Ces gens là ont donné un sens profond à ce travail.

M. *Cheverry* a survécu à mon caractère têtu. Je l'admire pour sa capacité de synthèse. Il m'a aidé à formuler le premier plan de ce travail et le dernier plan, pour sa soutenance.

Je remercie particulièrement M. *Delvigne* pour l'aide professionnelle et humaine qu'il m'a donnée. Il m'a initiée dans le domaine de l'altération et de la micromorphologie.

Michel Grimaldi, *Max Sarrazin* et *Vincent Hallaire* ont suivi la partie de physique du sol. Ils m'ont montré les limites et l'intérêt de ces méthodes.

Roger Delaye, *François Garnier* et *Yannick Benard* ont confectionné les lames minces utilisées dans ce travail.

Mme *Van Wliet Lanoe*, M. *Wackermann*, M. *Chauvel*, M. *Dubroëucq*, M. *Mücher* et M. *Stoops* ont accepté de regarder les lames minces et de discuter les problèmes de micromorphologie.

Janine Berrier m'a guidé sous le MEB.

Michèle-Noël Le Coustumer (Centre de géomorphologie du CNRS de Caen) et *Susanne Bouillé* (fac. de Géologie - Univ. de Rennes I) ont fourni les données de Rayons X.

Les analyses chimiques et les analyses granulométriques ont été respectivement faites par M. *Jacques Quillard* et par Mme *Michèle Levant* (Centre de Géomorphologie du CNRS de Caen). Je tiens à remercier chaleureusement tout le personnel du Centre de Géomorphologie du CNRS de Caen pour la manière accueillante avec laquelle ils m'ont toujours reçue.

Patrick Durand a osé regarder avec moi les résultats chimiques et lu, à plusieurs reprises, ma dissertation. *Patrick*, *Anna* et *Youri Pitchotka Durand* ont tenu, d'innombrables fois, le coup de mes névroses... La présence humaine et scientifique de cette jolie petite famille m'a aidé à tenir le coup.

Widiatmaka, l'indonésien antipathique (*vulgo* "mon petit chou adoré"), n'a jamais mesuré ses efforts pour m'aider.

Christine Lassausse m'a expliqué l'art de travailler les données et d'interpréter les graphiques de physique du sol, notamment ceux de porosimétrie à mercure et de rétention de l'eau.

Annie Soulier a contribué beaucoup à différents stades de ce travail et a discuté avec moi les noeuds de celui-ci.

Joël Pellerin, *Patricia Bruneau*, *Sylvie* et *Stephan Cros*, *Patrick Durand*, *Odile Quidu*, *Laurent Barbiero* ont osé faire les premières corrections de mes écritures... Pauvres, je me demande comment ils ont survécu!

Vincent Houben, être absolument rationnel, a osé de discuter avec moi, être absolument irrationnel, quelques hypothèses de ce travail.

Je tiens à remercier tout spécialement "*ma petite poupée chérie*", Mme Simon, pour sa présence et pour ses rayons de soleil, chaque matin, chaque jour. Elle a donné un sens profond à mon séjour en France. Les lames pour les Rayons X et l'apprentissage des mesures de densité apparente sur le terrain ont été son travail.

Je tiens à remercier chaleureusement tout le personnel du Laboratoire de Science du Sol de l'INRA-Rennes : M. *Delmas*, *Philippe Merot*, *Chantal Gascuel*, *Vincent Hallaire*, *Pierre Curmi*, *Pierre Aurrousseau*, *Paul Robin*, *Dominique Courault*, *Christian Walter*, *Riviera*, *Souloumniac*, *Fabienne Trolard*, *Guilhem Bourrier*, *Patrick Durand*, *Anna Pitchotka*, *Catherine* et *Michel Grimaldi* (les nouveaux arrivants), *Albertine Simon*, *Joseph Bedier*, *Jean Claude Ferren*, *Janine Berrier*, *Janine Le Guevel*, *Michèle Anders*, *Odile Quidu*, *Annick Régeard*, *Laurence Carteaux*, *Hervé Squividan*, *François Garnier*, *Gilles Dutin*, *Yannick Benard*, *Brigitte Remy*, *Elizabeth Fremont*...

Je n'oublie pas non plus : *Anne Desgree*, *Christian Sterner*, *Adèle*, *Fanny* et *Martin Gascuel*, *Marcelo*, *Marie Laure*, *Lucie* et *Sylvie Curmi*, *Jacqueline*, *Pascale Thibaud*, *Marie Louise* et *Alain Barbiero*, *Pierre Pellerin*, *René Simon*, *Oscar Courault*, *Joao Medeiros* (gaucho bem brasileiro), *Fernando Casal Ciampi*, *Marina Gilii*, *Sueli*, *Nando*, *Diva* et *Thiago Gomes*, *Janice* et *Dito Povia*, mes parents...

J'ai eu la chance de vivre au Laboratoire de Science du Sol de Rennes au moment où plusieurs étudiants réalisaient leurs travaux : *Widiatmaka*, *Patricia Bruneau*, *Christine Lassausse*, *Veronique Maître*, *Hassan Hamdi*, *Annie Soulier*, *Vincent Houben*, *Nathalie Boucher*, *Chaouki*, *Hammouch Zoughari*, *Mahfoud Rouabeh*, *Sylvie Cayot*, *Laurent Barbiero*, *Jean Bidois*, *Jose Torres*, *Florin* (vulgo "*Marcello*"), *Johana*, *Anne Jaffrezic*, *Gwendal*, *Giselle Hadlich*, *Alain Crave*, *Luis Rodriguez*, *Claire Morisson*, *Mathurin Zida* et d'autres. La vie en thèse est rose en leur compagnie.

Finalement, je voudrais remercier spécialement *Laurent Barbiéro* : **si ce travail a acquis une "allure" de thèse c'est à lui que je le dois**. Il a osé reprendre tout le brouillon brut de cette thèse et, avec sa compétence scientifique, son intérêt et sa patience, il a su en faire un produit final présentable!. Son aide est inestimable. Avec lui j'ai appris à quoi sert la discipline!

Si ce bout de chemin peut apporter à toutes ces personnes ce qu'il m'a apporté, un apprentissage profond du respect, de la démocratie, alors ce travail a atteint son plus grand objectif et je peux dire qu'il n'était pas "*en vão*" : ***SIC TRANSIT GLORIA MUNDI....***

SOMMAIRE

- INTRODUCTION

PREMIERE PARTIE : CADRE GEOGRAPHIQUE

I - contexte de la recherche

A - délimitation du sujet d'étude

- 1 - les glissements de terrain et les études géomorphologiques d'évolution de versant.
- 2 - le sol en tant que milieu poreux.
- 3 - la dynamique de l'eau dans le sol et les glissements de terrain dans le SE brésilien.

B - objectifs et hypothèses de travail

II - milieu naturel

A - zone d'étude

B - géologie et relief

- 1 - géologie.
- 2 - relief.

C - climat et hydrologie

- 1 - climat.
- 2 - hydrologie du bassin versant.

D - sols et végétation

- 1 - sols.
- 2 - végétation.

E - conclusion

SECONDE PARTIE : ORGANISATION BIDIMENSIONNELLE DE LA COUVERTURE PEDOLOGIQUE

I - étude de la toposéquence T2

A - localisation

B - organisation de la couverture pédologique

- 1 - inventaire et répartition des horizons.
- 2 - succession verticale des horizons.
- 3 - distribution latérale des horizons.

C - conclusion

II - étude microscopique

A - ensemble inférieur : les altérites

- 1 - altérite sableuse rouge violacée.
- 2 - altérite argilo-limoneuse violacée.
- 3 - microanalyses effectuées sur l'altérite sableuse rouge violacée.
- 4 - observations de la gibbsite au MEB.
- 5 - conclusion concernant l'altérite sableuse rouge violacée et l'altérite limono-argileuse violacée.

B - ensemble médian

- 1 - analyse microscopique.
- 2 - conclusion sur l'ensemble médian.

C - ensemble supérieur

- 1 - analyse microscopique.
- 2 - interprétation et conclusion concernant l'ensemble supérieur.

D - conclusion**III - apports de l'étude des organisations****IV - étude des constituants****A - répartition de la fraction granulométrique sur la séquence T2**

- 1 - matériel et méthode.
- 2 - résultats et discussion.
- 3 - conclusion.

B - analyse par diffraction des RAYONS X

- 1 - matériel et méthode.
- 2 - résultats et discussion.
- 3 - conclusion.

C - analyses chimiques du complexe d'altération

- 1 - choix de la méthode.
- 2 - matériel et méthode.
- 3 - résultats et discussion.
- 4 - conclusion.

TROISIEME PARTIE : ORGANISATION, POROSITE, PROPRIETES PHYSIQUES**I: étude de l'espace poral****A - densimétrie**

- 1 - résultats et discussion.
- 2 - conclusion.

B - porosimétrie au mercure

- 1 - les modes de présentation des résultats.
- 2 - résultats et discussion.

3 - conclusion.

C - analyse d'images

1 - méthode.

2- résultats : analyse morphologique des pores.

3 - interprétation et conclusion.

II - propriétés de rétention de l'eau et de retrait

A - matériel et méthode

B - résultats et discussion

1 - l'indice de vide de motte (em) et retrait.

2 - la courbe de rétention de l'eau de chaque horizon.

C - conclusion

III. porosité, organisation et circulation de l'eau sur la séquence

A - classement des horizons

B - circulations possibles au sein de la couverture

C - comparaison avec les observations de terrain

**QUATRIEME PARTIE : ORGANISATION, FONCTIONNEMENT HYDRIQUE ET
PROCESSUS ACTUELS DE VERSANTS**

I - l'organisation de la couverture pédologique au sein du sous-bassin élémentaire

A- localisation et caractéristiques macromorphologiques des séquences

1 - la ligne de crête : séquence T1.

2 - séquence T5.

3 - séquence T3.

B- la couverture pédologique du sous-bassin

1 - système amont et système aval.

2 - caractéristiques des langues de l'altérite argilo-limoneuse violacée.

3 - une éventuelle "couche savon".

4 - la dissolution de gibbsite et la formation de kaolinite.

C - ébauche tridimensionnelle

1 - système amont/aval.

2 - les altérites argilo-limoneuses violacées.

II - interactions pédogénèse/morphogénèse : tentative d'interprétation

A - genèse de la toposéquence T2

B - rôle de l'eau dans les mouvements de masse

C - établissement de critères et de carte du risque de mouvements de masse

1 - nature des altérites.

2 - les langues argilo-limoneuses.

D - conclusion**CONCLUSION GENERALE****BIBLIOGRAPHIE****ANNEXES****LISTE DE FIGURES**

INTRODUCTION

Ce travail a bénéficié de l'implantation d'une station de recherches du "**PARC D'ETAT FORESTIER DE LA SERRA DO MAR**". Le Parc, d'une surface de 315.400 ha, dépasse les frontières municipales et s'étend du Nord au Sud de l'Etat de *São Paulo*, tout le long du littoral. Il est géré par l'**INSTITUTO FLORESTAL DE SAO PAULO** (Secrétariat de l'Environnement de l'Etat) qui y mène plusieurs programmes de recherches. Le **SECTEUR DE CUNHA** du parc dispose d'un Laboratoire d'Hydrologie Forestière où sont développées depuis 1979 des recherches sur les relations "eau-sol-relief-forêt".

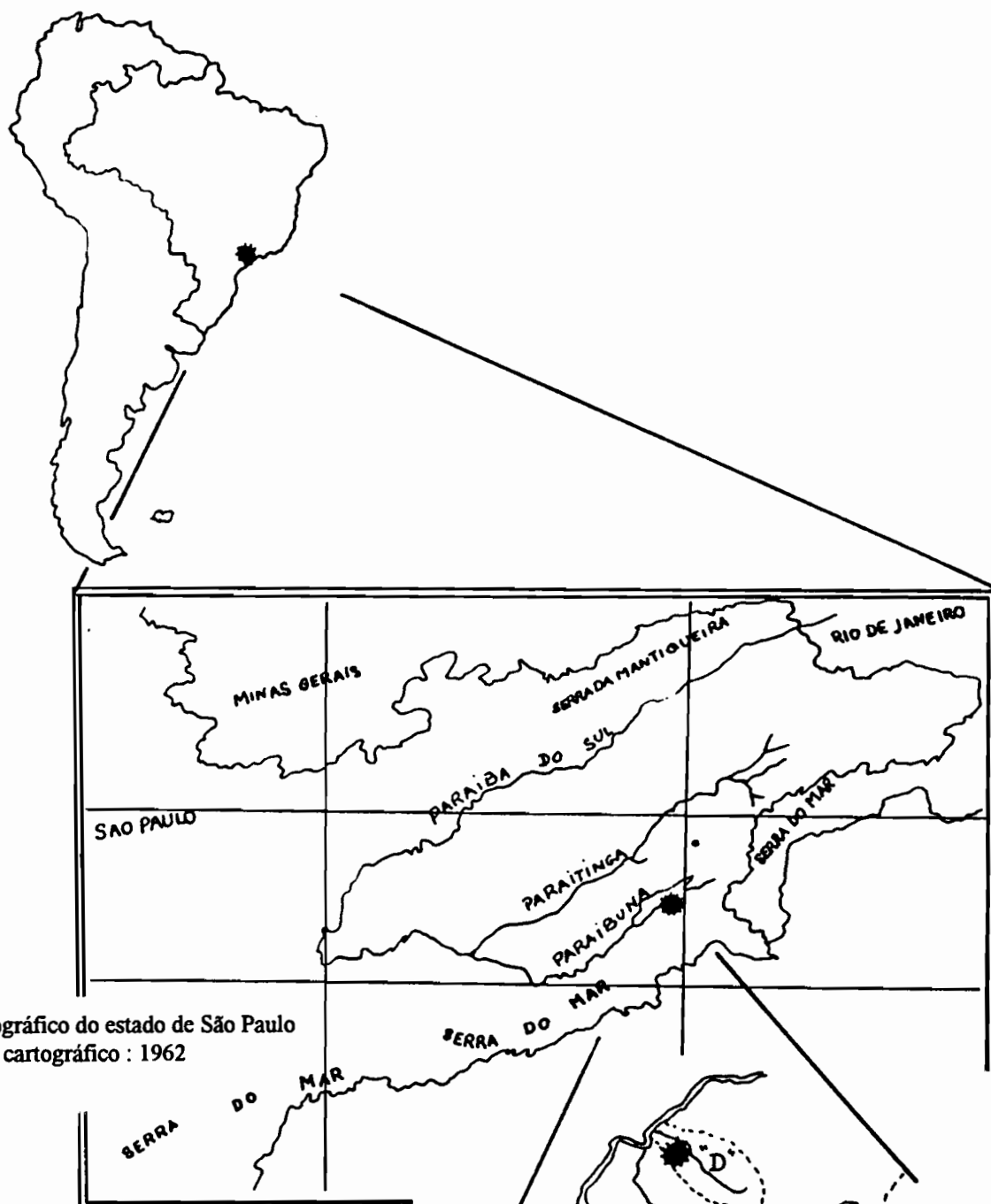
Le travail fait suite à une recherche réalisée dans le cadre d'une thèse de "mestrade" à l'Université de *São Paulo*, qui traitait de l'écoulement superficiel pluvial sur des parcelles expérimentales (FURIAN, 1987). Il correspond à la fois à une continuation et à un approfondissement de la première étude commencée en 1983 dans le bassin "D" (*do Ribeirão do Barracão*), du Secteur de *Cunha* (figure n° 1c).

Il est une continuation de ma dissertation de "mestrade", car il est orienté par les hypothèses de travail émises dans sa conclusion. Il en est un approfondissement car cette première étude, axée sur l'écoulement superficiel pluvial, assortie cependant d'une exploration de l'organisation de la couverture pédologique, montre que le cheminement de l'eau dans le sol constitue une étape essentielle, mais pratiquement inconnue, du cycle hydrologique : le sol est souvent considéré comme une "boîte noire". Il est nécessaire de rappeler brièvement les résultats de cette étude.

Les travaux de terrain avaient été effectués pendant trois années hydrologiques, les deux premières ayant été utilisées pour la mise en place des dispositifs de mesure et la troisième pour les mesures proprement dites. Les trois parcelles mises en place étaient couvertes de graminées, chacune d'une surface de 18 m^2 et d'une pente de 20° . Après un an de mesures (avril 1985 à 1986) de l'écoulement pluvial, nous avons constaté qu'environ 99% de la pluie tombée durant cette période (887 mm) n'avait pratiquement pas produit de ruissellement mesurable (parcelle A [4,5 mm]; parcelle B [3,1 mm] et parcelle C [0 mm]), indépendamment de l'intensité et de la fréquence des pluies. Ce fait était lié d'abord aux problèmes techniques de la mise en place des dispositifs de mesure mais aussi à la couverture végétale et au sol. Nous avons ainsi été amenés à privilégier le rôle du sol, plus particulièrement de son organisation - structure, porosité - et de ses variations dans le versant, comme facteur fondamental pour la compréhension des processus morphodynamiques de versants liés à la circulation de l'eau.

Suite aux grandes averses de janvier 1985, parallèlement aux faibles indices de ruissellement obtenus, de nombreux glissements de terrain ont eu lieu dans la région. L'un d'entre eux a eu lieu dans le bassin "D", objet de notre étude. Ces faits nous ont montré l'importance d'étudier l'eau dans le sol au lieu de quantifier l'eau à la surface du sol.

1a



1b

D'après le plan "cartográfico do estado de São Paulo
Instituto geográfico e cartográfico : 1962

● Surface d'étude

1c

D'après FURIAN et PFEIFER, 1986

NM NG

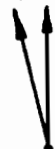


figure n° 1 : Localisation du site d'étude

0 1 2
km

Nous avons alors supposé l'existence d'une couverture pédologique facilitant l'infiltration de l'eau, et la présence d'horizons qui fonctionneraient comme des "couches-savons" en fonction de leur teneur en eau.

L'objectif d'une nouvelle recherche est de comprendre, à plusieurs échelles, la morphologie des matériaux de versants et d'essayer d'établir les rapports structure-porosité-fonctionnement hydrique de ces couvertures meubles.

Ce travail est structuré en quatre parties.

Dans la **première partie**, nous allons présenter le contexte général de cette étude.

La **seconde partie** a pour objectif l'étude de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique sur un versant du bassin "D". Cette partie est constituée de trois points :

- l'étude macroscopique de la toposéquence T2, la distribution verticale et latérale des horizons ;
- l'étude microscopique de l'ensemble des horizons identifiés sur le terrain et des transitions entre un ensemble et l'autre ;
- l'étude des constituants élémentaires à l'aide de la granulométrie, de la diffraction des rayons X et des analyses chimiques traditionnelles.

La **troisième partie** a été consacrée à l'étude de la relation "Organisation des matériaux (structure + porosité) / Propriétés physiques (rétention de l'eau)" de quelques horizons clefs. Cette partie développe deux points complémentaires :

- l'étude de l'espace poral des principaux horizons par densimétrie (porosité totale), porosimétrie au mercure (microporosité) et analyse d'images (macroporosité) ;
- l'étude des propriétés de rétention de l'eau des principaux horizons.

La **quatrième** et dernière **partie** correspond à une tentative d'interprétation, à partir de nos observations sur la couverture meuble, de l'interaction pédogenèse/morphogenèse, c'est-à-dire, les rapports "organisation de la couverture/fonctionnement hydrique du versant/mouvements de masse".

Ce travail s'insère dans le cadre d'une 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'État de São Paulo, les quatre régions physiographiques se trouvent ainsi représentées par différents pôles de recherche : le plateau cristallin atlantique (notre travail); la dépression périphérique (BOULET *et al.*, 1989); le revers des "cuestas basaltiques" (KERTZMAN, 1989; MIKLOS, 1992) et le plateau occidental (QUEIROZ NETO, 1981; PELLERIN *et al.*, 1984; FERNANDES BARROS, 1985; CASTRO, 1990; NICOLA, 1994).

PREMIERE PARTIE

CADRE GEOGRAPHIQUE

L'objet de cette première partie est une présentation du cadre général de cette recherche. Pour cela, deux points seront développés :

1°) - le contexte à partir duquel le travail a été élaboré : la délimitation du sujet d'étude, l'historique, les objectifs, les hypothèses de travail ;

2°) - la localisation géographique de la surface d'étude : le milieu naturel et ses implications vis à vis de la dynamique hydrique des versants.

I - CONTEXTE DE LA RECHERCHE

L'étude a été menée dans l'Etat de São Paulo à la limite de l'Etat de Rio de Janeiro, au Sud-Est du Brésil. Le sous-bassin (Bassin "D") qui va nous servir de référence appartient au bassin du Paraíba et se situe sur le revers immédiat de l'escarpement (900 à 1000 m) de la *Serra do Mar*, (figure n° 1b). Le climat est tropical humide et la surface est en partie couverte de forêt primaire. Dans cette région, les glissements de terrain sont fréquents, mais peu de recherches ont été jusque là consacrées à l'étude de la couverture meuble qui fait l'objet de ce travail.

En premier lieu, rappelons l'importance des glissements de terrain sur la façade atlantique, même si l'enregistrement de ces phénomènes dépend de leur importance et des moyens techniques utilisés pour les enregistrer. Seuls les glissements catastrophiques font l'objet d'un inventaire complet. De cet inventaire déjà ancien, nous extrairons quelques exemples: *Rio de Janeiro/RJ* en 1805; *Santos/SP* en 1928, 1956 (FELICISSIMO, 1967); *Cubatão/SP* en 1946; sur la *Via Anchieta/SP* en 1956, 1964, 1966; *Rio de Janeiro* en 1966, 1967; *Guaratuba/PR* en 1968; *Vila Albertina, Campos de Jordão/SP* en 1972 (GUIDICINI et NIEBLE., 1976); *Caraguatatuba/SP* en 1944, 1967; *Ubatuba/SP* en 1942, 1943, 1949 (CRUZ, 1974); *Tubarão/SC* en 1975 (GUIDICINI et IWASA, 1976); sur le secteur oriental de la *Serra do Mar* dans l'état du *Paraná* (BIGARELLA et MOUSINHO, 1965; BIGARELLA, 1978); sur la route *Rio-Santos* en 1974, 1975, 1976, 1981, 1982, 1984, 1985; *Rio de Janeiro* en 1988 (SOUZA SOBRINHO, 1988).

Les statistiques soulignent que la grande majorité de ces mouvements a eu lieu dans le complexe de la *Serra do Mar* notamment sur sa façade littorale. Néanmoins, on n'en connaît pas l'importance réelle: ils ne sont connus que dans les zones à forte densité de population. Ces phénomènes semblent avoir un caractère cyclique ; ils sont assez fréquents pendant l'été, entre les mois de janvier et mars (CRUZ, 1974; GUIDICINI et NIEBLE, 1976; GUIDICINI et IWASA, 1976; SOUZA SOBRINHO, 1988).

Selon ces auteurs, cette période coïncide avec la fin de la saison pluvieuse et succède à des précipitations exceptionnelles, également cycliques. GUIDICINI et IWASA (1976) ont mis en évidence l'occurrence systématique de glissements de terrain à partir de pluviosités supérieures à 250 mm/24h. Ces auteurs ont établi une bonne corrélation entre l'indice de pluviosité et les glissements de terrain. Ils ont observé que les pluies à forte intensité, dépassant 12% de la pluviosité moyenne annuelle, à des pas de temps compris entre 24 et 72 heures, sont capables de déclencher les glissements de terrain, indépendamment de l'importance antérieure des pluies. Celles-ci peuvent conduire le milieu à un point de saturation critique responsable de la déstabilisation des versants. Par exemple, à *Caraguatatuba* en 1967, CRUZ (1974) indique que les précipitations ont atteint 950 mm en un mois, avec 420 mm en moins de 24 heures. En janvier 1985 à *Cunha* (Parc Forestier de la *Serra do Mar*), les précipitations ont atteint 880 mm dont 403 mm entre le 24 et 25 janvier, avec des pointes de 42 mm par heure pendant 4 heures (Station Météorologique Secteur de *Cunha*,

Laboratoire d'Hydrologie Forestière). Ce jour là, il y a eu plusieurs glissements de terrain dans la région dont un dans le bassin "D" qui a affecté une surface de 4000 m² (photos n° 1 et 2).

En plus de la forte intensité des pluies, CRUZ (1974) souligne le rôle joué par les pentes. Les pentes supérieures à 40% sont propices au déclenchement de glissements de terrain, indépendamment de la présence de la couverture végétale et de l'occupation humaine. Les exemples montrés ci-dessus mettent en évidence l'importance des caractéristiques topographiques et des pluies exceptionnelles qui se produisent périodiquement dans cette région sur l'occurrence des glissements.

Les différentes approches pour aborder ce phénomène peuvent être regroupées en deux catégories. Les premières relèvent de la recherche scientifique et s'attachent à l'étude des processus d'évolution des versants. Les secondes ont un objectif appliqué qui regroupe la détermination des zones de risques et la mise au point de traitements préventifs ou curatifs. Il est bien évident que ces deux types d'approches ne sont pas indépendants. En effet, la compréhension des phénomènes est nécessaire à la conception des aménagements et à la prévision des risques. D'autre part, les expériences tirées des aménagements et la fiabilité de la prévision apportent des informations essentielles à la recherche, pour laquelle elles constituent en quelque sorte une expérimentation.

A - DELIMITATION DU SUJET D'ETUDE

La délimitation du sujet d'étude a été fondée sur les trois points suivants :

1 - les glissements de terrain et les études géomorphologiques d'évolution de versants

Les études de glissements de terrain correspondent à des approches géomorphologiques de processus actuels de versants. Depuis les années 1950 notamment, ces approches insistent sur les interactions matériaux-processus-formes (SCHUMM et LICHTY, 1965; DYLIK, 1968; KIRKBY, 1969; CHORLEY et KENNEDY, 1971; YOUNG, 1972; CHORLEY et HAGGETT, 1975; DERBYSHIRE *et al.*, 1979; DE PLOEY, 1981; 1985; CRUZ, 1982; 1985; STRAHLER, 1984). Ceci constitue non seulement un cadre général d'interprétation des formes de relief mais aussi les principales lignes méthodologiques de recherche à suivre (FURIAN, 1987). Dans ce contexte, les études de matériaux de versants et de leur organisation à plusieurs échelles de temps et d'espace apparaissent comme fondamentales.

En fonction de ces points, deux niveaux du sujet ont été délimités :

- (i) - d'une part, dans le cadre disciplinaire de la géomorphologie, cette recherche est située dans l'étude des processus exogènes actuels de versants et parmi ceux-ci, dans l'hydrodynamique des versants ;
- (ii) - d'autre part, dans le cadre des processus exogènes actuels de versants, cette recherche vise l'étude des matériaux du point de vue : de leur organisation (à plusieurs échelles), de leur distribution spatiale et de leurs propriétés physico-hydriques (rétention d'eau, retrait).

Notre recherche partira de la constatation de ces processus exogènes dans des versants du bassin "D". Elle sera centrée sur l'étude de l'organisation des matériaux, c'est à dire, de l'ensemble de la couverture pédologique et de la relation entre porosité, structure et fonctionnement hydrique à l'échelle des horizons d'une toposéquence de sol.

2 - le sol en tant que milieu poreux

Globalement, on peut dire que le sol est un système poreux, polyphasé, qui intègre différents niveaux d'organisation et que la dynamique de l'eau dans un versant est due à l'existence de ce système poreux. L'existence même de vides est une conséquence de la structure du sol, de la façon dont sont réalisés les assemblages élémentaires des particules (les microstructures), de leurs arrangements en agrégats, mottes ou éléments structuraux (les macrostructures). Il en résulte un ensemble complexe de propriétés : celles du grain élémentaire, celles des agrégats, celles d'un ensemble d'agrégats caractérisant un horizon, celles d'un ensemble d'horizons, soit tout le long d'un versant, soit au sein d'un bassin élémentaire.

La description de l'ensemble micro et macrostructure ramène à la description de la porosité du sol puisque les vides existent dans l'assemblage élémentaire lui-même et entre les éléments structuraux. La structure dans ce milieu poreux n'est pas immuable : elle peut évoluer au cours du temps en fonction des variations hydriques (saisonnières, exceptionnelles), de l'activité biologique, de l'utilisation du sol (tassement, compaction) et à plus long terme, sous l'effet de la pédogenèse et de l'altération, du départ et de l'accumulation de matière. Connaître les agencements entre la micro et la macrostructure tout le long du versant constitue une étape importante dans la compréhension et la détermination de la dynamique de l'eau dans le versant.

3 - la dynamique de l'eau dans le sol et les glissements de terrain dans le SE brésilien

Le sol présente des propriétés non seulement de rétention d'eau mais aussi de transferts d'eau. Ces propriétés de rétention et de transfert d'eau peuvent déterminer des variations de propriétés mécaniques du sol, pouvant provoquer des glissements de terrain (GRAS, 1988). L'augmentation momentanée de la pression de l'eau interstitielle à l'intérieur de couches présentant une perméabilité importante induit une dégradation de la résistance mécanique du sol. Quand, dans une masse de sol, la contrainte de cisaillement dépasse une certaine valeur critique, le sol cède et se rompt. La rupture ainsi produite peut entraîner un glissement de terrain (TERZAGHI et PECK, 1965; AVENARD, 1962; 1989/90). Dans certains cas, le poids de l'eau emmagasinée dans certains horizons peut provoquer un mouvement de masse (MOYERSONS, 1989/90)

Il existe une grande variété de mouvements de masse (forme, profondeur,...), depuis les glissements superficiels affectant la couverture meuble, jusqu'aux glissements profonds qui atteignent la roche (AVENARD, 1962; CRUZ, 1974; VILLAIN, 1981). Leur occurrence est liée à divers facteurs tels que la nature de la couverture meuble, le modelé, le climat et plus particulièrement le régime des pluies. Les plus importants marquent le paysage de façon brutale; les cicatrices des

glissements de *Caraguatatuba* en 1967 (CRUZ, 1974) sont encore visibles sur les versants où la forêt a du mal à se réinstaller. On peut noter de place en place l'existence de petits glissements limités en extension, lors des grands épisodes pluvieux. Il est nécessaire d'étudier la couverture meuble afin de savoir s'il est possible de vérifier l'impact de ces mouvements, d'ampleur variée, sur les sols et le relief de la *Serra do Mar*.

B - OBJECTIFS ET HYPOTHESES DE TRAVAIL

L'objectif général de cette recherche est la connaissance de l'organisation et des matériaux des versants situés dans une zone à risques de glissements de terrain. Cette zone est caractéristique de la région tropicale humide du Plateau Atlantique au Sud-Est du Brésil. Les objectifs sont :

i) - de mettre en évidence une éventuelle relation entre l'organisation des matériaux, leurs propriétés physico-hydriques et le déclenchement des phénomènes de glissements de terrain ;

ii) - de tester les démarches, de terrain et de laboratoire, employées en pédologie qui, en principe, devraient permettre :

- de déceler les matériaux à structure et porosité différenciées ;
- de déceler les matériaux à propriétés physico-hydriques particulières ;
- de séparer, dans un milieu où la pédogenèse semble réincorporer "rapidement" les formations déplacées, ce qui doit être attribué à une mise en place de matériaux allochtones par rapport à une différenciation *in situ* de ces matériaux (matériaux autochtones).

Il s'agit, en résumé, d'une étude des relations morphogenèse-pédogenèse fondée sur l'étude des matériaux de versants.

L'hypothèse de départ est que dans ces sols, une importante différenciation de la porosité pourrait favoriser, d'une manière différenciée, l'infiltration, la rétention et la circulation de l'eau dans le versant. Les glissements de terrain seraient une réponse des matériaux de versants à cette dynamique de l'eau.



Photo n° 1

**Glissement de terrain dans le bassin "D"
en Janvier 1985**

**(Laboratoire d'Hydrologie Forestière du
Parc d'état de la *Serra do Mar*
Secteur de Cunha - SP)**

Photo n° 2

**Glissement de terrain dans le bassin "D"
en Janvier 1985**

**(Laboratoire d'Hydrologie Forestière
du Parc d'état de la *Serra do Mar*
Secteur de Cunha - SP)**

Photo n° 3

**Station de jaugeage à la sortie du bassin "D"
en conditions normales d'écoulement
Ribeirão do Barracão**

**(Laboratoire d'Hydrologie Forestière du
Parc d'état de la *Serra do Mar*
Secteur de Cunha - SP)**

Photo n° 4

**Station de jaugeage après le glissement de terrain
de Janvier 1985**

**(Laboratoire d'Hydrologie Forestière
du Parc d'état de la *Serra do Mar*
Secteur de Cunha - SP)**

Photo n° 5

**Forêt primaire (Mata Atlantica)
au fond et à gauche de la photo**

Cascade sur le fleuve Paraibuna

**Pâturages et
végétation de roseaux
dans la plaine alluviale**

**Reboisement à
Araucarias**

II - MILIEU NATUREL

A - ZONE D'ETUDE

Le Secteur de *Cunha* s'étend entre 23°16'28" et 23°16'10" de Latitude Sud et 45°02'53" et 45°05'15" de Longitude Ouest, sur une surface totale de 2854 ha (*figure n° 1c*) du Parc Forestier d'État de la *Serra do Mar*. Il est situé en bordure du Plateau Atlantique dans un secteur au relief accidenté, à l'amont du bassin du *Paraíba*.

Le bassin du fleuve *Paraíba* se "dédouble" en deux gouttières parallèles: le fleuve *Paraíba* coule d'abord du N.E. vers le S.O. avant de faire un grand coude et de couler dans une direction inverse, du S.O vers le N.E.. Ce changement de direction est lié à un rift tertiaire qui recoupe le rebord Est du Plateau Cristallin Brésilien auquel appartient le bassin dans son ensemble. Il n'en est qu'une partie affaissée, le "graben". La *Serra do Mar* et la *Serra da Mantiqueira* sont en position de "horst" (*figure n° 2*).

Le *Paraíba* naît de la confluence entre deux rivières parallèles, le *Paraítinga* et le *Paraíbuna*. Dans ce cours supérieur qui se termine au moment du changement de direction, le fleuve coule entre le revers de la *Serra do Mar* et les montagnes de *Jambeiro* et *Quebra Cangalha* qui le séparent de son propre cours moyen. Le paysage est caractérisé par une "mar de morros" (littéralement, "mer de collines", AB'SABER, 1966), formée d'une suite ininterrompue de collines aux pentes convexes caractéristiques du relief en demi-orange, dont les altitudes atteignent 800-900 mètres. Dans la partie amont, près du revers de la *Serra do Mar*, le relief en demi-orange est moins différencié, passant à des collines en longues crêtes parallèles, à pentes raides, qui atteignent 2000 mètres d'altitude (*Serra da Bocaina*). Les rivières y coulent dans des vallées assez profondes aux méandres encaissés (ROCHEFORT, 1958) (*figure n° 2*).

La rivière *Paraíbuna* prend sa source à 1600 mètres d'altitude sur le revers de la *Serra do Mar* et coule parallèlement à celle-ci. Dans la partie amont du bassin, une zone est réservée à la conservation permanente des ressources naturelles et au reboisement : c'est le Secteur de *Cunha* du Parc Forestier d'Etat de la *Serra do Mar* où se situe le bassin "D".

B - GEOLOGIE ET RELIEF

1 - géologie

La *Serra do Mar* constitue la retombée sur l'Atlantique du Bourrelet de bordure du Bouclier Brésilien Oriental Archéen (*Figure n° 3*). Dans l'Etat de São Paulo, ce bouclier, dénommé "Bouclier Atlantique", présente dans sa région côtière la "Zone de Plissements SE", appelée le Complexe Côtier (HASUI *et al.*, 1981).

Selon ALMEIDA *et al.*, 1981; HASUI *et al.*, 1981 et FERNANDES (1991), les unités les plus anciennes, comme celle du Complexe Côtier où se situe le Secteur de *Cunha*, montrent à différentes

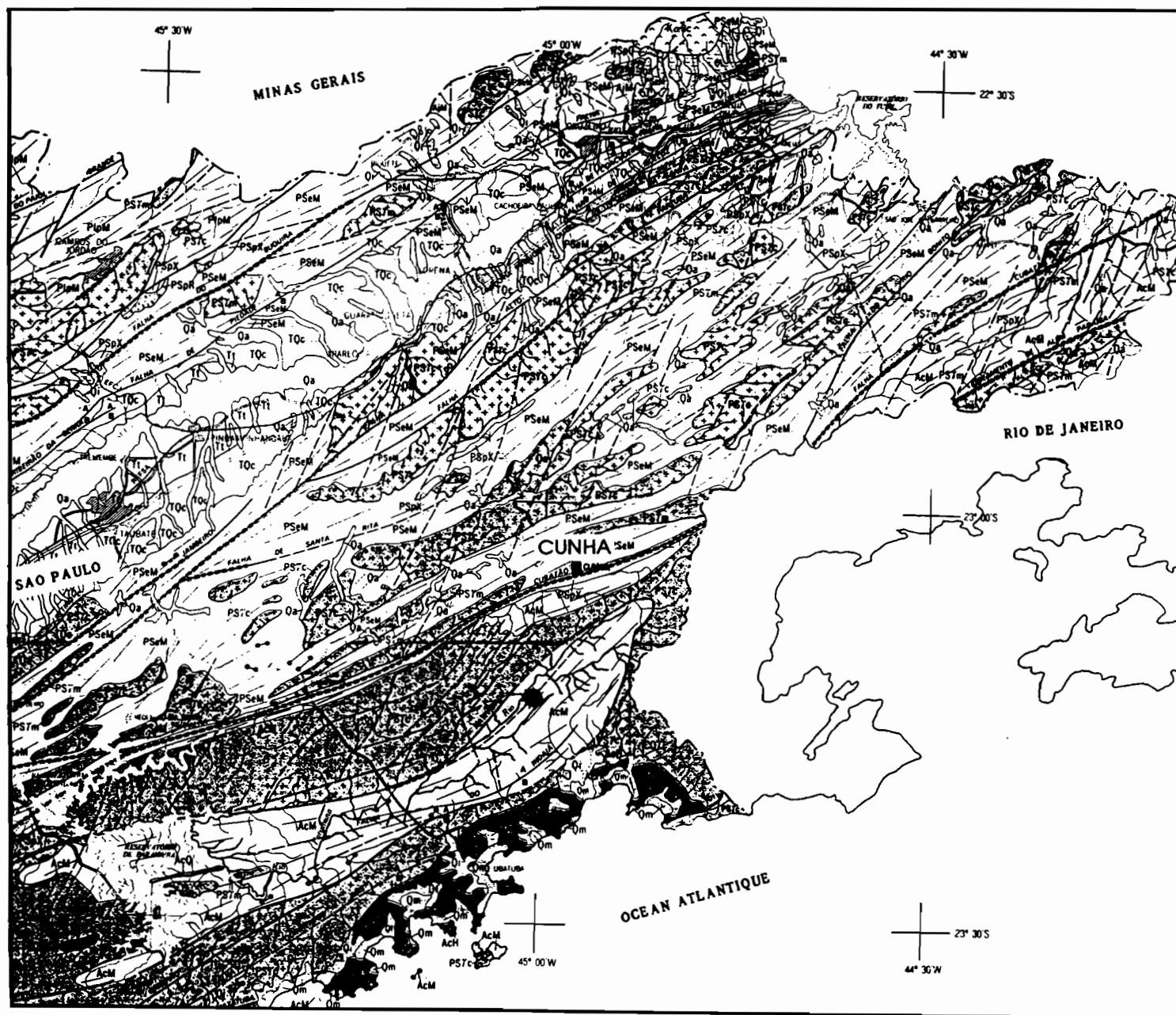


figure n 3 : Géologie régionale.

1/500 000

AcM = Complexe côtier - Précambrien
Migmatites d'âge Archéen

===== = faille transversale à zone épaisse de cataclase

——— = faille normale

- - - - = faille inférée

● Surface d'étude

D'après la carte géologique de l'état de São Paulo, Secretaria da indústria, comércio, ciência e tecnologia - IPT, 1981

échelles des plissements, des métamorphismes régionaux de contact et dynamothermique. L'ensemble se caractérise par une tectonique de fond d'évolution polycyclique, responsable des relations complexes entre les matériaux constitutifs des roches et les structures présentes (HASUI *et al.*, 1981). D'après CARNEIRO et PONÇANO (1981) et FERNANDES (1991), le Bouclier Atlantique est composé de roches cristallophylliennes. Il résulte d'une tectonique dont la chronostratigraphie, discontinue, s'étend de l'Archéen à l'Holocène. Dans la région côtière, des faciès plissés et métamorphisés élaborés au Protérozoïque Moyen et Supérieur s'intercalent avec des faciès plissés plus anciens. Ceci donne au bouclier une allure de blocs sectionnés par des failles.

A partir du Jurassique Supérieur, en relation avec l'ouverture de l'Atlantique, le Bouclier Atlantique a été soumis à de nouveaux mouvements tectoniques qui ont provoqué la formation restreinte de dépôts sédimentaires, constituant les bassins d'effondrement tertiaires de São Paulo et du *Paraíba*. Entre le Pliocène et le Quaternaire, le bouclier a été soumis à des mouvements d'épirogenèse, du type "block-faulting", tout comme la Cordillère des Andes à la même époque.

Le Secteur de *Cunha* se situe dans le Complexe Côtier (*figure n° 4*) et présente une très grande hétérogénéité pétrographique et structurale (FERNANDES, 1991). Les roches d'anatexie sont les plus répandues, principalement des migmatites polycycliques archéennes, intensément plissées et métamorphisées. Les migmatites à faciès schisteux, gneissiques et pegmatitiques sont aussi fréquentes. On note également la présence de mylonites, de micaschistes, d'orthogneiss intercalés avec des roches volcano-sédimentaires métamorphisées présentant des inclusions lenticulaires et des noyaux de roches granulitiques et de quartzites.

Les minéraux essentiels de ces migmatites, décrits par BRASIL (1983 a) et FERNANDES (1991), sont le quartz, les feldspaths (microcline, plagioclase) et les micas (biotite, muscovite). Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et la magnétite. Des minéraux accidentels (grenat, cordiérite, sillimanite, amphiboles, tourmaline) sont également présents. La couleur de la roche est gris clair à foncé. La texture est granoblastique avec des passages vers la texture lépidoblastique à lits foncés, alternant avec des lits clairs millimétriques à centimétriques. La granulation est variable, moyenne à fine, localement grossière.

PONÇANO *et al.* (1981), soulignent pour ces migmatites et gneiss, un comportement similaire à celui des roches schisteuses. Il en résulte une foliation et une schistosité qui sont, selon leur point de vue, responsables du caractère anisotrope des affleurements et des sols qui s'y développent. La schistosité apparaît dans les faciès fortement plissés. La foliation est remarquable, avec une direction dominante NW, mais aussi E-W et N-S, moins fréquentes.

Le Complexe Côtier présente des failles d'extension régionale. Entre ces failles, on observe la présence d'un réseau de fractures (*figure n° 5*). L'amont du bassin du *Paraíba*, où se situe le bassin "D", se développe entre deux systèmes de failles transversales, parallèles entre elles et de direction générale N-S : au Nord-Nord/Est, la faille de *Natividade* et au Sud-Sud/Est, la faille de *Indaia*.

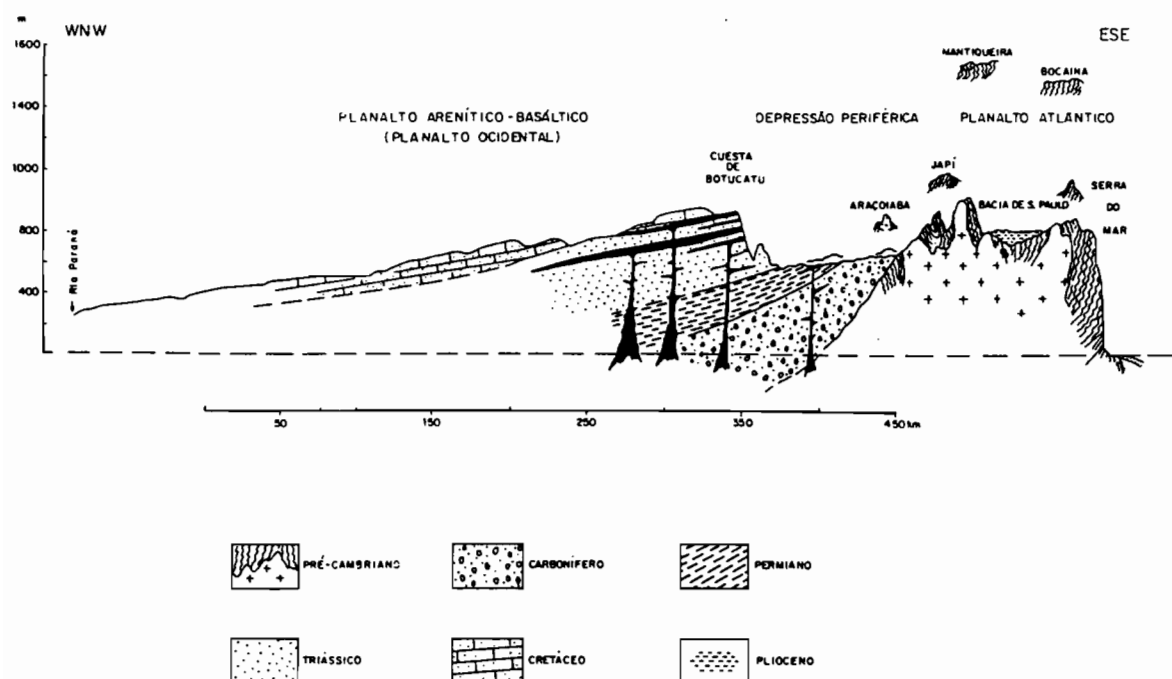


figure n° 4 : Coupe géologique schématique de l'état de São Paulo, d'après AB'SABER, 1956.

2 - relief

La compartimentation morphologique du Plateau Atlantique révèle ce cadre structural-lithologique. Il est caractérisé comme une région accidentée voire montagneuse, d'altitude atteignant 1600 mètres. Dans la compartimentation du Plateau Atlantique présentée, PONÇANO *et al.* (1981) reconnaissent le Plateau du *Paraïtinga* divisé en trois secteurs :

- (i) les collines du *Paraïtinga* ;
- (ii) les collines du *Paraibuna* ;
- (iii) la *Serra de Natividade-Quebra-Cangalha*.

Le bassin "D" du fleuve *Ribeirão do Barracão* se situe dans le secteur (i) des collines du *Paraibuna*. Les principales lignes de partage des eaux correspondent à la surface de "*Cristas Médias*" (Crêtes Moyennes) post-crétacée de 1100 à 1300 mètres, décrite par AB'SABER (1956, 1975). Ce secteur du plateau est limitée par deux systèmes de failles:

- à l'Ouest-Nord/Ouest, la faille de *Natividade* coïncide avec des montagnes alignées, à sommets allongés, du *Campo*, du *Alto Grande* et du *Alto do Diamante*, d'altitudes comprises entre 1300 à 1600 m à pentes fortes. Ces montagnes constituent les lignes de partage des eaux entre les bassins *Paraïtinga* et *Paraibuna* ;

- à l'Est-Sud/Est, les failles *do Indaiá* et *do Morro Alto*, coïncident avec les escarpements de la *Serra do Mar* dont les sommets arrondis sont nivelés par des collines plutôt convexo-concaves situées entre 1100 et 1260 mètres d'altitude. Celles-ci correspondent aux lignes de partage des eaux entre le bassin du *Paraibuna* et ceux qui coulent directement vers la mer ;

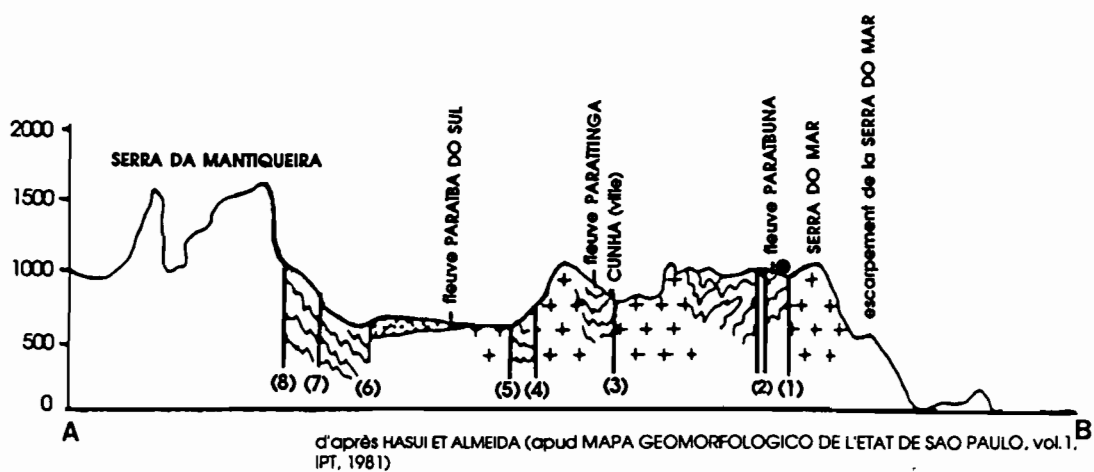
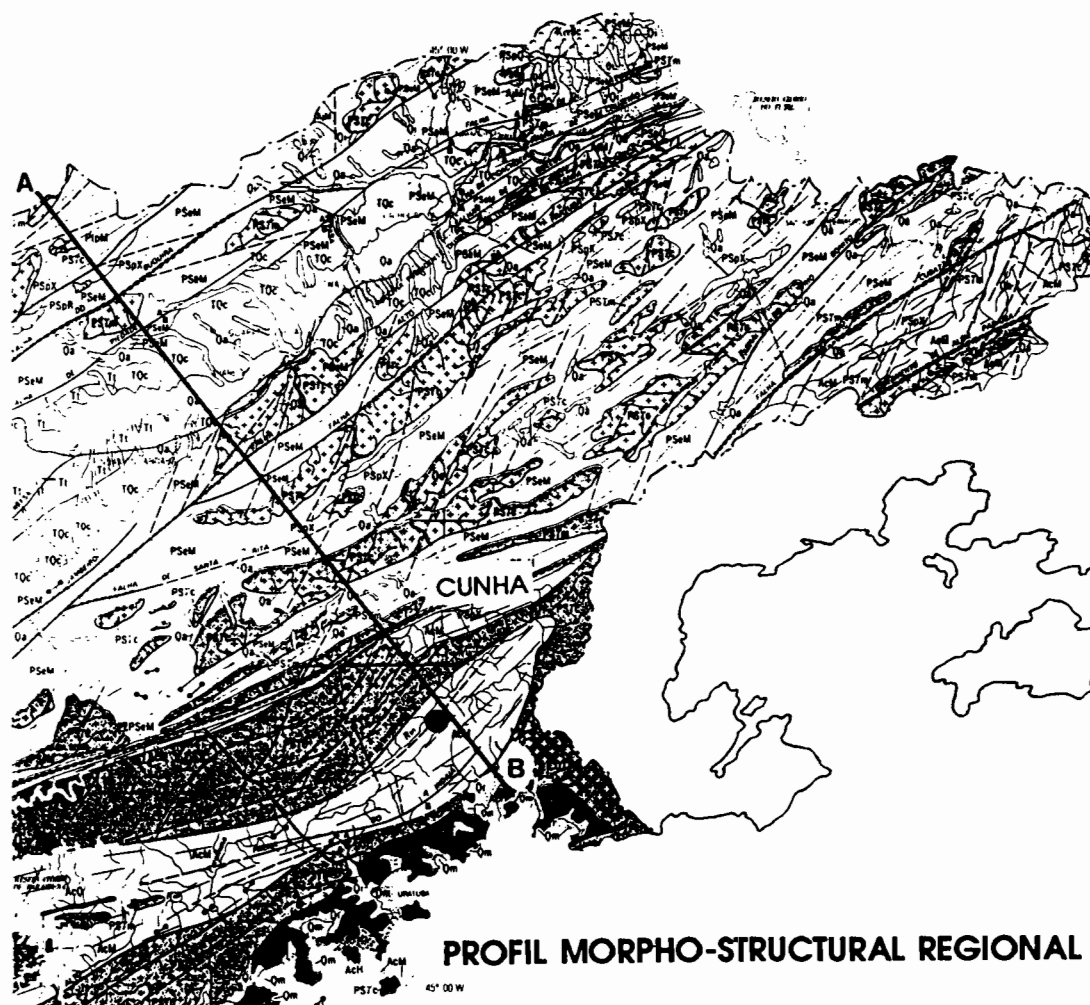
- au Nord-Nord/Est, ce secteur est limité par le Plateau de la *Bocaína* et au Sud-Sud/Ouest par d'autres zones du Plateau Atlantique (FURIAN, 1987).

L'influence structurale est également marquée par la présence de plaines alluviales restreintes, nettement encaissées et par le système de relief plutôt de "collines parallèles", à sommets allongés et versants abrupts, où sont fréquents les affleurements de roche. Le véritable domaine de collines en demi-orange n'apparaît que sur certaines surfaces restreintes du bassin supérieur du *Paraibuna*, proche de la ville de *Cunha*, à la limite des secteurs (i) *Paraïtinga* et (ii) *Paraibuna* (FURIAN et PFEIFER, 1986). Le réseau hydrographique qui s'établit dans ce système de relief est du type parallèle à sub-dendritique, localement en baïonnette. Les cascades sont très fréquentes à l'emplacement des failles ou des fractures.

Le bassin "D" (56 ha) est limité par des collines reliées par des cols. Il est drainé par le ruisseau *Ribeirão do Barracão*, long de 1260 mètres, qui se jette dans le *Paraibuna* à la cote de 1035 mètres. L'altitude moyenne est de 1130 m et les gradients d'altitude ne dépassent pas 200 mètres.

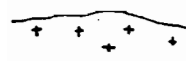
L'altitude des sommets les plus élevés est de 1200 à 1230 mètres et celle des cols d'environ 1100 mètres. Ces reliefs correspondent à la ligne de partage des eaux des affluents du cours supérieur du *Paraibuna*, notamment les rivières *Bonito* et *Barracão*. Les sommets sont arrondis. Le

figure n° 5 :

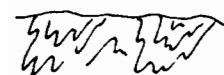


sédiments meubles tertiaires et quaternaires

● Surface d'étude



granitoides



roches métamorphiques/migmatites



failles d'extension régionale

(1) faille de Indaia; (2) faille de Natividade; (3) faille Cubatão; (4) faille de Santa Rita;
(5) faille do Alto Grande; (6) faille de Piedade; (7) faille de Buquira; (8) faille de Jundiuvira

haut de versant est convexe et les segments moyens sont rectilignes. Ils peuvent présenter de fortes pentes de l'ordre de 50 à 65% avec de fréquents affleurements de la roche. Une très nette concavité basale fait le raccord avec le fond plat. Elle est plus atténuée au niveau des accumulations de blocs glissés. La petite plaine alluviale de fond se divise en deux secteurs séparés par une rupture de pente longitudinale, où affleure la roche. Ce dénivelé est franchi en cascade par le ruisseau.

C - CLIMAT ET HYDROLOGIE

1 - climat

Le climat, nettement influencé par le relief, est du type tropical humide d'altitude à deux saisons, correspondant au type "Cwa" de Köppen, avec influence de la mer (FURIAN et PFEIFER, 1986). Aux masses d'air équatoriales et tropicales qui atteignent cette zone s'ajoutent les effets orographiques de la *Serra do Mar* générant une variante montagnarde de type tropical de transition (MONTEIRO, 1973)

Les vents dominants sont de secteur sud-est, de l'océan vers la *Serra do Mar*, provoquant des pluies abondantes (CICCO et FUJIEDA., 1992).

La distribution des précipitations (*figure n° 6*) annuelles qui varient entre 2000 à 2500 mm caractérise un régime à deux saisons :

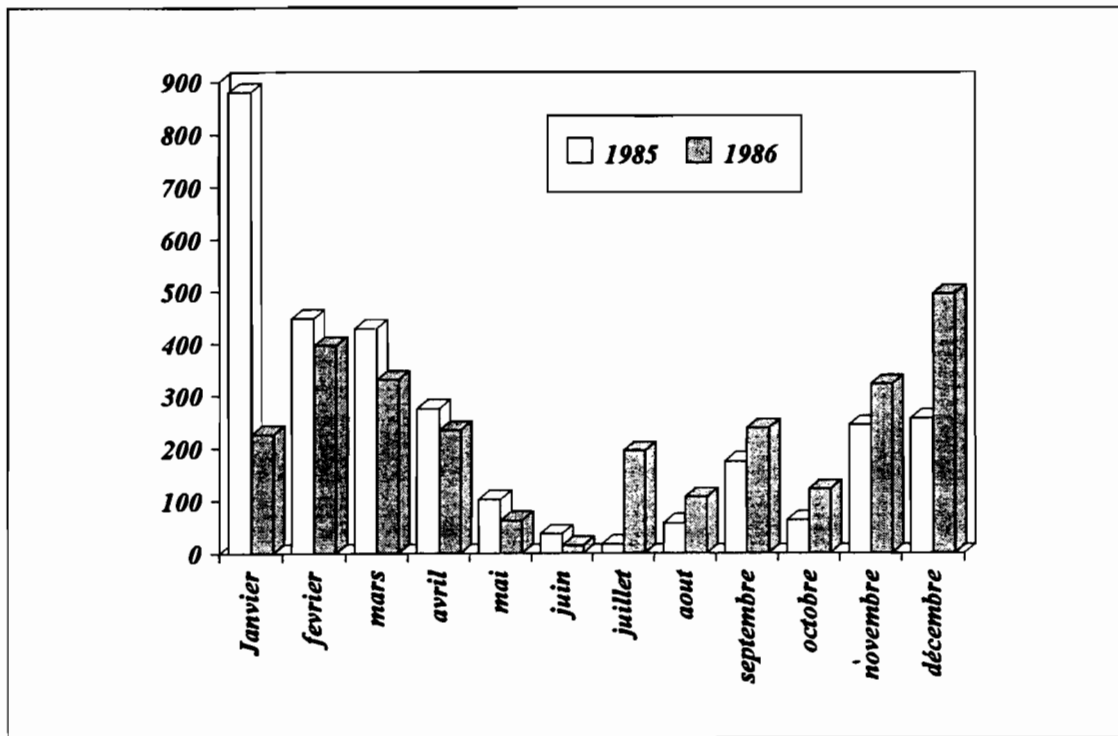
- une saison pluvieuse où les hauteurs d'eau dépassent 400 mm par mois, de septembre à mars (printemps/été). Selon CICCO *et al.* (1986; 1989), 71% du total des pluies tombent pendant cette saison ;
- une saison moins pluvieuse d'avril à août (automne/hiver) avec des pluies mensuelles inférieures à 100 mm et même à 50 mm en hiver .

La température moyenne annuelle est d'environ 16,5 °C avec une humidité relative moyenne annuelle voisine de 80% (CICCO *et al.* , 1987). Ces deux facteurs ont aussi des régimes saisonniers :

- les températures moyennes mensuelles maximales sont comprises entre 26°C en été et 20°C en hiver et les minimales entre 16°C en été et 6°C en hiver, avec des gelées très fréquentes. On observe ainsi des fortes amplitudes thermiques journalières. Elles sont supérieures à 15° en hiver et voisines de 10° durant les autres saisons, provoquant des rosées fréquentes (FURIAN, 1987) ;
- l'humidité relative moyenne annuelle est supérieure ou égale à 90% et la minimale est voisine de 50%.

2 - l'hydrologie du bassin versant

Le cadre morpho-structural influe sur la variabilité des coefficients d'écoulement du *Paraíba*. De même, la distribution de la pluviosité totale de cette zone varie beaucoup en fonction du relief et de l'altitude (ROCHEFORT, 1958; SHIMOMICHI *et al.* , 1987). Ceci est notoire pour les affluents qui descendent de la crête de la *Serra do Mar*, comme le *Rio Bonito* et le *Ribeirão do Barracão* qui reçoivent en moyenne 2100 mm de pluie par an.



	1985	1986	1987	1988	1989	1990
Janvier	879.7	225.5	342.5	233.5	291.5	168
fevrier	447.5	396	236	465	305	147.5
mars	429	331	112	250	345	187
avril	275	234	354.3	293	134	208.5
mai	102	62	199.4	199.8	153.3	58.5
juin	37	14.5	155.2	77.5	138.1	36
juillet	17	194	34.2	35	144.5	102.5
aout	57	106.5	63.5	21	62.5	135.5
septembre	174	237.5	136	157	170	172
octobre	62.5	121.5	210.5	228.5	110	256
novembre	243.5	322	128.5	246	173	192.5
décembre	255.5	494	157	226	295	399.5

figure n 6 : Précipitations à Cunha, 1985 - 1990.

Depuis 1982, l'exutoire du bassin "D" est équipé d'une station de jaugeage où sont menés des suivis hydrologiques (CICCO *et al.*, 1987; 1988; 1989 et CICCO et FUJIEDA, 1992), (*figure n° 7 et photos n° 3 et 4*).

Tableau n° I - bilan hydrique du bassin "D" (période 1983-1990, selon CICCO et FUJIEDA, 1992)

année	précipitation totale annuelle (mm)	écoulement de surface ou direct (A) (mm)	écoulement de base total (B) (mm)	écoulement ou débit total (A+B) (mm)	déficit d'écoulement (mm)
1983	2583,5	197,8	1630,5	1828,3	758,5
1984	1852,0	148,8	1197,2	1346,0	506,0
1985	3113,3	748,9	1973,5	2722,4	390,9
1986	2378,6	184,9	998,2	1183,1	1195,5
1987	2602,3	230,6	1734,6	1964,2	598,9
1988	2191,2	221,9	1370,4	1592,3	598,9
1989	2466,1	199,3	1326,2	1525,5	940,6
1990	1867,3	187,9	1010,9	1198,8	668,5
moyenne	2381,8	265,0	1405,2	1670,2	712,0

Les données présentées sur le tableau sont des moyennes annuelles. Le "déficit d'écoulement" est égal à la somme de l'évapotranspiration, des variations de stock, des pertes profondes et du sous écoulement (ce qui passe sous le seuil de l'exutoire)

Dans une première synthèse des recherches effectuées dans cette station, CICCO et FUJIEDA (1992) ont présenté un bilan entrée/sortie de l'eau dans le bassin. Ils ont montré que l'écoulement de base représente 61% du total annuel de précipitations. L'écoulement rapide de crue représente 11% et l'évapotranspiration totale est voisine de 30%. Environ 18% des pluies sont interceptés par la couverture végétale.

L'écoulement de la rivière *Paraibuna* (ROCHEFORT, 1958), présente de fortes crues consécutives aux fréquentes et grosses averses d'été. Cependant, on n'observe pas d'étiage très marqué et le débit reste important même pendant les périodes les plus sèches. Cet écoulement de base est alimenté par la nappe phréatique qui emmagasine une partie importante des pluies dans les sols et les altérites épaisses.

Suite aux averses les plus violentes, les courbes de débit montrent d'abord un pic, suivi d'un plateau presque horizontal, correspondant à un débit supérieur à celui de départ et qui se maintient pendant plusieurs jours et parfois plusieurs dizaines de jours. Selon ROCHEFORT, ceci est dû à une infiltration rapide des pluies dans le sol, qui limite le ruissellement de surface, et ceci malgré la raideur des pentes et la vigueur du relief. La recharge des nappes qui s'ensuit explique le plateau qui succède à la crue. Le même auteur considère que la partie inférieure des versants joue un rôle important dans ce stockage en fonctionnant comme une éponge. Cependant, il ne donne pas d'arguments en faveur de cette hypothèse.

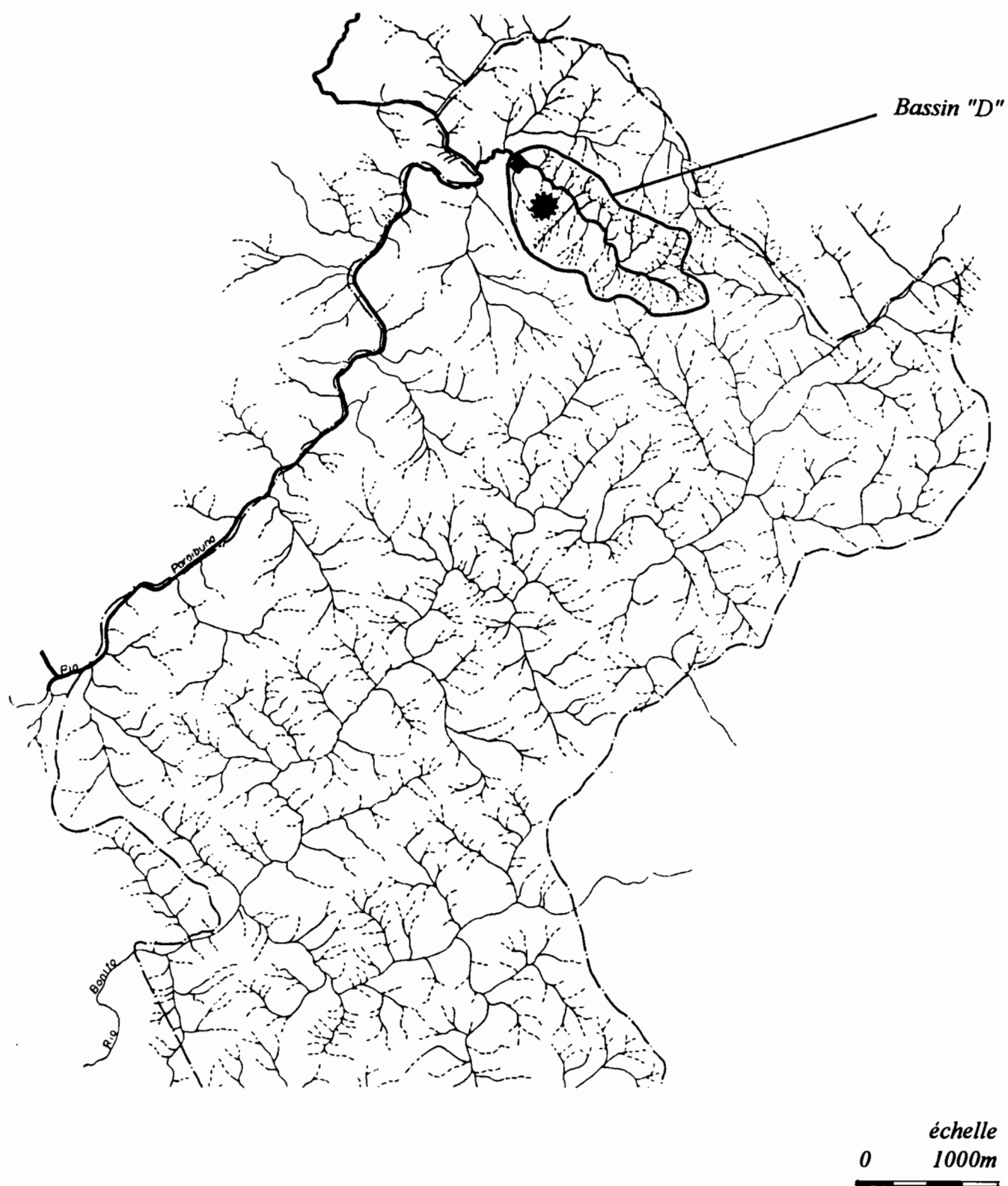


figure n 7 : Réseau hydrographique du secteur de Cunha
du Parc Forestier d'Etat de la Serra Do Mar.

- Surface d'étude
- Station de jaugeage à la sortie du bassin
"D"

- Limites du Parc
- Cours d'eau permanents
- - - Cours d'eau temporaires

D'après VILAS BOAS et al. (1986/88) in CARVALHO et al., 1990.

D - SOLS ET VEGETATION

1 - sols

Les sols développés sur migmatites et gneiss du Plateau Atlantique, sur des reliefs fortement ondulés à montagneux, entre 800 et 1300 mètres d'altitude, ont été cartographiés à petite échelle à partir des années 60 comme :

- (i) "latosols rouge-jaune" peu profonds (BRASIL, 1960, échelle 1/500 000) ;
- (ii) "cambisols" (RADAM BRASIL, 1983, échelle 1/1000 000; FAO-UNESCO, 1974).

Si on se rapporte aux travaux de VOLKOFF (1985), les sols peu épais développés en altitude sur des altérites sont des cambisols acides ou, dans le système français de classification, des sols ferrallitiques fortement désaturés rajeunis. Ces observations corroborent la classification de RADAM BRASIL (1983).

Selon VOLKOFF (1985), dans ce modelé fortement disséqué où la tectonique a créé des compartiments étagés à plus de 1000 mètres d'altitude, il n'y a plus de latosols typiques de plateau.

D'après BERTOLDO DE OLIVEIRA *et al.* (1992), la présence de minéraux primaires, autres que le quartz, constitue une caractéristique qui différencie les cambisols (avec minéraux primaires) des latosols (sans minéraux primaires).

Les cambisols décrits par BRASIL (1983) et VOLKOFF (1985), situés au dessus de 1000 mètres, sont à kaolinite, gibbsite et interstratifiés mica-vermiculite, riches en minéraux de la roche incomplètement altérée. Le sol "proprement dit" a environ 1 mètre d'épaisseur, il est jaune, très argileux, à faible gradient textural, avec un horizon B à structure prismatique peu nette, tout en étant relativement friable. Il est très acide, fortement désaturé en bases, très riche en aluminium échangeable.

Contrairement à l'altérite sous-jacente, il contient peu de minéraux altérables. La fraction fine est constituée de kaolinite, de vermiculite alumineuse, de gibbsite et de goethite à fort taux de substitution en aluminium.

Au dessous de 1000 mètres d'altitude, sur les collines à versants convexes, ces auteurs ont observé des latosols à horizon A humifère foncé de 20-30 cm d'épaisseur, horizon B₁ jaune massif, horizon B₂ beige ou rouge, grossièrement polyédrique ou prismatique, poreux et friable et horizon B₃ massif, très poreux et très friable. Sur le socle cristallin, une altérite meuble apparaît à 3-4 m de profondeur. Elle est extrêmement épaisse et enrichie en éléments de roche très altérée. Ces latosols ont la particularité de présenter un horizon B₂ légèrement structuré et sont plus nettement kaoliniques que les cambisols. Comme ces derniers, ils présentent, mais en moindre proportion, gibbsite et vermiculite alumineuse.

Récemment, CARVALHO *et al.* (1990) ont travaillé à une échelle plus détaillée (1/5000) sur le site de *Cunha* et classé l'essentiel des sols comme "latosols rouge-jaune" (*figure n° 8*). Treize unités de sols ont été identifiées dans le bassin "D". Les unités de base sont les "latosols rouge-

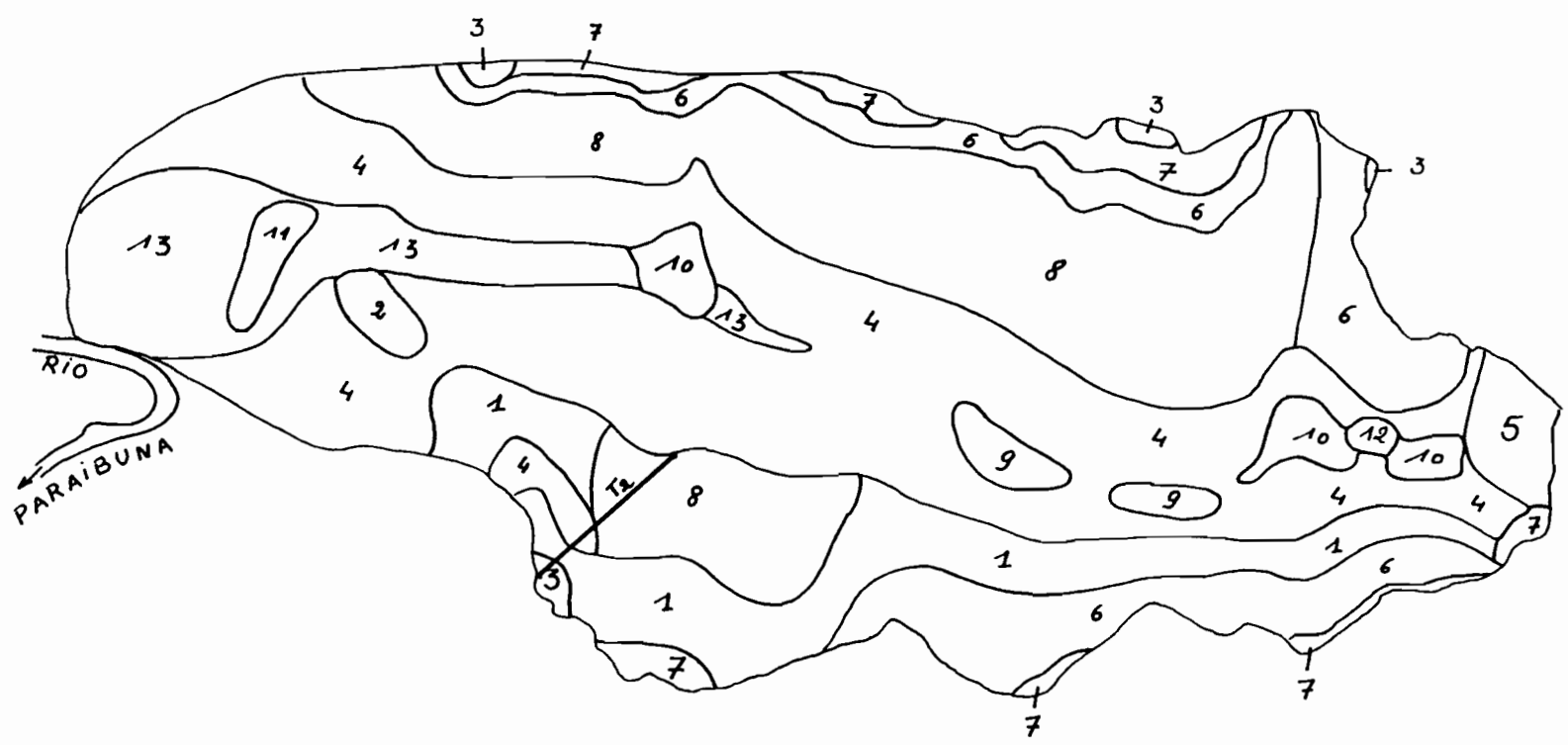
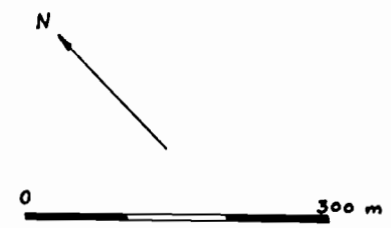


figure n°8 : Carte des sols du bassin "D" (traversé par le Ribeirão Barracão)
D'après Carvalho et al., 1990



1-LVa1 2-LVa2 3-LVa3 4-LVa4 5-LVa5 6-LVa6 7-LVa7 8-LVd1 9-LVd2 10-HGH 11-HGPd 12-Ad 13 - Ae

jaune" qui correspondent à 70% de la superficie du bassin, les sols hydromorphes souvent gleyifiés (15%) et les sols alluviaux (15%).

Les "latosols rouge-jaune" (LV) sont subdivisés en neuf unités regroupées en deux sous-groupes correspondant pour sept d'entre elles au type alique (LVa) et pour les deux autres au type dystrique (LVd). La subdivision en deux sous-groupes, LVa ("a" pour alique) et LVd ("d" pour dystrique) se fait en fonction des caractéristiques du B latosolique reconnues comme "diagnostiques":

(i) le taux de saturation (S/T) du complexe absorbant. On distingue deux catégories, l'une "eutrique", l'autre "dystrique" selon que ce taux de saturation est supérieur ou inférieur à 50% ;

(ii) la part de l'aluminium dans la saturation du complexe absorbant. Lorsque le taux d'aluminium échangeable est supérieur ou égal à 50% de la capacité d'échange, le sol est dit alique. Tel est le cas des latosols de la catégorie LVa ;

(iii) la variation de la texture du sol ;

(iiii) la position dans le paysage, l'altitude et la déclivité.

La distribution des sols cartographiée par CARVALHO *et al.*, (1990) dans le bassin "D", souligne une relation altitude/pente/classes de sols identifiées :

Les unités LVa 3, 6, 7 se situent sur les sommets et sur les hauts de versant des collines à pentes fortes (97% et 37%) où les altitudes sont élevées (>1200 m). Ces sols présentent une forte saturation en aluminium (caractère alique). Ils sont pierreux, peu profonds et peuvent même présenter un caractère de "lithosols" (LVa 7). Nous verrons par la suite, que cette forte pierrosité est due à la présence de blocs d'aspect quartzueux consolidés par la gibbsite. Les sols peu épais correspondent également aux affleurements de roche, limités en extension, que nous connaissons dans les versants les plus raides.

Les classes LVa 1, 4 et LVd 1 se développent à mi-versant et en bas de pente (altitudes comprises entre 1190 et 1070 mètres). Ces sols, plus épais, présentent une texture argileuse à argilo-sableuse. Ils sont localement pierreux (LVd 1). A l'exception de la classe LVd 1 dystrique située à mi-versant, les autres sont aliques. Le sous-groupe LVa 4, important par la superficie qu'il occupe, est de couleur nettement plus jaune que les autres sols et d'épaisseur plus grande, souvent plusieurs mètres.

Dans le bas-fond, on note la présence de sols hydromorphes gleyifiés, plus ou moins riches en matière organique (HGH, HGPd) et de sols alluviaux (Ad et Ae). Les sols (HGH), à fort taux de matière organique, sont développés sur des zones marécageuses correspondant à des plaines alluviales restreintes. Ces zones, situées au fond et à la sortie du bassin "D", sont liées à des confluences de petits ruisseaux qui dévalent des crêtes. Elles sont séparées par des ruptures de pentes dans le profil longitudinal du ruisseau et franchies en cascades. Dans la plaine alluviale d'aval, plus étendue, où l'altitude est inférieure à 1050 mètres, on observe des sols alluviaux (Ae) au

sein desquels se développent localement de sols hydromorphes (HGPd), gleyifiés, moins riches en matière organique et à caractère dystrique.

Toutes ces études ayant pour finalité de replacer les types de sols dans une classification ne renseignent pas sur leur genèse et fonctionnement, notamment l'hydrodynamique des versants.

2 - végétation

La couverture végétale dans le bassin "D" est formée de quatre types principaux de végétation. Le premier type est représenté par une forêt primaire (*photo n° 5*), la "Forêt Atlantique" ("*Mata Atlantica*"), situé principalement sur les parties hautes du bassin. La végétation caractéristique est du type "*latifoliada perenifolia*" avec une grande diversité au niveau des familles et des espèces.

Le second type est constitué par une forêt secondaire qui se développe à la suite du déboisement de la première, la "forêt secondaire Atlantique" (CICCO *et al.*, 1987). On l'observe sur les pentes et jusqu'au bas-fond, à l'exclusion d'une petite partie située en aval, qui avait été défrichée et transformée en pâturage.

Ces pâturages constituent donc le troisième type de couverture végétale. Ils sont aujourd'hui en partie recolonisés par une forêt secondaire à *Cecropia* et fougères ou reboisés en araucarias. Les forêts couvrent ainsi la quasi totalité du bassin "D".

La forêt secondaire occupe également d'anciennes clairières correspondant à des glissements de terrain. Enfin dans les petites plaines alluviales, le quatrième type de végétation de roseaux est typique des bas-fonds humides ("*varzeas*", *photo n° 3*).

E - CONCLUSION

Les caractéristiques morphologiques de la zone d'étude sont en relation avec la localisation en bordure du Plateau Atlantique avec la *Serra do Mar*. Cette bordure est d'origine tectonique et soulignée par des failles. A l'Est/Sud-Est de l'Etat de São Paulo, des plis de fonds dans le Bouclier Atlantique sont responsables du soulèvement, du bombement et de la dissection des hautes surfaces du plateau. Il s'agit d'une tectonique récente. Cette évolution structurale du Bouclier Atlantique a abouti à un rajeunissement des reliefs et entraîné une activité nouvelle de l'érosion par changement des niveaux de base locaux et restructuration du réseau hydrographique. C'est pourquoi la morphologie actuelle du bassin du *Paraibuna* est jeune, bien que les roches qui le constituent soient, dans leur immense majorité, très anciennes.

Les principales conséquences que l'on peut retenir à l'échelle du bassin "D" sont :

(i) - **du point de vue morpho-altimétrique**: altitudes supérieures à 1000 mètres, pentes dont les plus inclinées dépassent 97% (> 44°), quelques versants rocheux à fortes pentes traduisant un milieu montagneux ;

(ii) - du point de vue hydrique :

- une entrée importante d'eau par précipitation, concentrée de septembre à mars. Un "recyclage" local de cette eau sous forme de rosées (précipitations occultes) est favorisé par l'oscillation journalière de la température et par la présence de la forêt ;

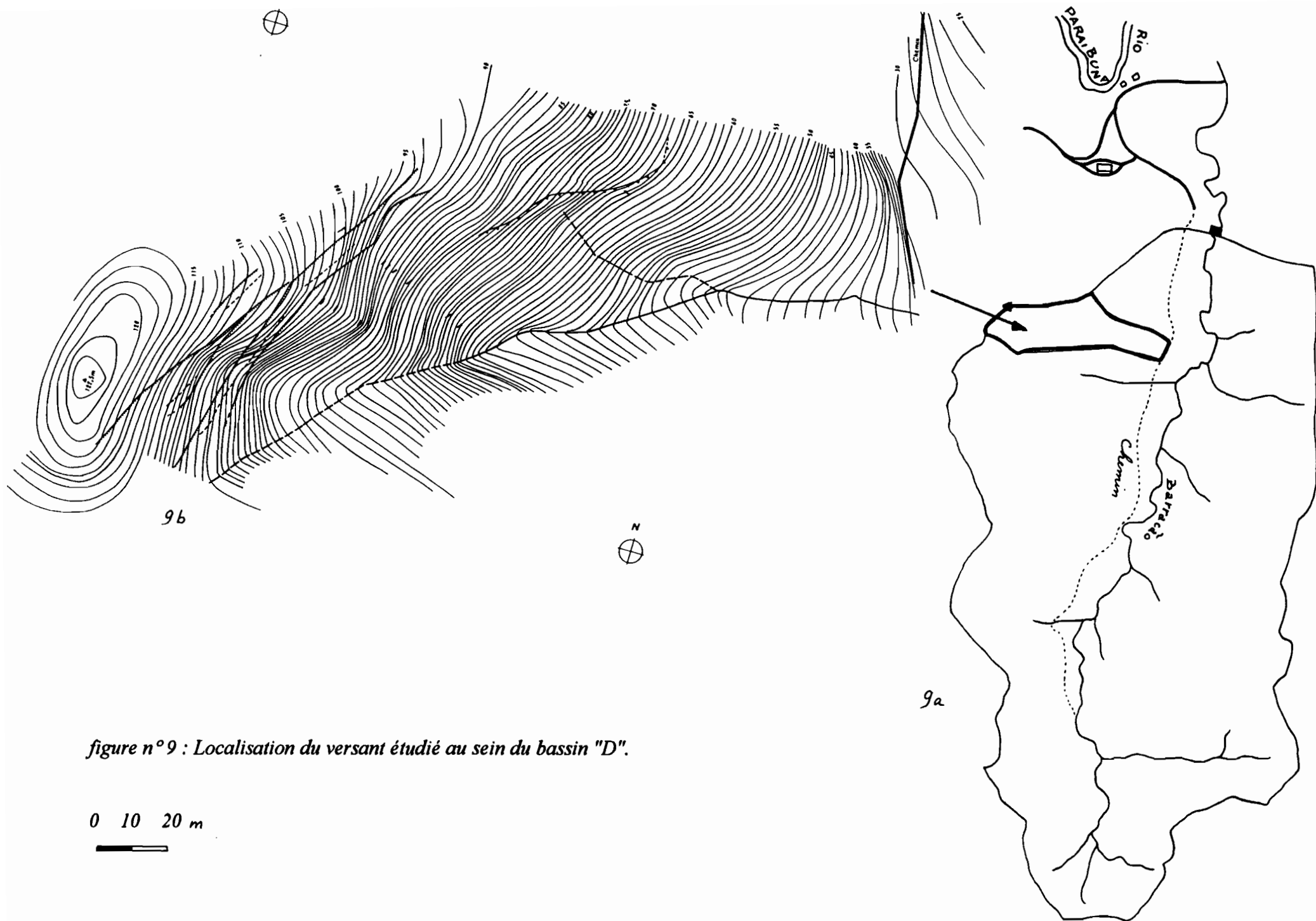
- de fortes sorties d'eaux (moyenne annuelle d'environ 1700 mm). L'écoulement de base provoqué par les circulations souterraines est plus important que le ruissellement direct à la suite des averses ;

(iii) - du point de vue des couvertures pédologiques: l'existence d'une couverture ferrallitique (latosols et cambisols) développée sous climat et forêt tropicaux humides. Ces couvertures ferrallitiques présentent une morphologie variable en fonction de leur position dans le bassin (vigueur du relief, altitude, précipitation, drainage).

SECONDE PARTIE ORGANISATION BIDIMENSIONNELLE DE LA COUVERTURE PEDOLOGIQUE

L'objet de cette partie est l'étude de l'organisation bidimensionnelle d'une couverture pédologique d'un sous-bassin au sein du bassin expérimental "D". Il est envisagé le développement de trois points :

- 1°) une étude de l'organisation pédologique de la toposéquence T2 ;
- 2°) une étude des constituants et de leurs organisations micromorphologiques, avec recours au MEB et à la microanalyse ;
- 3°) une étude des constituants par différentes techniques, granulométrie, diffraction des rayons X et analyses chimiques.



I - ETUDE DE LA TOPOSEQUENCE T2

Le travail a été réalisé sur un bassin-versant élémentaire d'environ 3,5 hectares à proximité de l'exutoire du Bassin Expérimental "D" (*figure n° 9a*).

Les toposéquences de sol ont tout d'abord été dégrossies à la tarière, afin de cerner les variations latérales et verticales de la couverture pédologique. Des fosses ont alors été positionnées (*photos n° 6 à 9*) sur des zones de transition. Ce travail permet de comprendre la géométrie des organisations (BOULET *et al.*, 1982 (I), (II), (III) ; RUELLAN, 1989) .

Dans un second temps, les études morphologiques ont été poursuivies au microscope (optique et électronique) et ont été complétées au laboratoire par des déterminations minéralogiques, chimiques et physiques menées sur les échantillons choisis en fonction des morphologies observées.

Les sols du sous-bassin ont été étudiés selon quatre séquences, T1, T2, T3 et T5 (*figure n° 9b*): trois séquences suivent les lignes de plus grande pente (T2, T5, T3) tandis que la séquence T1 suit la ligne de crête. Le positionnement des séquences permet d'appréhender l'organisation de la couverture pédologique sur l'ensemble du versant. Sur toutes les séquences, on distingue :

- i) **les horizons à structure pétrographique** plus ou moins conservée, ce sont les **altérites** ;
- ii) **les horizons à structure pédologique**.

Nous avons choisi d'étudier en détail la toposéquence 2 (T2) parmi les quatre séquences, représentative de l'organisation des sols du versant. Le versant se divise en segments distincts, chacun semblable à tout ou à une partie d'une autre séquence. Dans la partie supérieure convexe, l'organisation des altérites et des horizons pédologiques s'apparente à celles des séquences T1 et T3. La partie inférieure concave à rectiligne, après une rupture de pente forte, ressemble à l'organisation de la séquence T5.

Nous verrons plus en détail, à la fin de l'ouvrage, comment l'organisation pédologique mise en évidence sur la toposéquence T2 peut être étendue à l'ensemble du versant à partir des autres toposéquences.

A - LOCALISATION :

La toposéquence T2 débute au sommet d'une colline à 1158 m d'altitude et se prolonge, dans la direction 97°E, vers un talweg secondaire à 1104 m d'altitude où affleure la roche saine (*figure n° 9b*). La toposéquence étudiée sur ce versant est longue de 66,5 m, pour un dénivelé de 54 m.

Le versant peut être divisé en trois segments morphologiques; 6 fosses ont été décrites et reliées par 21 sondages :

- **un segment amont** de 21,5 m d'extension qui présente une forme convexe, à pentes variant de 21 à 46% (12 à 25°); sur ce segment se situent les fosses t1, t2 et t6 ;
- **un segment de mi-versant** entre 21,5 m et 44 m, présentant une pente forte (46 à 58% = 25 à 30°) où a été positionnée la fosse t3 ; ce segment est marqué par une loupe de glissement

d'environ 9 mètres d'extension, responsable des fortes irrégularités dans la topographie visible sur la coupe.

- **un segment aval**, dont la forme, faiblement concave presque rectiligne, présente une pente un peu plus faible (37 à 21% = 20 à 12°) jusqu'à l'affleurement de roche, les fosses t4 et t5 y ont été implantées.

La végétation qui recouvre ce versant est du type Forêt Atlantique secondaire à "fougères". Les arbres sont de taille petite à moyenne, clairsemés, sauf à l'aval où ils peuvent être plus grands. Les fougères arborescentes se développent tout au long du versant; elles sont surtout dominantes entre l'amont et mi-versant avec un sous-bois très épais, riche en plantes grimpantes envahissantes (bambus trepadeiras). Bambous et fougères arborescentes sont généralement considérés comme des signes de formations secondaires liées au défrichement de la Forêt Atlantique. Nous n'avons pas observé de distribution nette de la couverture végétale en fonction de la répartition des sols. Cependant, la population de bambous est concentrée principalement à l'amont dans la partie convexe du versant.

B - ORGANISATION DE LA COUVERTURE PEDOLOGIQUE :

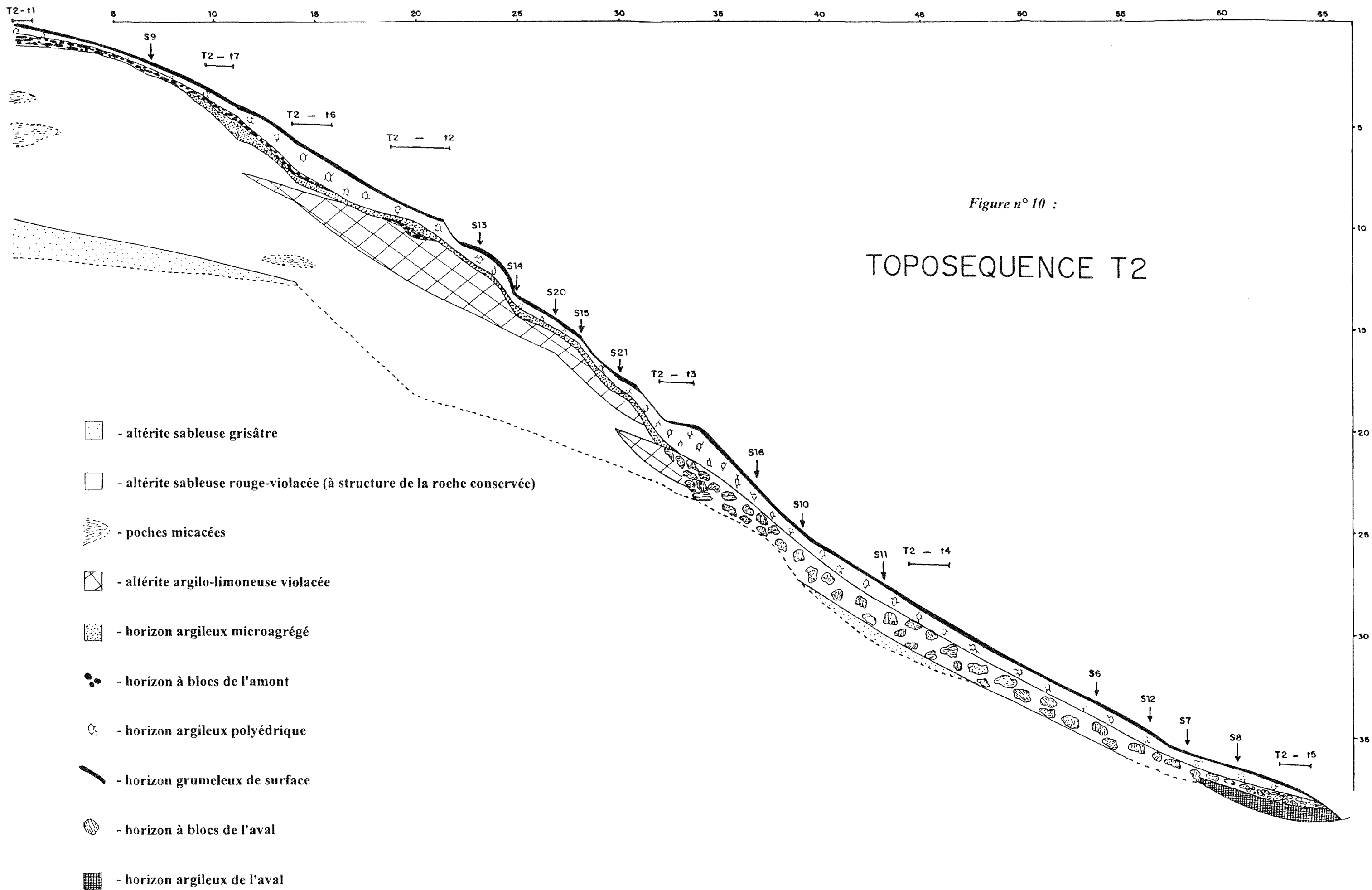
La description des profils est reportée en annexe. Nous allons directement présenter les sols de la séquence à partir de l'organisation bidimensionnelle des horizons sur la séquence. La terminologie de description adoptée est celle du glossaire de pédologie de l'ORSTOM (1969). Toutes les couleurs ont été prises à l'état humide. Les limites considérées sont les limites inférieures avec les horizons sous-jacent.

L'analyse des fosses pédologiques et des sondages de raccordement montre que l'organisation de la séquence peut être décrite à partir d'un nombre limité d'horizons. La géométrie précise de cet agencement est présentée sur la *figure n° 10*.

1 - Inventaire et répartition des horizons :

a - L'horizon grumeleux de surface

Il se développe sur presque toute la toposéquence et ne dépasse pas 15 cm d'épaisseur. Il disparaît sur la tête de loupe et l'horizon argileux à structure polyédrique apparaît alors en surface. Son épaisseur est inférieure à 8 cm sur le segment à forte pente, entre t3 et t4. La teinte 5YR se maintient jusqu'à environ 10 m avant la dernière fosse (t5) où elle passe à 10YR. Des agrégats plus compacts et plus foncés dans la teinte 5 YR y sont très fréquents. Il est recouvert par une litière irrégulière et centimétrique sur presque tout le long du transect, à l'exception des segments à plus



fortes pentes. En t3, on observe une litière très mince et 6 cm de terre remaniée par l'activité biologique (probablement par les fourmis).

Cet horizon ne présente pas des variations latérales importantes ni de texture (sablo-argileuse, les sables lavés y sont fréquents sur les faces structurales) ni de structure (grumeleuse). La structure grumeleuse est associée à une structure polyédrique arrondie moins abondante et localement grossière. La transition inférieure est nette, ondulée. Elle est marquée par des contrastes de couleur, de texture, de plasticité, de structure et de porosité.

b - L'horizon argileux à structure polyédrique

Il se développe sous l'horizon précédent, également concordant avec la topographie. On observe d'importantes variations latérales d'épaisseur. Il est peu épais à l'amont, s'épaissit dans la partie convexe du versant, entre t2 et t6, s'amincit de nouveau vers la mi-versant (S15), s'épaissit de nouveau en t3 pour garder ensuite une épaisseur sensiblement constante sur la partie aval du versant.

Les variations latérales de texture (argileuse) sont faibles. A l'aval, cet horizon est cependant légèrement plus argileux et présente davantage d'éléments grossiers (graviers de quartz, cailloux et blocs de roche). A ce niveau d'observation, les variations latérales de la structure ne sont pas très visibles. La structure polyédrique devient plus nette vers l'aval de la séquence. Elle est généralement fine, friable, souvent associée à une structure micro-agrégée dont l'importance varie localement en fonction de l'abondance de racines et de blocs.

Les transitions avec l'horizon sous jacent sont graduelles à diffuses. Dans le segment amont, jusqu'en t6, la transition avec l'horizon à blocs se traduit par la netteté et la friabilité de la structure, intimement liée à l'abondance de blocs et de la micro-agrégation. De t6 à t3, la transition de couleur avec l'horizon micro-agrégé est graduelle à diffuse, mais irrégulière à ondulée du point de vue de la structure et de la porosité. A partir de t3 vers l'aval, la transition de couleur avec l'horizon à blocs de l'aval est diffuse.

La teinte 5 YR passe à 10 YR à l'aval. Cette transition, très progressive (7,5 YR), s'étend sur quelques mètres avant t5.

c - L'horizon argileux micro-agrégé

Il apparaît en biseau entre l'altérite sableuse rouge violacée et l'horizon à blocs d'amont sur le tiers supérieur de pente, quelques mètres avant t7 et se prolonge jusqu'à la mi-versant. Il disparaît brutalement quelques mètres après t3. Les variations latérales de structure sont faibles, plutôt liées à la netteté et à l'épaisseur de l'horizon et peut être à la taille de la micro-agrégation.

d - L'horizon à blocs de l'amont

Il est présent dès le sommet de la colline et disparaît en biseau, vers t2, entre l'horizon argileux à structure polyédrique et l'horizon argileux microagréé. Tous les blocs, au sein desquels

on reconnaît facilement la structure de la roche, sont orientés de la même façon. Entre les blocs on observe une matrice fine friable due à une microagrégation locale et importante. Les blocs sont plus ou moins ferruginisés.

e - L'altérite sableuse rouge violacé

Elle atteint près de 12 m de profondeur au sommet de la séquence, diminue considérablement d'épaisseur en t3 et disparaît d'une manière diffuse juste après t3. En profondeur, elle est hétérogène, constituée d'une succession de faciès minéralogiques différents conduisant à des matériaux sableux, sablo-argileux, limono-sableux et limono-argileux rouge. Ce faciès limono-argileux violacé correspond à des poches profondes, très contrastées par rapport aux matériaux voisins généralement très riches en quartz.

Sa disparition en profondeur correspond à un contact généralement franc mais irrégulier avec la roche dure.

f - L'altérite argilo-limoneuse violacée

Elle apparaît en cours de versant, dans la partie amont, au sein même de l'altérite sableuse rouge violacée. La structure de la roche est plus difficilement discernable, ce qui la distingue des poches présentant un faciès de la roche plus micacé au sein de l'altérite sableuse rouge violacée. Deux langues d'épaisseur variable se succèdent depuis le haut jusqu'à la mi-versant (t3), à la limite entre l'altérite sableuse rouge violacée et les horizons à structure pédologique, l'aval de la première langue surmontant l'amont de la seconde. Ces deux langues présentent une inclinaison moindre que la topographie et le toit de la langue la plus développée se rapproche de la surface vers t6. L'organisation de cette altérite semble recoupée par la topographie à mi-versant (t3); elle disparaît brutalement. La seconde langue est courte et semble également rapidement recoupée par l'horizon à blocs de l'aval.

Les variations latérales sont faibles à l'exception d'un faciès légèrement plus micacé en t6, probablement hérité de la variabilité de la roche mère.

g - L'horizon à blocs de l'aval

Il se développe sur tout le système aval, entre l'horizon argileux à structure polyédrique et l'altérite sableuse grisâtre (S11, t4). Entre t3 et S8, les blocs sont nombreux mais assez espacés, mélangés à la matrice fine. En revanche, à partir de S8, on observe une concentration très nette. Tous ces blocs présentent une orientation aléatoire, contrairement à l'horizon à blocs de l'amont. L'apparition de cet horizon entre t3 et S16 est diffuse, les matériaux sont très mélangés.

h - L'horizon argileux de l'aval

Il se développe directement sur la roche. Entre les sondages S7 et S8, il apparaît comme piégé entre l'horizon à blocs de l'aval et la roche; les limites sont abruptes avec les horizons environnants. Il disparaît à l'aval avec l'affleurement de roche après la fosse t5.

i - L'altérite sableuse grisâtre

Elle apparaît nettement en deux points du versant. Le premier, à 10 mètres de profondeur à l'amont. Elle est plus épaisse en t1, diminuant vers t2 où elle disparaît en biseau. Elle apparaît ensuite à 2,50 m de profondeur à l'aval entre S10 et t4, où elle établit une mince couche sous l'horizon à blocs.

2 - Succession verticale des horizons :

En fonction de la succession verticale des horizons, il est possible de définir trois ensembles :

a - un ensemble inférieur, dont l'épaisseur est très variable en fonction de la position sur le versant. Cet ensemble, développé surtout dans la partie convexe du versant, est constitué d'une alternance d'horizons altéritiques variant de l'altérite sableuse rouge violacée à l'altérite argilo limoneuse violacée entre lesquelles les limites établies sont irrégulières ou par interpénétrations ;

b - un ensemble médian, de quelques centimètres d'épaisseur qui constitue une transition entre les ensembles inférieur et supérieur. Localement, cette transition se fait par interpénétration, par l'importance du développement de la structure microagrégée ou encore par concentrations relatives de blocs ;

c - un ensemble supérieur, caractérisé par les horizons grumeleux de surface et par les horizons à structure polyédrique. Parmi ceux-ci, sont inclus les horizons argileux à blocs de l'amont et de l'aval. Les transitions entre cet ensemble et l'ensemble médian sont généralement diffuses du point de vue de la couleur et irrégulières vis-à-vis des blocs et de la structure.

3 - Distribution latérale des horizons :

On retiendra de ce niveau d'organisation deux "systèmes" principaux, raccordés entre eux sensiblement à mi-versant :

a - un système à l'amont caractérisé surtout par un développement très important des altérites qui atteignent une épaisseur de 12 (sommet) à 3,5 mètres (mi-versant). On y observe une

succession complexe de faciès d'altération où se superposent des matériaux très contrastés du point de vue de la texture, de la minéralogie et probablement de la structure pétrographique. On observe ici une discordance entre la pente du front d'altération en profondeur, repéré à la tarière, et celle de la surface topographique, ce qui se traduit par une diminution de l'épaisseur des altérites. L'altérite argilo-limoneuse violacée apparaît au sein de l'altérite sableuse rouge violacée à la fois à l'amont de t2 et à l'amont de t3.

La couverture à structure pédologique est peu épaisse, mais concordante avec la topographie. Les horizons présentent d'abondants cailloux et blocs de roche plus ou moins friables et ferruginisés.

Vers le quart supérieur du versant, cette couverture s'épaissit et les agencements entre horizons deviennent plus complexes. Cette complexité est due à l'apparition, (i) dans les altérites, du volume argilo-limoneux violacé et, (ii) dans les horizons à structure pédologique, de l'horizon microagrégé et de l'épaississement de l'horizon argileux à structure polyédrique.

Les ensemble inférieur, médian et supérieur sont bien développés dans ce secteur amont.

b - un système à l'aval caractérisé par quatre types d'horizons à structure pédologique et à texture nettement plus argileuse que l'amont. Ces horizons sont situés directement sur la roche dure, sauf en quelques points localisés où l'on retrouve de minces couches d'altérite sableuse grisâtre. Ce système est donc composé principalement par l'ensemble supérieur, auquel s'ajoute localement un ensemble inférieur très peu épais. Il faut noter dans ce système aval, l'absence de l'ensemble médian caractérisé par l'horizon à blocs d'amont et l'horizon microagrégé.

Ces deux systèmes se raccordent sur une distance d'environ 5 mètres entre la fin de la fosse t3 et le sondage S16. L'agencement se fait par une troncature de l'ensemble inférieur altéritique d'amont, qui disparaît brusquement et marque l'apparition du système aval.

Ce passage est également marqué par une pente plus forte ($> 60\%$ soit $> 30^\circ$) et par un niveau présentant de l'eau libre (*figure n° 10*). Ce niveau a été observé sur le terrain à 3 mètres de profondeur, au contact entre l'altérite argilo limoneuse violacée et l'altérite sableuse rouge violacée.

C - CONCLUSION

L'étude morphologique permet de faire un inventaire des horizons et d'établir leurs distributions verticales et latérales. L'agencement des horizons, leur géométrie tout le long du versant, met en évidence une couverture pédologique caractérisée par (*figure n° 10*) une succession verticale d'horizons et par leur distribution latérale :

1°) une succession verticale d'horizons en trois ensembles, l'inférieur, le médian et le supérieur. L'ensemble médian est très restreint, développé surtout dans la partie convexe du versant

où l'ensemble inférieur est plus épais. Dans la partie concave, on observe que les ensembles inférieur et médian y sont quasi absents ;

2°) une distribution latérale d'horizons en deux "systèmes" principaux, amont et aval, agencés à mi-versant par une **troncature** du système amont par le système aval. Le passage s'accompagne d'une rupture de pente qui dépasse 60% concomitante à un changement de forme de versant, fin du segment convexe et début du segment concave.

La géométrie de ces deux systèmes nous conduit à penser que la couverture pédologique du système aval (recoupant) est postérieure à celle du système amont (recoupé). Le système amont correspond probablement à une couverture ferrallitique plus ancienne, alors que la couverture aval repose sur la roche dure à faible profondeur.

La zone de mi-versant, zone clef de passage entre les deux systèmes, semble présenter un déséquilibre topographique comme en témoigne une loupe de glissement de 9 mètres d'extention, observée à l'amont de la troncature, bien visible sur le terrain.

Les blocs situés à l'amont étant concordants par rapport à l'orientation de la roche, le matériau est en place. Il semble que l'on puisse retenir une hypothèse d'autochtonie des matériaux. En revanche, les blocs situés à l'aval étant discordants par rapport à l'orientation de la roche, plutôt distribués au hasard (sans orientation préférentielle), et présentant des états d'altération différents, semblent indiquer une allochtonie du matériau.

Ces observations permettent de supposer une réactivation globale du système de versant du point de vue de l'altération, de la pédogenèse et de la morphogenèse.

Dans les chapitres suivants, à l'aide des moyens analytiques, nous allons tenter de déceler les différences et / ou les similitudes entre la couverture pédologique d'amont et celle d'aval, afin de vérifier la validité de cette division en deux systèmes.

II - ETUDE MICROSCOPIQUE

Cette étude a pour objectif de reconnaître et de caractériser les constituants du sol et les niveaux d'organisation (nature, forme, arrangement des agrégats, types d'assemblage d'agrégats et porosité associée) dans chaque ensemble d'horizons, et leurs relations au sein de chaque système (amont, aval).

Les observations sont faites à partir d'un microscope optique polarisant, sur lames minces, complétées par des analyses ponctuelles à la sonde électronique pour caractériser la composition chimique de certaines phases minéralogiques et par des observations au MEB.

A - ENSEMBLE INFERIEUR : LES ALTERITES

On a distingué deux types d'altérites (en fait trois avec l'altérite sableuse blanche et noire non accessible aux prélèvements) : l'altérite sableuse rouge violacée et l'altérite argilo-limoneuse violacée. Elles sont limitées à la moitié amont convexe du versant.

1 - altérite sableuse rouge-violacée

Cette altérite est constituée de deux domaines hétérogènes visibles à l'oeil nu. Le premier domaine, sableux, de couleur rouge, présente des taches rouges foncées ferrugineuses et occupe environ 75% de la surface totale des lames. Il est recoupé par un second domaine, argileux, de couleur brun-jaune, qui forme des bandes parallèles d'un demi-centimètre de large espacées de 2 à 3 cm. En trois dimensions, ces bandes correspondent à des plans, filons de gibbsite porcelanée, que nous avons identifiés sur le terrain.

a - le domaine sableux rouge

La structure de la roche est conservée et soulignée principalement par le mode d'arrangement des quartz et des micas.

Les minéraux primaires sont essentiellement le quartz, la biotite, la muscovite ainsi que quelques microclines, hornblendes, zircons et tourmalines.

Le quartz présente une extinction nette à faiblement ondulée. La taille dominante est comprise entre 50 à 200 μm , parfois jusqu'à 500 à 1000 μm . Les formes sont irrégulières, anguleuses à sub-anguleuses, comportant des surfaces ondulées à lisses présentant très fréquemment des figures de corrosion. Les grains situés dans le réseau de cristallisation des minéraux secondaires sont souvent sub-arrondis. La plupart des grains sont fracturés. Les fractures peuvent rester vides ou se remplir soit d'un plasma argilo-ferrugineux jaune-rougeâtre (lumière naturelle), soit fréquemment de cristaux de gibbsite tout comme les cavités de dissolution.

La **muscovite** est peu abondante, généralement peu altérée. En lumière polarisée, la couleur des cristaux en voie d'altération passe d'une teinte jaune-orange, de second ordre, à une teinte jaunâtre homogène de premier ordre. L'altération se traduit principalement par une ferruginisation de la bordure des cristaux et, secondairement par des ponctuations grises, indiquant probablement la présence de kaolinite ou de gibbsite.

La **biotite**, plus rare, présente divers états d'altération qui se traduisent par une ferruginisation et par une perte partielle ou totale de son pléochroïsme. Ceci s'accompagne d'un changement de forme et de volume par ouverture des feuillets, généralement en éventail. On observe:

- des cristaux plus grossiers, probablement de gibbsite, entre les éventails les plus ouverts ;
- une extinction ondulée à droite dans les éventails les moins ouverts. A fort grossissement, on observe des cristaux très fins, cristallisés perpendiculairement aux feuillets, caractéristiques d'une cristallisation épitaxique de kaolinite.

Les extrémités ouvertes présentent des ponctuations très petites de couleur grise, qui semblent être des cristaux de gibbsite ;

Le **microcline et la hornblende** sont très rares.

Le feldspath potassique apparaît en grains d'environ 200 à 300 μm , "protégé" au sein d'un amas de quartz.

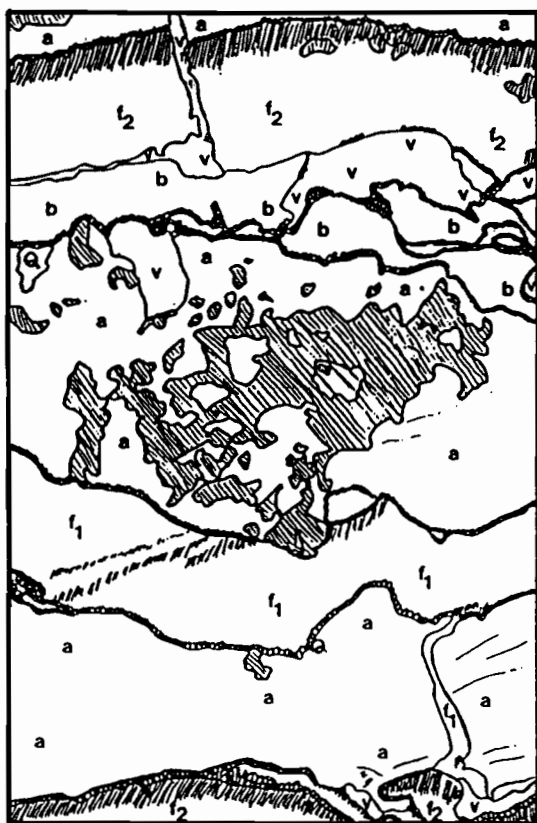
La hornblende est très altérée.

Les **minéraux accessoires**, zircon et tourmaline, sont peu nombreux.

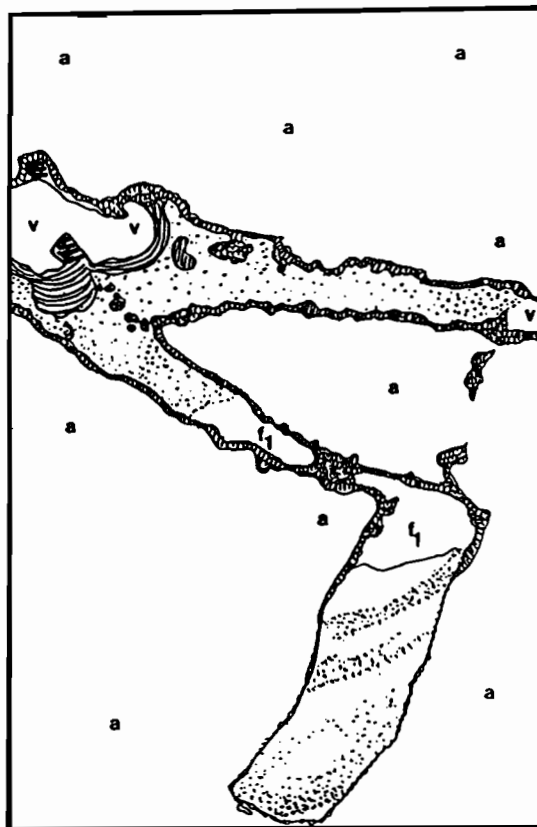
Le zircon est le plus abondant. Il apparaît soit en inclusion bordée d'une auréole pléochroïque dans les biotites (cristaux les plus petits), soit adjacent aux autres minéraux (primaires et secondaires). Les cristaux de tourmalines sont fins. Ces minéraux accessoires conservent encore leurs propriétés optiques de réfringence et biréfringence très élevées (zircon) ou de pléochroïsme inverse (tourmaline).

La gibbsite domine largement la gamme des **minéraux secondaires** mais les oxyhydroxydes de fer, la kaolinite et les oxydes de titane sont tout de même présents.

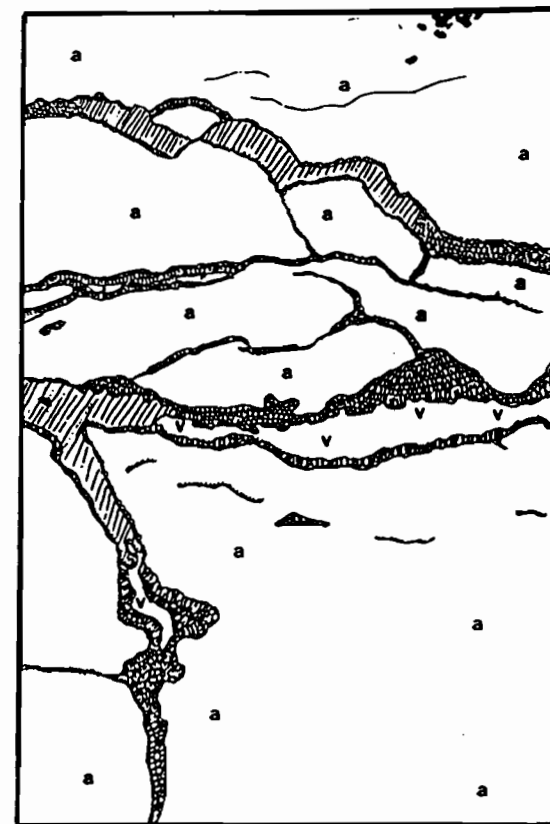
La gibbsite : Les cristallisations de gibbsite suivent fréquemment les structures cristallines des minéraux primaires qu'elle remplace : macle polysynthétique des plagioclases ou clivage losangique à 120° des amphiboles. Ces cristallisations forment des structures en boxwork (*photos n° 10, 11 et 12*). Celles-ci sont soulignées par des macrocristaux de gibbsite (10 à 50 μm), cristallisés perpendiculairement aux plans structuraux et aux fractures. Localement, ces plans sont soulignés par les oxyhydroxydes de fer. Le coeur des boxworks est vide ou comblé par des cristaux, probablement de gibbsite, plus fins (< 10 μm) ou bien par des oxyhydroxydes de fer présentant des structures cutaniques (*photo n° 13*).



(a)



(b)



(c)

figure n° 11 : Organisation microscopique des filonnets. $g = \times 190$

a - premier filonnet, plasma argileux brun jaune b - premier filonnet transformé, plasma argileux jaune pâle.
 f1 - fissure 1 coupant le plasma "a" et remplie d'un matériau ferrugineux ou gibbsito-ferrugineux
 f2 - fissure 2 entre les plasma "a" et "b", remplie d'un matériau très ferrugineux. Cette fissure est recoupée par un vide.
 Q = Quartz V = Vide

 cristallisation de gibbsite  reliques de l'altérosquelette gibbsitique avec biotites kaolinisées  cutanes à forte extinction ondulée
 cutanes concentriques

On observe également une cristallisation de gibbsite, inférieure à 10 μm , dans les vides fissuraux trans-, inter- et intra-minéraux, en formant des volumes allongés ou en continuité avec les boxworks. Cette cristallisation intéresse tous les minéraux.

La kaolinite apparaît dans des volumes en ponctuations très fines, grises, en proportion nettement inférieure à la gibbsite. Au sein de ces volumes, on observe des éventails de kaolinite, qui parfois dérivent nettement de micas. Dans ce cas, ce sont des macrocristaux de 100 à 160 μm de long par 10 à 15 μm d'épaisseur, contrastant avec les microcristaux grisâtres.

Les oxy-hydroxydes de fer colorent l'ensemble des constituants. On observe une concentration de fer dans les fissures, les boxworks gibbsitiques, les volumes kaoliniques et les quartz. A fort grossissement (50/0,85), on reconnaît des ponctuations rouge à jaune vif à forte biréfringence de cristaux d'hématite et un mélange hématite-goethite (*photos n° 14 et 15*).

Les oxydes de titane (anatase) apparaissent comme des cristaux de couleur jaune verdâtre à faces anguleuses, de taille comprise entre 30 et 50 μm .

La porosité au sein de ce domaine est constituée de micro et méso-vides en forme de cavités dues à l'arrangement et à la dissolution des minéraux. Localement, ces cavités sont reliées par des chenaux, formant des chambres irrégulières. On observe également des vides fissuraux.

b - le domaine argileux brun-jaune

Dans ce domaine l'architecture de la roche n'est pas conservée. La structure est massive, en filonets tantôt parallèles, tantôt entrecroisés. Les bordures de ces filonets sont soulignées par de fins cristaux de gibbsite, des oxy-hydroxydes de fer et des vides (*photos n° 16 a et b, figure n° 11 a, b et c*).

Ce domaine est constitué par un plasma presque exempt de squelette. La taille des constituants est inférieure à 2 μm . En lumière naturelle, la couleur dominante est brun-jaune clair à brun-rouge polarisant en brun-gris à brun rouge. On observe des entrecroisements de filonets, les uns presque opaques, isotropes et d'autres légèrement biréfringents, anisotropes. Les différenciations de texture ne sont pas très nettes, contrairement aux différenciations de couleur. Les fissures qui coupent les filonets peuvent être partiellement ou totalement remplies, montrant des figures cutaniques plus ou moins développées. Quelques unes présentent des stries à forte biréfringence, indice de réorganisation des constituants argileux (kaolinite?) et ferrugineux.

On distingue trois types de filonets :

- les filonets jaunes pâles en lumière naturelle qui polarisent en ocre-gris à gris-verdâtre. Leurs limites sont dessinées par des cristaux de gibbsite d'environ 5 à 10 μm . Cette cristallisation s'effectue également dans les vides au sein même des filonets, en formant localement des microgéodes gibbsitiques ;

- les filonets brun-jaune à orange foncé (lumière naturelle) correspondent généralement à des fissures comblées des premiers filonets. Localement, on y observe une structure plasmique qui peut être assimilée à des cutanes à striation parallèle ;

- les filonets brun rouge foncé à rouge foncé (lumière naturelle) sont constitués d'un plasma nettement plus homogène à texture beaucoup plus fine. Ils correspondent au comblement de vides au sein des deux types de filonets décrits précédemment. Leurs limites sont nettes, irrégulières à mamelonnées. En lumière polarisée, la couleur est rouge vif à rouge foncé à faible extinction ondulée.

Les vides dans les filonets sont, pour la plupart, très fins (micro-vides), allongés et fissuraux. On observe fréquemment des méso-vides fissuraux et des macro-vides en forme de chambres. Ce domaine est très fracturé et les fissures coupent indifféremment tous les types de filonets.

c) - le passage entre les deux domaines

Le passage entre les deux domaines s'effectue par des interpénétrations. Sur cette limite, on retrouve également des boxworks gibbsitiques où les cristaux les plus grossiers sont quasiment les seuls à être conservés, malgré les figures de corrosion qu'ils présentent. Les cristaux fins situés au coeur des boxworks sont remplacés par le plasma opaque ferrugineux (*photo n° 16 a et b*). Ce passage présente également des volumes probablement kaoliniques, sous forme d'éventails.

d) - les traits pédologiques

On observe des cutanes argileux qui apparaissent principalement dans les taches localisées au sein du domaine sableux rouge et dans les vides du domaine argileux brun-jaune.

En lumière naturelle, la couleur de ces cutanes est jaune, rouge-jaune à rouge foncé, à zonages concentriques. En lumière polarisée, la couleur est rouge vif à rouge foncé avec une légère extinction ondulée. Localement, quelques cutanes montrent nettement le phénomène de la croix noire et d'autres, une biréfringence à striations concentriques.

e) - résumé

Plusieurs points sont à retenir de cette description.

1 - La présence d'une roche riche en quartz dont l'altération conduit principalement :

- a) - à un matériau sableux ;
- b) - à la cristallisation de gibbsite, d'oxy-hydroxydes de fer et de kaolinite ;
- c) - à une pseudomorphose différenciée en fonction de la nature des minéraux primaires (amphiboles, plagioclases, microcline, micas) :
 - en macrocristaux de gibbsite organisée principalement en boxworks ;
 - en macrocristaux probablement de kaolinite sous forme d'éventails et d'accordéons ;
- d) - à une porogenèse par :
 - fracturation des minéraux, quartz par exemple, probablement d'origine tectonique. (On ne peut pas exclure un artefact de fragmentation dû à la fabrication de la lame quand ces fissures sont exemptes de plasma) ;

- altération des minéraux primaires accompagnée d'une néoformation des minéraux secondaires (dans les deux domaines) ;
- fracturation liée probablement à des phénomènes d'expansion et d'affaissement (principalement dans le domaine argileux brun-jaune) ;

2 - L'observation des formes de l'altération montre que :

- bien que la plupart des minéraux primaires aient déjà été pseudomorphosés, la texture pétrographique de la roche est encore conservée ;
- la première altération fut gibbsitique puisque elle seule conserve la structure de macles polysynthétiques des plagioclases ou des clivages losangiques d'amphiboles, minéraux très altérables ;
- la muscovite est peu altérée, il semble donc que l'altération gibbsitique l'ait épargnée ;
- la plupart des produits d'altération sont de taille $> 2 \mu\text{m}$. Ils se classent en squelette et non en plasma selon BOULET (1978). L'altérosquelette ainsi formé est caractérisé par une cristallisation dominante de gibbsite.

2 - altérite argilo-limoneuse violacée

Les principales différences entre cet horizon et l'horizon précédent portent sur les constituants minéralogiques et leur organisation.

On observe une nette augmentation des volumes kaoliniques (en éventail ou non) et des cristaux arrondis d'oxy-hydroxydes de fer de taille inférieure à $5 \mu\text{m}$. Les quartz sont moins abondants et présentent de fortes figures de dissolution (*Photos n° 17 a et b*). La proportion de gibbsite diminue. Subsistent les rares zircons et la muscovite est plus ferruginisée. Localement, les biotites kaolinisées sont très nombreuses.

Les cristaux de gibbsite, anisotropes dans l'altérite sableuse, deviennent isotropes (*Photos n° 18 a, b, c et d*). Cette isotropie s'accompagne : (1) d'un changement de couleur : les cristaux incolores, transparents dans l'altérite sableuse passent progressivement à jaune clair, puis à jaune rougeâtre foncé ; (2) d'un changement de forme : On observe une diminution de la taille des cristaux de gibbsite et l'apparition d'une micro-punctation (*figure n° 12*).

Les biotites perdent le pléochroïsme et acquièrent une teinte de polarisation grise à blanche.

On observe des volumes alignés de l'altérosquelette gibbsitique au sein de l'altérite argilo-limoneuse violacée. Ces volumes sont fortement ferruginisés particulièrement sur les bordures. La structure pétrographique de l'altérite sableuse disparaît (simultanément au démantèlement des structures en boxwork de la gibbsite) et fait place à une structure pédologique.

La structure pédologique qui se développe se caractérise par une nette augmentation du plasma par rapport au squelette :

figure n° 12 : Dissolution de la gibbsite et disparition progressive de la structure en boxwork.

$g = \times 250$

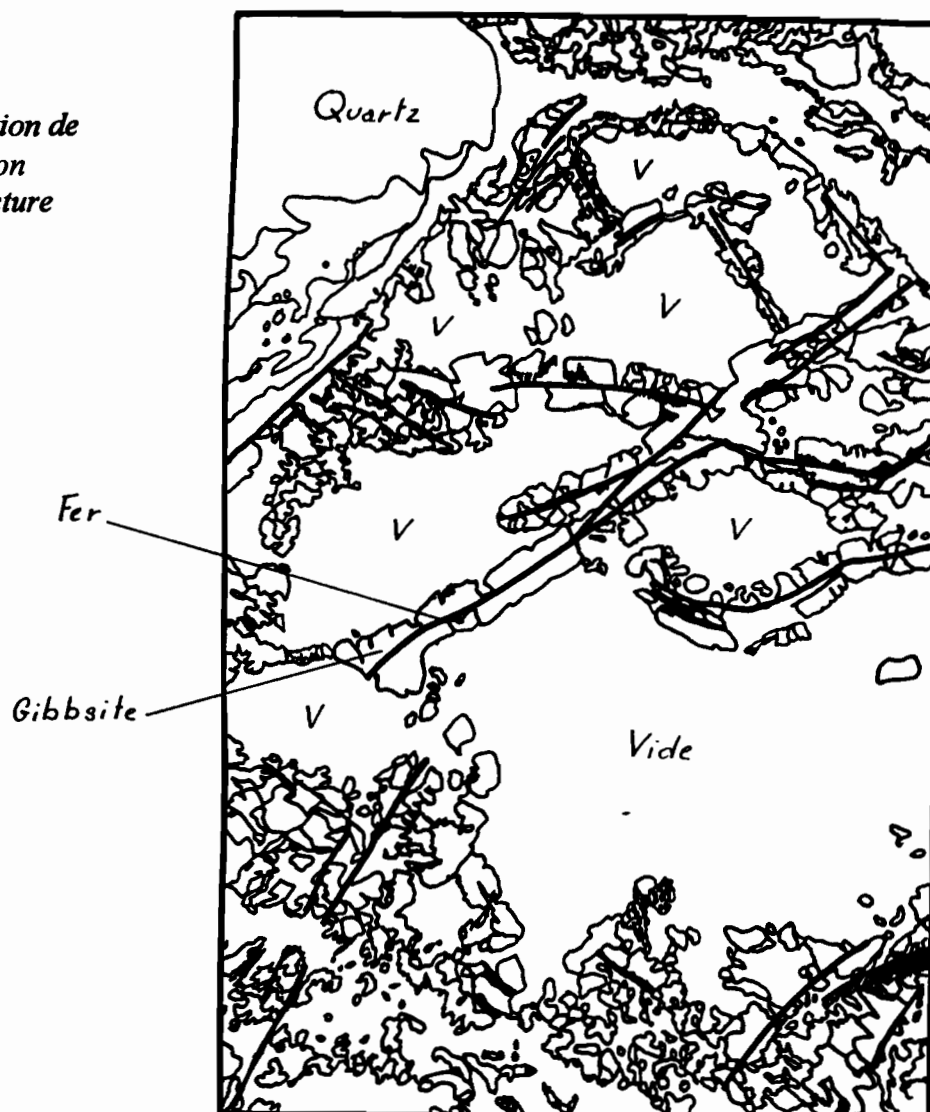


figure n° 13 : L'alignement des filonets permet de reconnaître l'architecture de la roche dans la matrice fine microagrégée de l'horizon à blocs de l'amont.

$V = \text{Vide}$



Filonets



Bloc présentant la structure de l'altérite sableuse rouge violacée.
(Altérosquelette gibbsitique)



Matrice fine microagrégée

$g = \times 1$



1 - un plasma fortement coloré par le fer, brun-rouge en lumière naturelle. En lumière polarisée il est opaque, cristique, avec une couleur de polarisation irrégulière rouge foncé à rouge vif (*Photos n° 19 a et b*).

Ce plasma "grignote" les constituants, soit primaires, soit secondaires. Le développement de ce plasma est précédé : (a) par un changement des propriétés optiques des minéraux au sein des reliques de l'altérosquelette gibbsitique : passage de l'anisotropie des cristaux de gibbsite à une isotropie du matériau (micro-ponctuations) qui les remplacent ; (b) et coïncide avec une activité biologique responsable d'une microstructure arrondie à subarrondie, due aux excréments de la pédofaune.

2 - un fond matriciel qui présente une association serrée plasma + squelette presque exempt de porosité : une structure primaire, massive à la base et polyédrique grossière peu nette vers le haut. On observe dans ce fond matriciel de nombreux nodules rouge foncé (fer) et noir (probablement de manganèse) à limites diffuses ;

Les vides sont polyconcaves, de taille comprise entre 100 et 250 μm , parfois 450 μm . On observe également, des vides fissuraux très fins et des vides tubulaires (arrondis, allongés).

résumé

Ce qu'il faut retenir de cet horizon :

- (i) - les volumes alignés indiquent que la structure de la roche peut être encore localement repérée malgré la pédoplasation qui atteint le matériau ;
- (ii) - une augmentation de la proportion de kaolinite par rapport à la gibbsite qui perd sa structure en boxwork, change de propriétés optiques et semble présenter des figures de corrosion (à confirmer par une étude au microscope électronique à balayage) ;
- (iii) - une diminution de la taille des grains du squelette (quartz, gibbsite) et le développement d'un plasma argilo-ferrugineux qui devient dominant ;
- (iiii) - le développement d'une structure plasmique primaire, comblement de la porosité pré-existante et apparition d'une porosité sans rapport direct avec la roche et les minéraux mais avec l'activité biologique.

3 - microanalyses effectuées sur l'altérite sableuse rouge-violacée

L'identification des constituants minéraux sur les lames minces à l'aide du microscope optique polarisant a laissé quelques incertitudes sur la nature minéralogique des filonets et des accordéons. Dans le premier cas, la taille des constituants ($< 2 \mu\text{m}$) rend difficile leur identification. En ce qui concerne les accordéons, les caractéristiques optiques peuvent être attribuées soit à la kaolinite, soit à la gibbsite. Il apparaît donc nécessaire de recourir à des méthodes d'analyses plus fines afin d'identifier la nature de ces matériaux.

Des analyses chimiques ponctuelles à la microsonde électronique ont été réalisées sur ces différents matériaux. Ces analyses ont été effectuées au Laboratoire de Science du Sol INRA-ENSA de RENNES avec l'orientation technique de J. BERRIER, sur un MEB PHILIPS XL20 muni d'un spectromètre à dispersion d'énergie à fenêtre ultramince (système de microanalyse LINK EXL).

a - les filonets

Les résultats des analyses chimiques ponctuelles concernant les filonets (*planches n° 1, 2 et 3*) montrent que leur nature minéralogique est essentiellement gibbsitique à gibbsite-ferrugineuse. Al_2O_3 , Fe_2O_3 sont largement dominants. SiO_2 est minoritaire et les teneurs en Na_2O , CaO , K_2O , P_2O_5 , SO_2 , TiO_2 , MnO , CrO_3 et Cl sont généralement très faibles, inférieures à 1%, généralement au-dessous de la limite de détection de l'appareil.

Pour déceler la distribution des constituants au sein de ces filonets, il convient d'analyser les variations locales de la composition selon les types de filonets identifiés lors de la description en microscopie optique polarisante. La *planche 3* sera décrite puisqu'elle contient les principaux types de filonets observés.

Dans ce schéma, on observe une transition entre le domaine sableux rouge et le domaine argileux brun-jaune qui s'interpénètrent.

1 - Le premier type de filonet (type 1) :

Les analyses des sites 8, 11, 12 et 15, placés sur ce filonet, indiquent une composition chimique à peu près homogène, avec de faibles variations des teneurs en Al_2O_3 (88 à 91%), Fe_2O_3 (4 à 6,5%), SiO_2 (1,5 à 3,7%) et TiO_2 (0,5 à 0,9%). Dans les *planches 1 et 2*, ce type de filonet montre de faibles variations locales notamment de teneurs en Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 et TiO_2 . Ces filonets peuvent alors être considérés comme essentiellement gibbsitiques, très légèrement ferrugineux à ferrugineux à proximité des vides (site 8) et des micas altérées (sites 11 et 12).

2 - Le second type de filonet (type 2) :

Les analyses effectuées correspondent aux sites 18 et 19 qui montrent de faibles variations des teneurs en Al_2O_3 (89 et 80%), Fe_2O_3 (4 et 9,5%) et SiO_2 (2,9 et 6%). Ce filonet est gibbsitique et légèrement plus riche en Fe_2O_3 et TiO_2 .

3 - Le troisième type de filonet (type 3) :

Les analyses ponctuelles des sites 9 et 10 montrent que les composés majeurs sont Al_2O_3 (82 et 88%), Fe_2O_3 (9 et 6%) et SiO_2 (4 et 2,5%). La composition chimique de ce type de filonet est voisine de celle du second type malgré les faibles différenciations de couleur et de texture.

conclusion:

Les analyses ponctuelles des filonets ont révélé une homogénéité de leurs compositions chimiques. Les teneurs en Al_2O_3 sont majoritaires. La nature de ces filonets est essentiellement gibbsitique. Les variations de couleurs observées en microscopie optique correspondent à des variations locales de teneurs en Fe_2O_3 et TiO_2 . Les différences de texture de la gibbsite peuvent



PLANCHE 1 - "accordeon" situé à la transition entre les domaines quartzo-gibbsitique et argilo ferrugineux

sites	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
const	GIB	GIB	GIB	GIB	GIB fer	KAO	KAO	GIB fer	GIB fer	quartz	GIB inters.

nature du matériau correspondant au site d'analyse chimique ponctuelle

- site
- quartz
- Q quartz
- V vide
- domaine quartzo-gibbsitique
- filonet de type 1 (brun jaunâtre clair)
- filonet de type 2 (brun rougeâtre foncé)
- zones rougeâtres
- volumes kaolinitiques
- vide rempli - localement bordure avec de cristaux fins de gibbsite

% oxydes	site 15	site 16	site 17	site 18	site 19	site 20	site 21	site 22	site 23	site 24	site 25
Na ₂ O	0.04	0.14	0.02	0.16	0.05	0.39	0.43	0.15	0.02	0.08	6.32
MgO	0.68	0.62	0.69	0.56	0.61	0.49	0.30	0.73	0.68	0.07	1.77
Al ₂ O ₃	96.57	96.68	94.48	92.89	92.70	44.21	45.82	93.28	93.85	0.73	75.88
SiO ₂	0.69	0.79	3.27	5.28	2.96	52.15	51.54	2.62	2.31	98.46	7.34
P ₂ O ₅	1.33	0.55	0.66	0.42	0.76			0.57	0.62	0.19	0.98
SO ₂	0.24	0.20	0.19	0.20	0.22	0.18	0.22	0.01	0.24	0.13	1.09
K ₂ O	0.03		0.06	0.02	0.00	0.24	0.34	0.05	0.11		1.24
CaO		0.05	0.05		0.15	0.17	0.27	0.06	0.02		0.59
TiO ₂		0.38			0.36	0.96		0.30	0.19		0.12
MnO	0.04	0.12	0.13	0.16	0.01		0.04				
FeO	0.28	0.30	0.47	0.13	2.09	0.82	0.45	1.94	1.83	0.12	0.95
CrO ₃					0.06			0.16			0.14
Cl	0.10	0.17		0.18	0.03	0.41	0.60	0.15	0.14	0.23	3.59

composition chimique des sites



PLANCHE 2 "accordeon" situé à la transition entre les domaines quartzo-gibbsitique et argilo ferrugineux

sites	22	23	24	25	26	27	28	29
constit	GIB	GIB	GIB titane fer	GIB titane fer	GIB titane fer	GIB	quartz	GIB inters.

nature du matériau correspondant au site d'analyse chimique ponctuelle

● site
○ site

Q quartz

 domaine quartzo-gibbsitique

 filonet de type 1 (brun jaunâtre clair)

 volumes kaolinifiques

 vide rempli - bordure avec de cristaux fins de gibbsite

% oxydes	site 22	site 23	site 24	site 25	site 26	site 27	site 28	site 29
Na ₂ O	0.14	1.64	0.51		0.54	0.15	0.10	3.66
MgO	0.75	0.92	0.70	0.71	0.57	0.73		1.88
Al ₂ O ₃	97.1	76.27	62.18	88.93	71.73	71.70	0.74	56.19
SiO ₂	0.52	12.74	3.00	1.43	4.63	25.30	98.66	20.66
P ₂ O ₅	0.58	0.35	0.95	0.52	0.29	0.32		0.49
SO ₂	0.46	1.63	0.30	0.25	0.27	0.39	0.04	1.00
K ₂ O	0.11	2.68	0.13	0.12	0.24	0.42	0.05	0.79
CaO		0.43		0.04	0.14	0.05	0.07	0.71
TiO ₂	0.01	0.19	5.69	1.57	3.81		0.03	0.80
MnO	0.05			0.06	0.21		0.03	
FeO	0.25	0.51	26.15	6.12	17.25	0.53	0.17	8.79
CrO ₃			0.26		0.10		0.01	
Cl	0.04	2.65	0.12	0.27	0.23	0.42	0.09	5.04

composition chimique des sites



PLANCHE 3 - "accordeon" situé à la transition entre les domaines quartzo-gibbsitique et argilo ferrugineux

échelle 100 μ

sites	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18	19
const	GIB	GIB	GIB	GIB	GIB	GIB	GIB	GIB	GIB	GIB	GIB
	fer	fer	fer	fer	fer			fer		fer	fer

nature du matériau correspondant au site d'analyse chimique ponctuelle

- site
- site
- quartz
- v vide
- ▨ domaine quartzo-gibbsitique
- ▤ filonet de type 1 (brun jaunâtre clair)
- ▥ filonet de type 2 (brun rougeâtre foncé)
- ▦ filonet de type 3 (brun jaunâtre légèrement foncé)
- ⊗ volumes kaoliniques
- ⊙ vide rempli - localement bordure avec de cristaux fins de gibbsite
- ⊕ zones rougeâtres

% oxydes	site 8	site 9	site 10	site 11	site 12	site 13	site 14	site 15	site 16	site 18	site 19
Na ₂ O	0.03	0.30	0.10	0.13	0.18	0.31	0.05	0.22		0.26	0.21
MgO	0.57	0.58	0.59	0.67	0.75	0.64	0.63	0.58	0.57	0.71	0.57
Al ₂ O ₃	87.77	82.60	88.48	86.90	90.11	92.77	94.81	91.21	96.79	89.22	80.91
SiO ₂	2.78	4.32	2.58	3.75	2.50	3.66	3.70	1.57	0.86	2.94	6.40
P ₂ O ₅	0.64	0.94	1.00	0.89	0.69	0.48	0.23	0.53	0.88	0.89	0.89
SO ₂	0.42	0.55	0.48	0.55	0.26	0.32	0.21	0.38	0.22	0.47	0.33
K ₂ O	0.18	0.14	0.08	0.23	0.02	0.18	0.05	0.15		0.06	0.10
CaO		0.03	0.07		0.10	0.20		0.04	0.10	0.09	0.09
TiO ₂	0.70	0.94	0.42	0.92	0.85			0.56		0.82	0.94
MnO		0.05		0.11	0.23	0.33	0.03			0.10	0.08
FeO	6.76	9.27	5.97	5.50	4.20			3.91	0.42	4.18	9.41
CrO ₃	0.01		0.11	0.12				0.01		0.02	
Cl	0.13	0.30	0.14	0.24	0.13	0.35	0.08	0.19	0.13	0.25	0.08
BaO						0.76	0.20	0.65	0.03		

composition chimique des sites

être liées aux teneurs en Fe_2O_3 et TiO_2 , ou à des conditions différentes de croissance cristalline dans des micro-milieus riches en impuretés, comme le souligne MULLER (1987).

b - les accordéons

La composition chimique des accordéons n'est pas homogène. Les analyses ont mis en évidence des gradients de composition en fonction de la couleur et de la forme des accordéons coïncidant avec l'ouverture des feuillets. Pour les sites où les feuillets sont plus ouverts (*planches 1 et 3*), on observe des teneurs très élevées en Al_2O_3 (92 à 96%) et des teneurs faibles en SiO_2 (0,68 à 5%) et Fe_2O_3 (0,13 à 0,46%). Les teneurs des autres éléments sont faibles (< 1%) et peu variables. Sur la *planche 2*, on observe cependant que pour les sites correspondant à des feuillets moins ouverts, les teneurs en Al_2O_3 sont plus faibles (45 à 62%), celles en SiO_2 légèrement plus élevées (1,4 à 6,9%) et celles en Fe_2O_3 nettement plus importantes (8 à 26%). Les teneurs des autres éléments sont faibles (< 1%), inférieures à la limite de détection de l'appareil.

Les analyses ponctuelles effectuées sur les accordéons mettent en évidence des produits essentiellement alumineux (*planches 2 et 3*, sites 13, 14, 15, 16, 17 et 18) à alumino-ferrugineux (*planche 1*, sites 23, 24, 25 et 26). Notamment les sites 24, 25 et 26, montrent que, dans les accordéons, le fer et le titane peuvent se concentrer en position interlamellaire (inter-feuillets) avec des teneurs respectives en TiO_2 de 6%, 1,6 et 4% et en Fe_2O_3 de 26%, 6 et 17%.

Ce type de concentration a été également observé, lié à l'altération de la biotite, dans les formations bauxitiques latéritiques de Côte-d'Ivoire décrites par BOULANGE (1984). Dans ce milieu, l'auteur a souligné la présence d'accordéons de nature kaolinique en montrant leur transformation en gibbsite, par désilicification.

Dans le cas présent, les analyses n'ont pas indiqué la présence de kaolinite au sein des accordéons, mais de gibbsite associée à des oxy-hydroxydes de titane et de fer.

c - conclusion:

Les analyses ponctuelles sur les accordéons indiquent une composition chimique dominée par les matériaux alumineux à alumino-ferrugineux. Aucune observation ne permet de conclure à une silicification ou à une désilicification de ces structures, traduisant une transformation de la kaolinite en gibbsite ou de la gibbsite en kaolinite, même si les structures en accordéons sont généralement considérées comme résultant d'une kaolinisation. Les sites analysés montrent néanmoins une prédominance de gibbsite.

4 - Observations de la gibbsite au MEB :

Les modifications des propriétés optiques de la gibbsite observées au microscope optique polarisant peuvent indiquer une dissolution de la gibbsite (DELVIGNE, 1965). Pour confirmer ou infirmer cette hypothèse, nous avons examiné successivement au MEB des échantillons non

rémaniés : (1) de l'altérite sableuse rouge violacée ; (2) du matériau sableux friable microagréé au sein de cette altérite. Les échantillons issus de l'altérite sableuse rouge violacée présentent des cristaux de gibbsite de taille comprise entre 2 et 10 μm , sains, sans figures de corrosion. En revanche, les cristaux de gibbsite dans le matériau friable microagréé présentent de très fortes figures de corrosions, preuve d'une dissolution de la gibbsite et d'une mise en solution de l'aluminium (*photo n° 20 a et b, 21 a, b et c*). Ces figures de dissolution sont en tout point semblables à celles présentées par ESWARAN et DAUD (1980) et par KELLER et CLARK (1984).

5 - Conclusion concernant l'altérite sableuse rouge violacée et l'altérite limono-argileuse violacée:

Les observations effectuées sur les lames minces et les résultats des micro-analyses concernant l'ensemble inférieur des altérites nous permettent de conclure que :

- (i) - le domaine sableux rouge associe aux minéraux primaires, dominés par le quartz, des produits d'altération essentiellement gibbsitiques, des oxy-hydroxydes de fer et, secondairement, la kaolinite. Ceux-ci forment un altérosquelette presque exempt de plasma ;
- (ii) - les filonets sont de nature gibbsitique à gibbsito-ferrugineuse ;
- (iii) - les accordéons sont de nature alumino-ferrugineuse.

En fonction de leur nature minéralogique et de leur organisation, nous proposons le schéma suivant :

(I) au moins trois contextes de cristallisation de gibbsite :

- **le premier** traduit un stade très avancé de l'altération où les minéraux primaires ont complètement disparu au profit de la gibbsite bien cristallisée, généralement sous forme de boxworks. Cette cristallisation se caractérise par des macrocristaux à habitus massif et prismatique de gibbsite de taille comprise entre 10 et 50 μm . Cette forme peut être associée à des cristaux plus fins situés au coeur de ces boxworks ;

- **le second** correspond à une cristallisation de gibbsite dans les fissures trans- et inter-minérales, remplissage partiel à total des vides, touchant même les vides de dissolution des quartz. Ces cristaux présentent une taille relativement homogène (d'environ 10 μm) et un habitus prismatique ;

- **le troisième** provient d'une dissolution des macrocristaux des boxwork de gibbsite et d'une cristallisation de gibbsite cryptocristalline, constituant les filonets. Cette forme présente des cristaux généralement fins accompagnés d'impuretés. On observe cependant que les cristaux situés en bordure des filonets et dans les vides, sont de plus grande taille.

En conclusion, il semble que chacune de ces cristallisations conduit à des gibbsites présentant des variations de taille et d'habitus cristallin. Ces observations se rapprochent de celles

réalisées par MULLER (1987). Selon cet auteur, les macrocristaux de gibbsite à habitus massif et prismatique traduisent une croissance cristalline qui s'est probablement effectuée dans des conditions de faible saturation, dans des solutions relativement pures et dans un micro-milieu peu turbulent. En revanche, les cristaux présentant une plus grande hétérogénéité de taille à habitus de prismes hexagonaux, correspondent davantage à des conditions de croissance cristalline plus rapide et à une sursaturation plus élevée et/ou à des micromilieus riches en impuretés (fer, silicium p.ex.), dans des conditions de convection, plus turbulentes.

(II) - l'origine non illuviale du domaine argileux brun-jaune :

Ces domaines semblent correspondre à des plans de fractures de la roche, qui se débite en plaquettes, comme nous avons pu le constater lors du travail sur le terrain. L'absence de structure lithologique de ce domaine et au contraire leur structure massive appuient cette hypothèse. Nous envisageons les étapes suivantes de développement :

(i) - 1ère étape, il y a eu fissuration au sein de la roche ;

(ii) - 2ème étape, ces vides transminéraux ont été remplis par un plasma secondaire provenant de l'altérosquelette gibbsitique. On observe une cristallisation secondaire de gibbsite cryptocristalline qui remplit totalement les vides. Celle-ci est plus ou moins accompagnée d'une ferruginisation ;

(iii) - 3ème étape, le domaine ainsi formé, de caractère plutôt rigide, a été fracturé probablement par des phénomènes d'expansion et d'affaissement. Les filonets se développent à partir de nouvelles cristallisations qui viennent tapisser partiellement ou totalement les vides. Les faibles variations texturales et minéralogiques observées nous permettent de supposer :

- que ces filonets ne correspondent pas à des phénomènes illuviaux caractérisés par une microsedimentation séquentielle ;

- que ces filonets correspondent plutôt à des cristallisations successives de la gibbsite dans des conditions de croissance cristalline dans des milieux plus ou moins riches en oxy-hydroxydes de fer et titane.

(iiii) - 4ème étape, le développement de cutanes argilo-ferrugineux dans les vides recoupant indifféremment tous les types de filonets. Ceci indique que ces cutanes sont postérieurs à la formation des filonets.

En conclusion, les observations effectuées permettent d'envisager une succession de cycles de cristallisation-dissolution-recristallisation, affectant l'ensemble des phases gibbsitiques et conduisant à des gibbsites de taille plus réduite et plus ou moins enrichies en fer et titane.

(III) concernant l'altérite argilo-limoneuse violacée, le passage d'une structure pétrographique à une structure pédologique se traduit par :

(i) - la disparition de la structure en boxwork de l'altérosquelette gibbsitique qui s'accompagne d'une augmentation importante des figures de corrosion du quartz et de la gibbsite ;

(ii) - le développement d'un plasma argilo-ferrugineux, une diminution nette de la porosité, de la taille du squelette et l'apparition d'une structure plasmique primaire massive à la base, polyédrique grossière vers le haut.

B - ENSEMBLE MEDIAN

L'ensemble médian est formé d'horizons à structure pédologique. Il n'apparaît que dans le système amont et est caractérisé par l'horizon à blocs et l'horizon à structure micro-agrégée.

Sur les lames du contact altérite sableuse / horizon à blocs de l'amont, on observe à l'oeil nu, la disparition de l'architecture de la roche et l'apparition de taches rouge-foncé, d'abondants cailloux et graviers. Le rapport squelette/plasma est estimé à 55/60 environ.

La proportion de cailloux et graviers diminue dans l'horizon micro-agrégé. D'abondants domaines brun-jaune apparaissent au sein de la matrice, accompagnés de vides grossiers en forme de chenaux (5 mm de diamètre) et de racines. Dans cet horizon, le rapport squelette/plasma est estimé à 45/55.

1 - analyse microscopique

Le squelette de ces deux horizons est formé principalement de quartz et de nombreuses reliques de l'altérosquelette gibbsitique. Secondairement, on observe quelques muscovites, zircons, tourmalines et anatases. Les cristaux de muscovite sont conservés en cristaux très fins dans l'altérosquelette gibbsitique. Ces cristaux sont généralement altérés ailleurs, principalement dans l'horizon à blocs. L'altération se traduit par : (i) un changement de teinte qui passe du second au premier ordre ; (ii) une ferruginisation importante entre les feuillets ; (iii) une cristallisation épitaxiale de la kaolinite entre les feuillets et en bordure des cristaux.

On peut estimer la granulométrie des quartz à 45% de sable fin, 35% de sable moyen et à 25% de sable grossier. Les sables grossiers et moyens sont fracturés, subanguleux, alors que le sable fin est plutôt subarrondi. Les figures de corrosion sont fréquentes.

a - horizon à blocs de l'amont

On observe de nombreuses reliques alignées et grossières (1mm) de l'altérosquelette gibbsitique. Ces reliques conservent partiellement la structure pétrographique ou en boxwork, souvent soulignées par les oxy-hydroxydes de fer.

La structure de la roche peut être repérée par l'alignement de ces reliques, les filonets gibbsitiques et par les vides trans-minéraux comblés d'oxy-hydroxydes de fer et d'aluminium (*figure n° 13*)

Les cristaux de gibbsite sont corrodés, principalement à la périphérie des reliques de boxwork. Tous les cristaux sont atteints, indépendamment de leur taille. On observe, dans ces

figures de corrosion, une ferruginisation ou une coloration jaune pâle en lumière naturelle qui polarise en brun-jaune à rougeâtre. Le coeur des boxwork est souvent comblé d'un matériau à texture fine, de couleur brun-rouge foncé en lumière naturelle, opaque en lumière polarisée. Ces reliques peuvent être assimilées à des nodules de type disjonctif et à des agrégats polyédriques.

Le plasma entre ces grandes reliques est opaque, fortement coloré par le fer, cristique en lumière polarisée. Il contient des reliques plus fines d'environ 10 μm (kaolinite) à 40 μm (gibbsite).

Les structures primaires du fond matriciel sont représentées par des agrégats polyédriques anguleux à subanguleux et par des agrégats fins subarrondis. Les vides sont très nombreux, d'assemblage inter-agrégats, polyconcaves et tubulaires allongés.

La distribution relative entre squelette, plasma et vides est porphyrosquelique lâche à domaines serrés.

Les traits pédologiques sont constitués principalement de nombreux nodules arrondis, opaques, noirs ou rouges, à limites nettes avec le plasma et de taille comprise entre 20 et 120 μm . On observe des cutanes dans les vides au coeur des boxworks gibbsitiques. En lumière naturelle, ils sont de couleur jaune-orange et polarisent en jaune à orange vifs, présentant souvent le phénomène de croix noire.

Les constituants biologiques sont représentés principalement par des racines et des boulettes fécales de petite taille (80 à 100 μm).

b - horizon micro-agrégé

Dans cet horizon, les reliques de l'altérosquelette gibbsitique ne sont plus alignées. Leur distribution est aléatoire, la texture pétrographique ne peut plus être repérée. Nombre et taille des reliques diminuent graduellement vers le haut. On observe cependant une grande hétérogénéité de taille dans le bas de l'horizon.

Cet horizon à plasma brun-foncé opaque, cristique, est très finement structuré. La micro-agrégation s'exprime plus fortement vers le haut (*photos n° 22 a et b, 23 a et b*). On observe trois types principaux d'agréats : (a) polyédriques anguleux à subanguleux fissurés, d'environ 600 μm , riches en quartz et reliques gibbsitiques ; (b) polyédriques subarrondis à arrondis de taille comprise entre 100 et 200 μm qui contiennent généralement des reliques gibbsitiques et ; (c) grumeleux de taille comprise entre 60 et 80 μm . Ceux-ci peuvent combler les vides (*photos n° 24 a et b, 25*)

Le fond matriciel se caractérise par une proportion équivalente squelette-plasma, avec un développement important de la porosité. La porosité totale est estimée à environ 60% de la surface totale. Les vides sont généralement tubulaires ou d'assemblage inter-agrégats. On observe également des vides fissuraux dans les agrégats les plus grossiers.

La distribution relative (plasma, squelette, vides) est porphyrosquelique lâche, localement enaulique.

Les traits pédologiques sont représentés par de nombreux nodules opaques, noirs, de taille comprise entre 20 et 120 μm . Les reliques de l'altérosquelette gibbsitique, très ferruginisées,

constituent des nodules disjonctifs. On observe deux types de papules, peu nombreux. Le premier semble issu de fragments de micas altérés et le second, majoritaire, de fragments de cutanes observés au sein de l'altérosquelette gibbsitique.

La proportion des racines, tissus végétaux et boulettes fécales augmente lorsque l'horizon se rapproche de la surface.

2 - conclusion sur l'ensemble médian

L'alignement des structures en boxwork et des filonets permet de reconnaître localement la structure initiale de la roche.

L'absence de discordance dans la succession verticale des horizons décrite jusqu'ici et, au contraire, les transformations progressives (diminution de la taille des reliques gibbsitiques, diminution de la taille des quartz, dissolution de la gibbsite en bordure des reliques et augmentation de l'activité biologique,...) indiquent que le matériau est en place.

L'hypothèse d'allochtonie, généralement fondée sur la couleur des matériaux et la présence d'une concentration relative de blocs ne peut être retenue face aux arguments macro- et micro-morphologiques.

C - ENSEMBLE SUPERIEUR

1 - analyse microscopique

a - horizon argileux et horizon à blocs de l'aval

L'horizon argileux du système aval présente une structure nettement pédologique dans laquelle on observe des lithoreliques de la roche presque saine. La couleur de la matrice fine est jaune contrastant avec la couleur gris-vert de la roche.

Les deux horizons présentent quartz, feldspath, muscovite, biotite, amphibole (hornblende verte), sphène, pyrite, reliques de l'altérosquelette gibbsitique, zircon, apatite et tourmaline. Le quartz et les reliques sont plus abondants dans l'horizon à blocs que dans l'horizon argileux. Malgré l'altération, les minéraux primaires dans les lithoreliques sont bien discernables. Le mode d'arrangement des cristaux est pétrographique à orientation structurale. Les minéraux primaires observés dans les blocs s'observent également dans le plasma avec un arrangement désordonné. Ces minéraux primaires non altérés côtoient des reliques gibbsitiques en boxwork de taille variable (300 μ m jusqu'à 8 cm, *photo n° 26*). Ils présentent une fragmentation mécanique importante. Le rapport squelette / plasma est estimé à 60/40 environ dans l'horizon argileux et 40/60 dans l'horizon à blocs.

Parmi les autres constituants du squelette, on observe des macrocristaux de gibbsite en boxwork (reliques) et de kaolinite, principalement issue de la kaolinisation de la biotite. Certaines

reliques ont la taille de sables grossiers, la plupart se distribue dans la fourchette des sables fins à sables très fins. Les reliques gibbsitiques sont tantôt similaires au matériau de l'altérite sableuse rouge violacée, tantôt ferruginisées et similaires aux nodules des horizons supérieurs du système amont.

Le plasma est brun-jaune en lumière naturelle et polarise en jaune clair à jaune verdâtre foncé. Il présente de nombreux cristaux inférieurs à 10 μm , en fins vermicules, et une extinction ondulée.

On observe une ferruginisation qui affecte le plasma principalement autour des vides et du squelette. L'extinction ondulée est plus marquée vers le haut, dans l'horizon à blocs que dans l'horizon argileux. Dans les deux horizons on observe des motifs de biréfringence striés autour des éléments du squelette. Le plasma peut être localement omnisépie.

Le fond matriciel se caractérise par divers types d'agrégats :

(i) les agrégats grossiers, polyédriques (250 à 300 μm), fracturés, associés aux racines (*photo n° 27*) ;

(ii) les agrégats polyédriques anguleux à la base et qui passent à subanguleux vers le haut, de taille comprise entre 90 et 160 μm , fracturés ;

(iii) les agrégats prismatiques peu nets (30 à 50 μm). Vers l'horizon à blocs, la structure polyédrique anguleuse, très fracturée, forme une sous-structure prismatique fine peu nette mais abondante.

Aux vides tubulaires grossiers (300 μm) s'ajoutent les vides en cavités (90 à 160 μm), les vides fissuraux (30 et 90 μm) et d'abondants vides tubulaires et fissuraux très fins (30 μm). La distribution relative squelette/plasma/vide est porphyrosquelique serrée, localement lâche.

Les traits pédologiques (essentiellement nodules et nombreux papules) augmentent légèrement de l'horizon argileux vers l'horizon à blocs. On observe :

- de petits nodules (10 à 50 μm) fréquents, noirs en lumière naturelle et opaques en lumière polarisée, de forme arrondie ou ovale ;

- d'autres, d'une taille d'environ 90 μm , noirs en lumière naturelle et opaques en lumière polarisée, fortement colorés (fer ou manganèse). Ils englobent des cristaux du squelette ;

- les plus grands, d'environ 200 μm , sont ferrugineux. Ils présentent un cortex rouge foncé très irrégulier, d'environ 10 μm et englobent de nombreuses paillettes issues de micas plus ou moins kaolinisés et ferruginisés. En lumière naturelle, les nodules sont opaques et rouge à rouge foncé.

Les papules sont nombreux, de faible biréfringence souvent imprégnés par le fer. L'extinction est ondulée. Ces papules présentent une forme allongée à ovale et une taille entre 50 et 400 μm .

On observe des charbons (30 et 50 μm). Les constituants organiques sont surtout représentés par des racines, tissus végétaux et pédotubules plus ou moins remplis de micro-agrégats. On note d'importants traits de bioturbation au contact roche saine-matrice fine du sol, responsables des remaniements des minéraux primaires dans la matrice fine du sol.

b - horizons argileux polyédrique et grumeleux de surface

A l'**amont**, le squelette de ces deux horizons est identique à celui des horizons de l'ensemble médian. On y observe quartz et reliques de l'altérosquelette gibbsitique. Les différences portent essentiellement sur la diminution de la taille des reliques gibbsitiques, l'augmentation relative du plasma et la ferruginisation des reliques.

A l'**aval**, le squelette intègre, en plus des quartz et des reliques, de nombreux minéraux primaires: feldspaths, amphiboles, biotites, paillettes micacées...

Du point de vue du plasma, on observe également des différences entre l'amont et l'aval :

- le plasma rouge-brun-jaune de l'**horizon argileux polyédrique** à l'amont passe à brun-jaune. Il est opaque à l'amont et présente ensuite une faible extinction ondulée ;
- la structure primaire du plasma polyédrique subanguleuse à sous-structure polyédrique subarrondie fine (40 à 80 μm) devient prismatique peu nette.

Tous ces contrastes amont/aval s'accroissent en bas de séquence (t5).

La porosité est composée de vides tubulaires et fissuraux très fins, localement associés à des vides d'assemblage inter-agrégats autour des racines.

L'**horizon grumeleux** est constitué essentiellement de matériaux remaniés par la pédofaune.

Trois types d'agréats sont observés :

- des agrégats polyédriques subarrondis fissurés (0,5 à 1 mm) dont le plasma contient des grains de quartz et des reliques gibbsitiques (< 20 μm) ferruginisées (*photo n° 28 a et b*), accompagnés de toute la panoplie des minéraux primaires à l'aval ;
- des agrégats sphériques (50 à 100 μm) dont le plasma n'englobe pas de squelette (*photo n° 29 et 30*) :
- des agrégats plus fins (< 50 μm), compacts, arrondis, dépourvus de squelette, toujours à proximité de racines (*photo n° 31*).

La porosité est très développée, à la fois trans- , inter- et intra-agrégats. L'assemblage entre les agrégats est très lâche.

2 - interprétation et conclusion concernant l'ensemble supérieur

On observe une très nette discontinuité minéralogique entre le système amont et le système aval sur cette séquence :

- à l'amont, l'altération gibbsitique a fait disparaître la quasi-totalité des minéraux primaires à l'exception du quartz et secondairement de la muscovite. Il n'y a pas de discordances verticales de composition minéralogique, toutes les transformations sont graduelles ;
- à l'aval, en revanche, on note une grande variété de minéraux primaires épargnés par l'altération gibbsitique.

La juxtaposition des minéraux primaires facilement altérables et non-altérés avec les boxworks gibbsitiques montre que ces horizons sont constitués d'un mélange d'au moins deux matériaux à des stades d'altération très différents. Ces deux matériaux semblent donc être passés, durant leur histoire, par des évolutions différentes.

Les constituants de ce mélange (minéraux primaires, reliques simples et reliques ferruginisées de l'altérosquelette gibbsitique) semblent être issus de l'ensemble des horizons identifiés sur le système amont (roche, altérite sableuse, horizons superficiels).

La discontinuité minéralogique observée entre le système amont et le système aval se retrouve également au sein de l'horizon argileux polyédrique et de l'horizon grumeleux de surface, bien qu'ils soient développés sur l'ensemble du versant.

Enfin, les boulettes fécales distinctes observées au sein de l'horizon grumeleux de surface indique la présence d'organismes du sol à régimes alimentaires distincts.

Certains groupes d'animaux (acariens, oribates, larves de diptères...) fragmentent seulement le matériel foliaire, ce qui leur permet d'en extraire certains produits métabolisables simples, sans ingérer de matière minérale; leurs boulettes fécales sont uniquement constituées de débris végétaux. En revanche, d'autres organismes de la pédofaune (Enchytraéides, collembolles) ingèrent des minéraux durs à faible surface spécifique comme le quartz et les micas, qui leur permettent d'écraser dans leur tube digestif les fragments végétaux ingérés. Leurs boulettes fécales sont donc constituées de déjections organo-minérales, dont les grains de quartz, qui se retrouvent marqués par ce travail de broyage (STOOPS, 1990; BLANCHART, 1990; MIKLOS, 1992), sont facilement discernables (TOUTAIN *et al.*, 1983).

Les observations réalisées sur les lames minces semblent être en parfait accord avec cette interprétation; grains de quartz, de gibbsite et de micas ont été observés dans les boulettes fécales présentant de la matière minérale.

Photo n° 6
Vue générale des trois ensembles

Supérieur
Horizon grumeleux de surface

Horizon argileux polyédrique

Médian
Horizon micro-agrégé

inférieur
altérite argilo-limoneuse violacée

Altérite sableuse violacée
à structure de la roche conservée

(coupe)

Photo n° 7

Détail de l'altérite sableuse rouge-violacée à structure de la roche conservée, de l'altérite argilo-limoneuse violacée et de l'horizon argileux polyédrique.

L'horizon micro-agrégé est très développé sur la paroi latérale de la fosse

T3t2

Photo n° 8

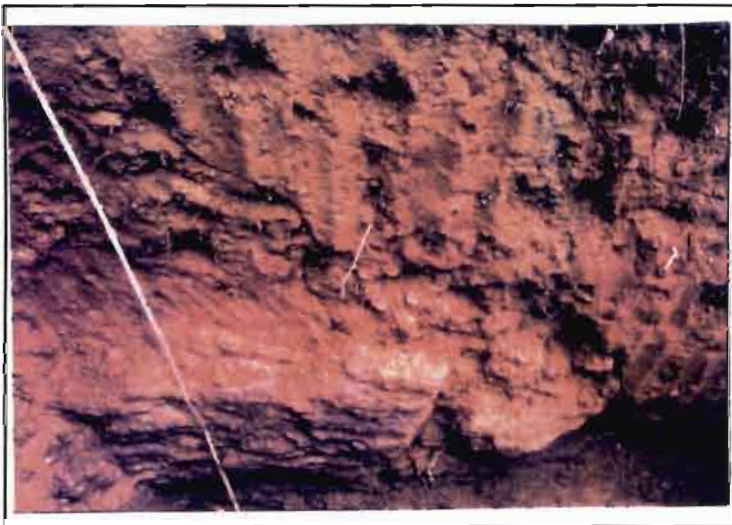
Détail de la paroi latérale de la photo 7

T3t2

Photo n° 9

Altérite argilo-limoneuse violacée surmontée de l'horizon argileux polyédrique (noter la limite par interpénétrations entre les deux horizons) et de l'horizon grumeleux de surface.

T3t1



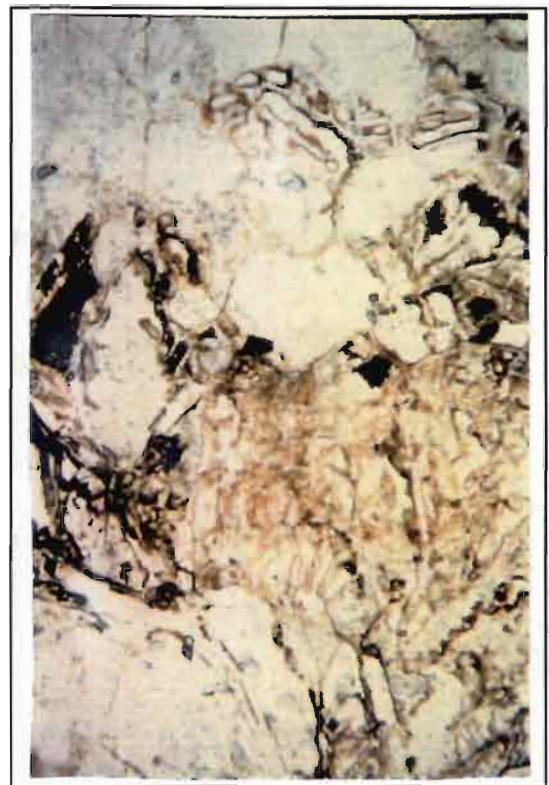
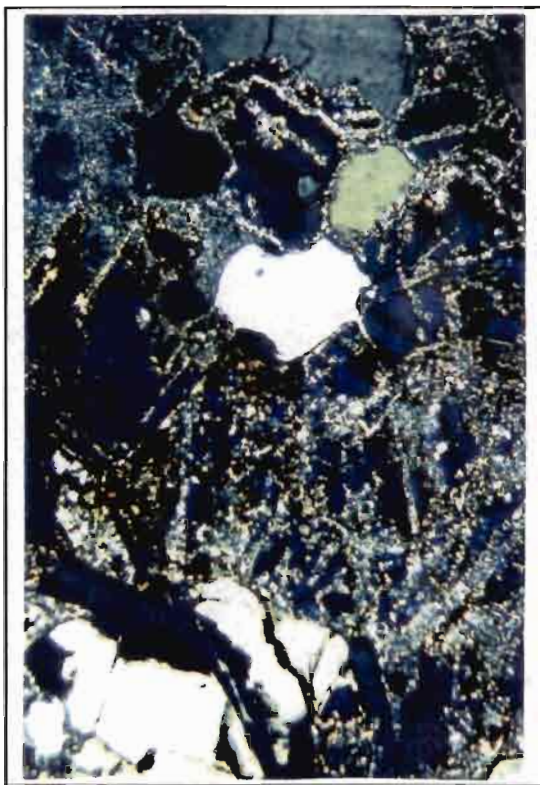
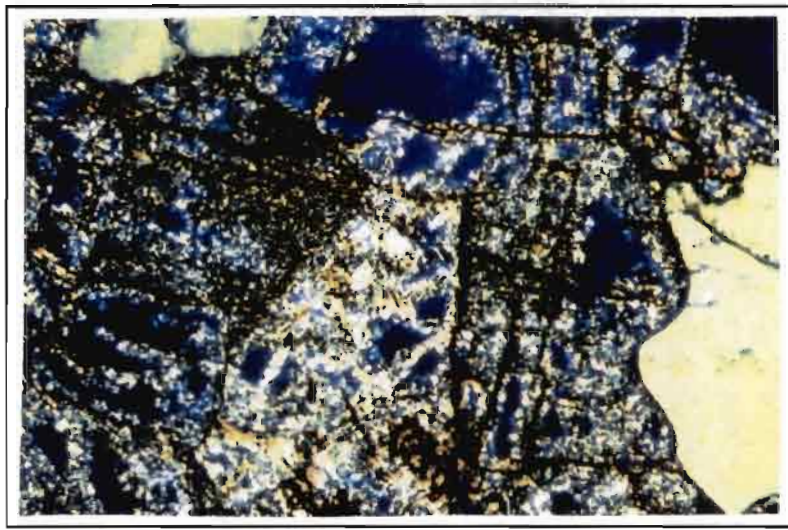


Photo n° 10

Boxwork gibbsitiques et grains de quartz.

Noter les plans structuraux ferruginisés, les vides poly-concaves et les grains de quartz fracturés présentant des figures de corrosion.

g = x125, lumière polarisée + lumière bleue

Photo n° 13

Structures cutaniques au coeur des boxwork gibbsitiques

g = x125

Photo n° 11

Boxwork gibbsitique à vides poly-concaves avec grains de quartz fracturés et corrodés
g = x125, Lumière polarisée + lumière bleue.

Photo n° 12

Même vue que la photo n° 11 en lumière naturelle.
Noter la ferruginisation qui comble quelques vides poly-concaves et envahit les minéraux.
g = x125

Photo n° 14

**Oxydes de fer (hématite en cristaux arrondis)
dans les fissures au sein de l'altérosquelette
gibbsitique g = x950.**

Photo n° 15

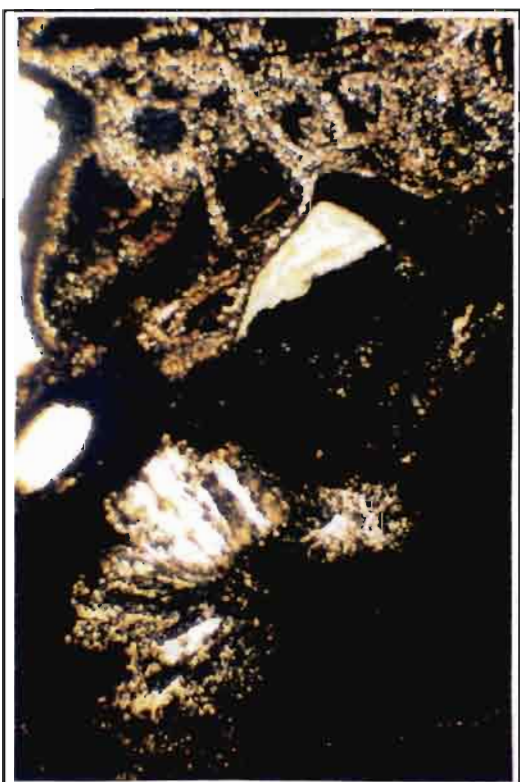
**Oxy-hydroxydes de fer (mélange
hématite/goethite comblant les boxworks de
l'altérosquelette gibbsitique g = x950.**

Photo n° 16a

**Limite entre le domaine sableux et le
domaine argileux brun-jaune au sein de
l'altérosquelette gibbsitique. Cette limite est
marquée par la présence de boxwork de
gibbsite et d'éventails dont l'analyse révèle
une forte proportion d'aluminium.
Lumière polarisée. g = x190.**

Photo n° 16b

**Même vue que la photo n° 16a
en lumière naturelle.
Noter la différence de couleur et la bordure
jaune pâle délimitant un filonnet gibbsitique
g = x190.**



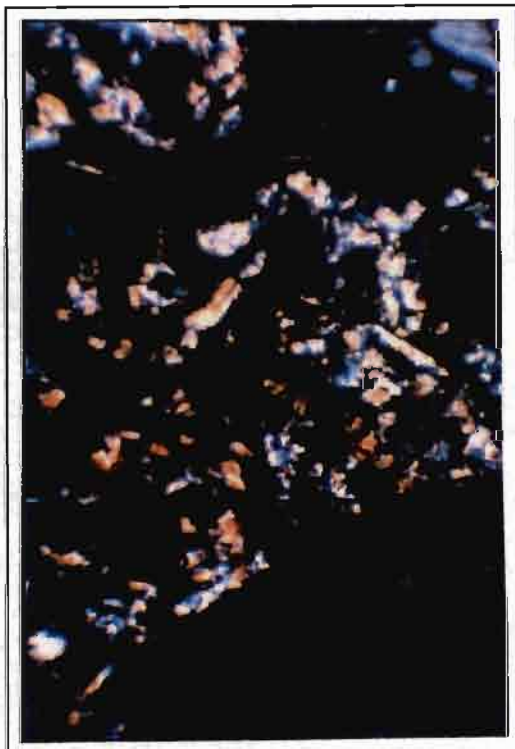
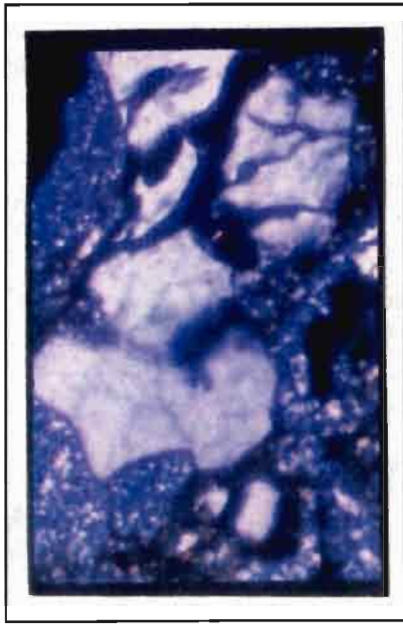


Photo n° 17a

**Figures de corrosion des quartz au sein de l'altérosquelette gibbsitique, en amont de la transition avec l'altérite argilo-limoneuse violacée.
Lumière polarisée
g = x125**

Photo n° 17b

**Même vue que la photo n° 17a en lumière naturelle.
Noter les microponctuations jaunâtres autour des grains, ainsi que l'apparition d'un plasma brun opaque ferrugineux (en haut et en bas du quartz)
g = x125**

Photo n° 18a

**Démantèlement des structures en boxwork.
Diminution de la taille de cristaux de gibbsite, changement des propriétés optiques (passage anisotropie-isotropie)
Lumière polarisée
g = x190**

Photo n° 18b

**Même vue que la figure 18a en lumière naturelle.
g = x190**

Photo n° 18c

**Démantèlement des structures en boxwork.
Diminution de la taille de cristaux,
changement des propriétés optiques
(passage anisotropie-isotropie)
Lumière polarisée
g = x190**

Photo n° 18d

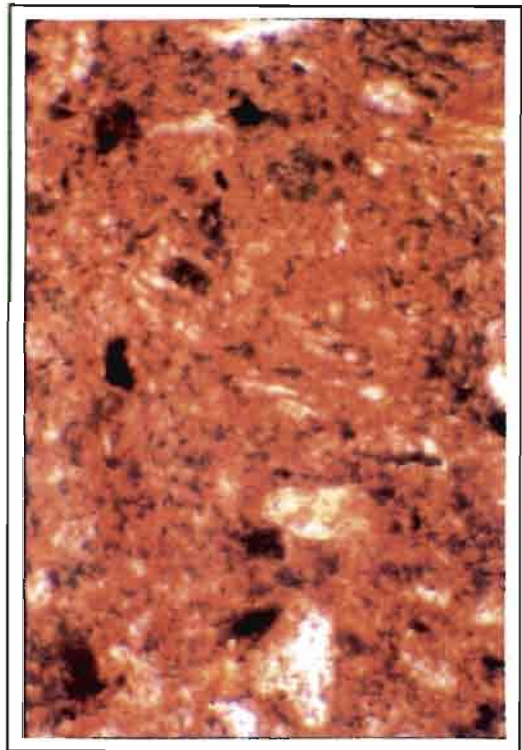
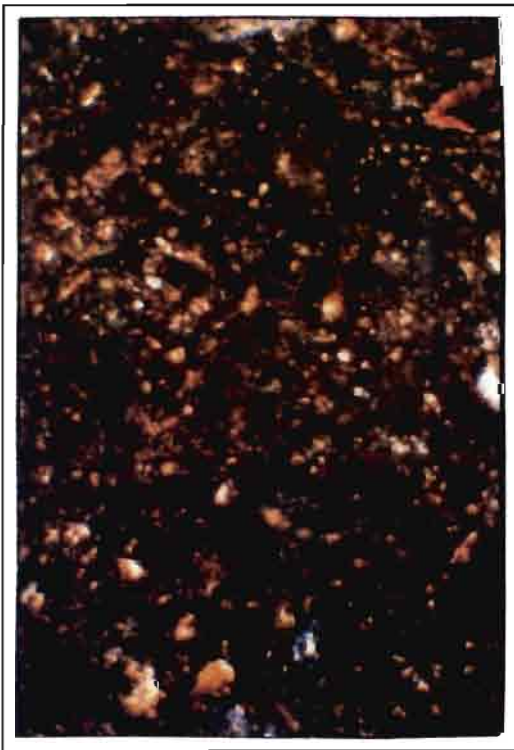
**Même vue que la photo n° 18c en
lumière naturelle**

Photo n° 19a

**Plasma cristique ferrugineux à structure
primaire massive de l'altérite argilo-
limoneuse violacée ;
L'apparition de ce plasma s'accompagne
d'une diminution brutale de la porosité
(initialement d'assemblage entre les boxwork)
Lumière polarisée g = x190.**

Photo n° 19b

**Même vue que la photo n° 19a en
lumière naturelle.
g = x190.**



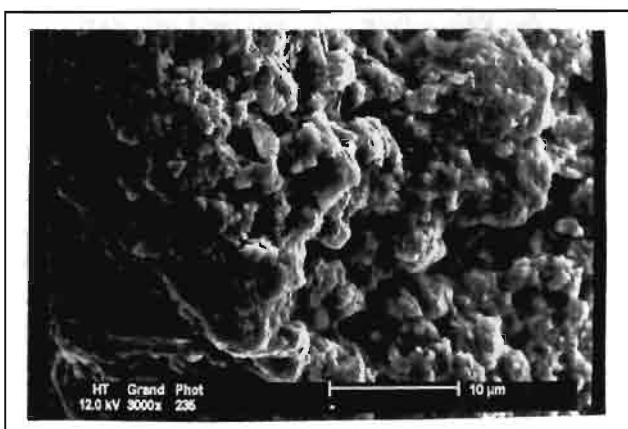
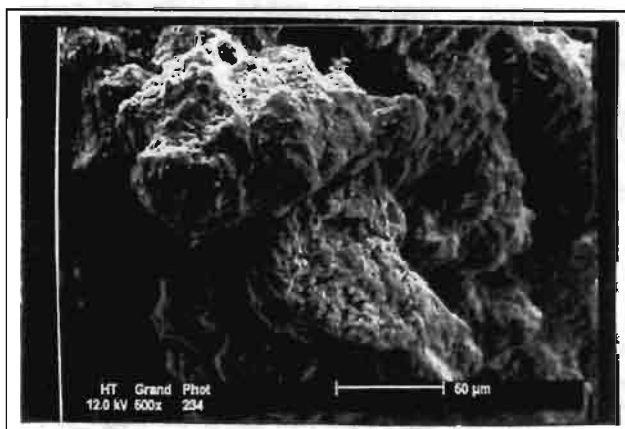
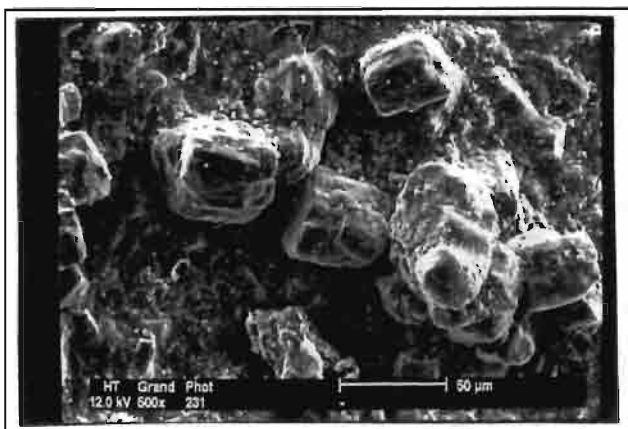
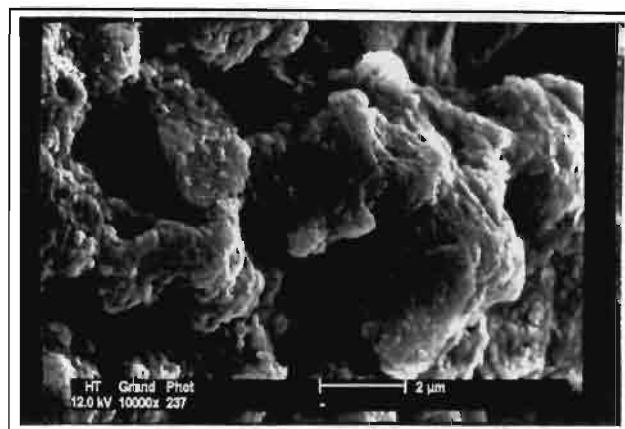
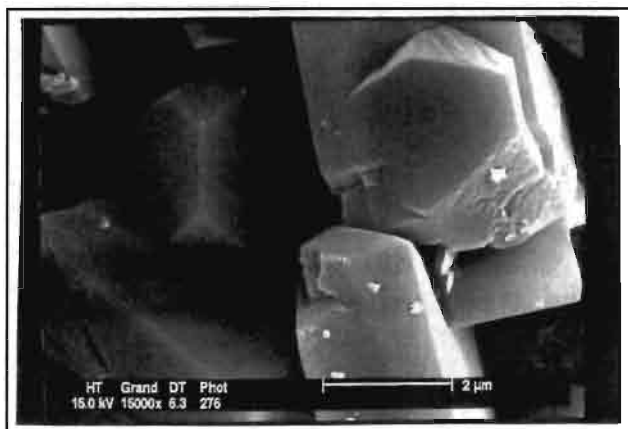


Photo n° 20a

Cristaux de gibbsite à faces cristallines non corrodés.

Photo n° 20b

Cristaux de gibbsite à faces cristallines très corrodées. Noter les formes irrégulières parsemées de points et les faces structurales conservant encore la forme cristalline de la gibbsite.

Photos réalisées sur des échantillons prélevés en amont de l'altérite argilo-limoneuse violacée voir *figure n° 15*.

Photo n° 21a

Macrocristaux de gibbsite en cours de dissolution

Photo n° 21b

Idem

Photo n° 21c

**Idem
On reconnaît encore les faces cristallines**

Photo n° 22a

**Microagrégats polyédriques agglutinés,
d'origine biologique, avec de nombreux
minéraux, principalement quartz, gibbsite, et
paillettes de micas altérés.
Lumière polarisée, g = x190.**

Photo n° 22b

**Même vue que la photo n° 22a
Lumière naturelle, g = x190.**

Photo n° 23a

**Microagrégats d'origine biologique arrondis
Lumière polarisée, g = x190.**

Photo n° 23b

**Même vue que la photo n° 23a
Lumière naturelle, g = x190.**

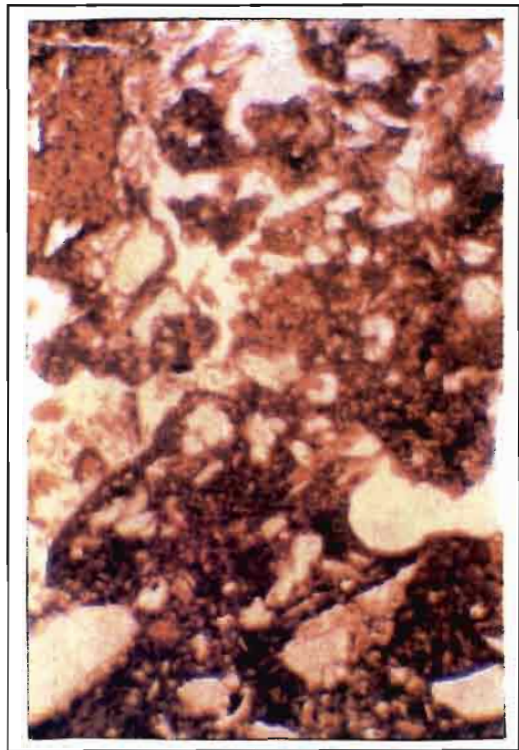
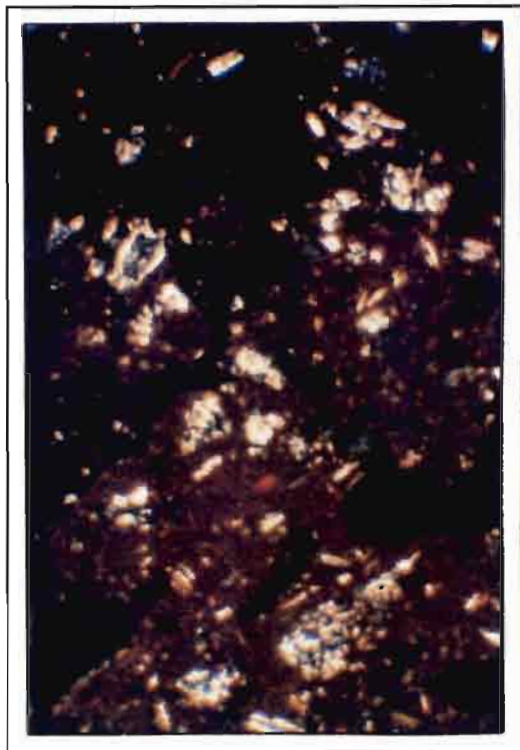




Photo n° 24a

**Microagrégats polyédriques
contenant des reliques de
l'altérosquelette gibbsitique.
Lumière polarisée, $g = \times 125$.**

Photo n° 24b

**Même vue que la photo n° 24a en
lumière naturelle.
Noter les transformations des
reliques de l'altérosquelette en
fonction du développement du
plasma ferrugineux.
 $g = \times 125$.**

Photo n° 25

**Porosité tubulaire grossière à chambres,
associée à une porosité fissurale plus fine (en
bleu clair). Les vides grossiers sont
partiellement comblés par des microagrégats
plus fins (d'environ 50 à 80 μm) d'origine
biologique.
Lumière bleue, $g = \times 190$.**

Photo n° 26

**Plasma argileux de l'horizon argileux de
l'aval. Le plasma est cristique à extinction
ondulée, localement présentant des
orientations complexes (omnisépiques).
Noter la juxtaposition de minéraux primaires
peu altérés (microcline, biotite, hornblende)
et de reliques de l'altérosquelette gibbsitique.
Lumière polarisée, $g = \times 190$**

Photo n° 27

**Fissuration radiale autour d'une racine
généralant des agrégats polyédriques
g = x30**

Photo n° 29

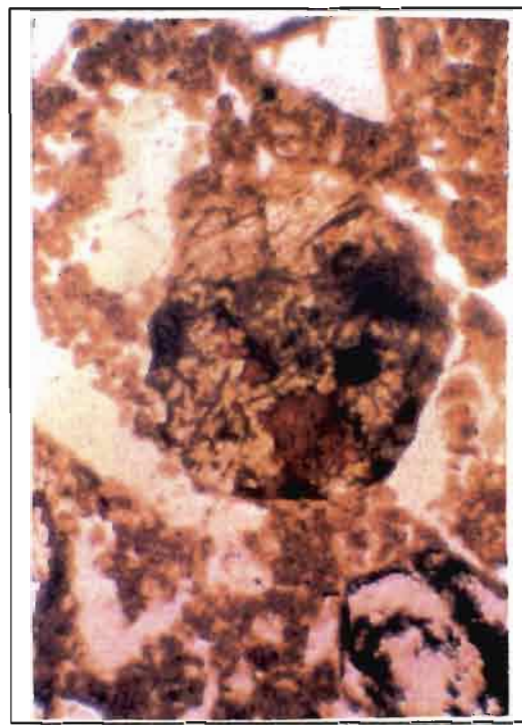
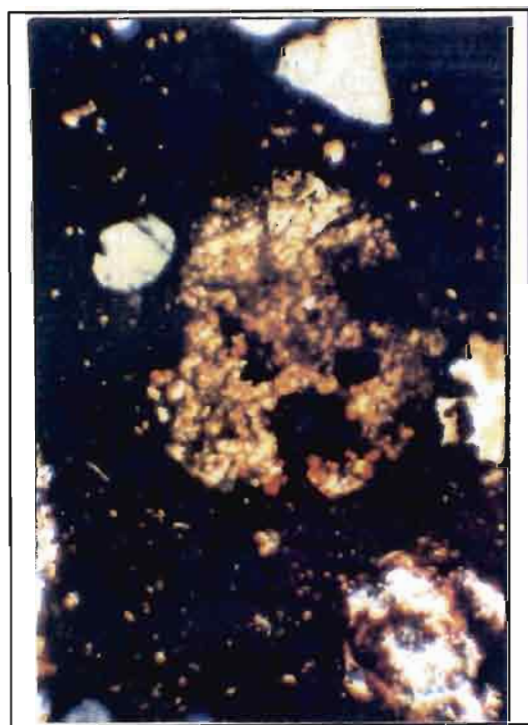
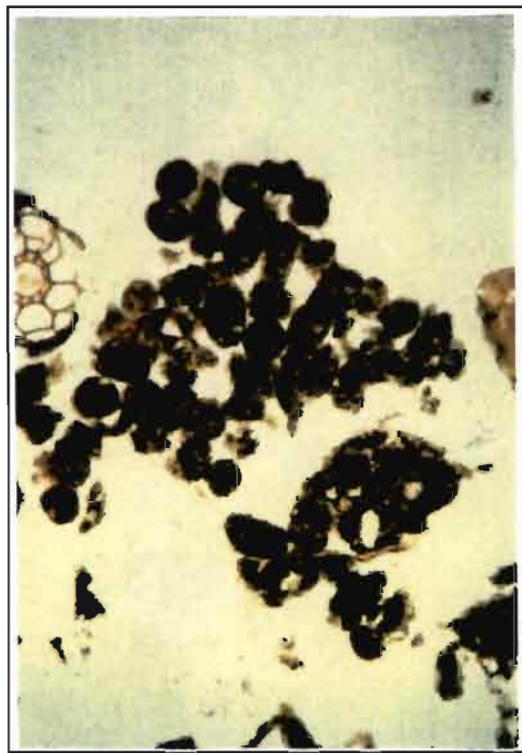
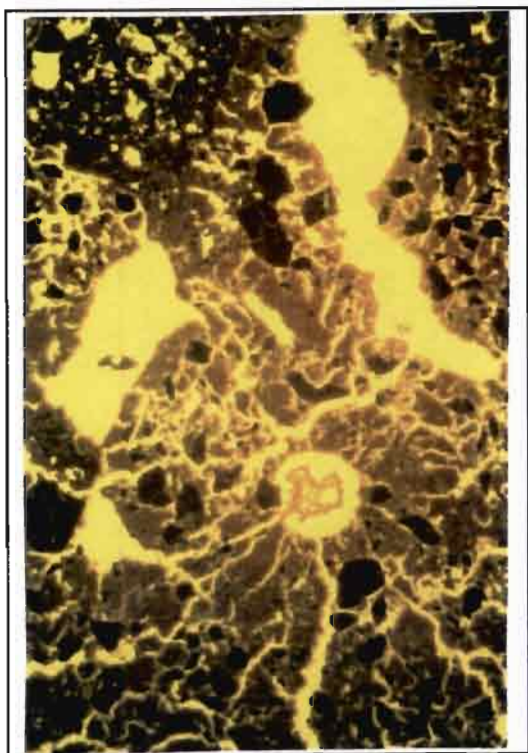
**Boulettes fécales d'oribates sans minéraux
primaires
g = x190**

Photo n° 28a

**Assemblage lâche de microagrégats d'origine
biologique. Noter les reliques de
l'altérosquelette gibbsitique ferruginisées et la
disparition progressive de la gibbsite.
Lumière polarisée, g = x190.**

Photo n° 28b

**Même vue que la photo n° 28a en
lumière naturelle. g = x190.**



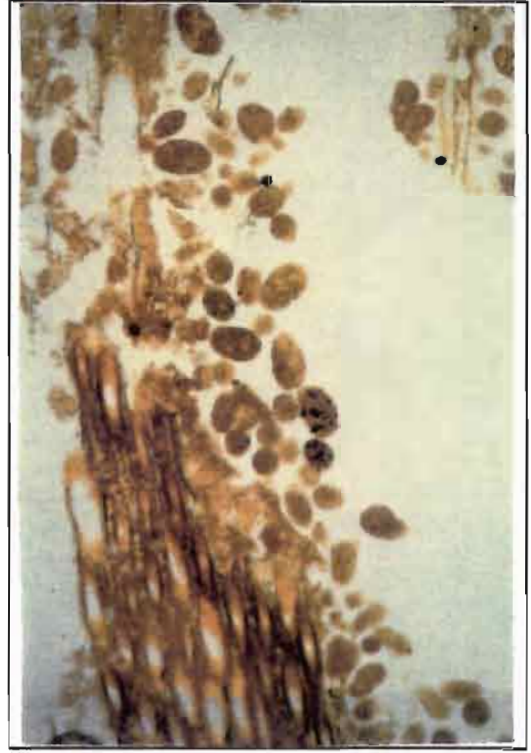
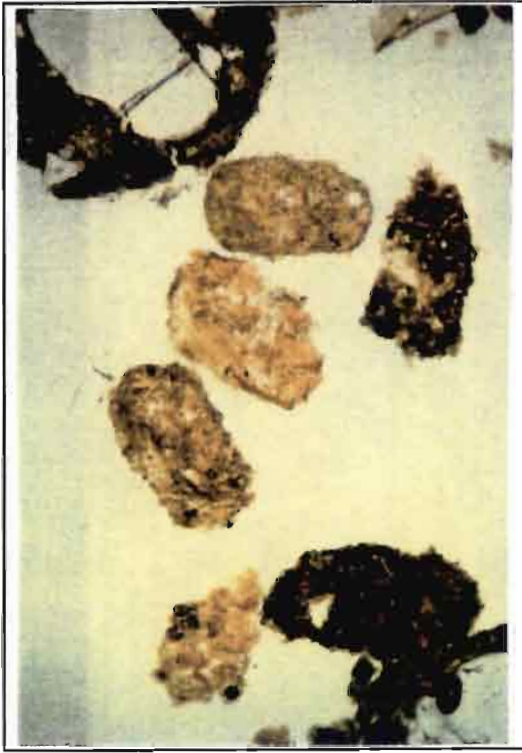


Photo n° 30

Boulettes fécales d'oribates
g = x500.

Photo n° 31

Boulettes fécales d'oribates
g = x190.

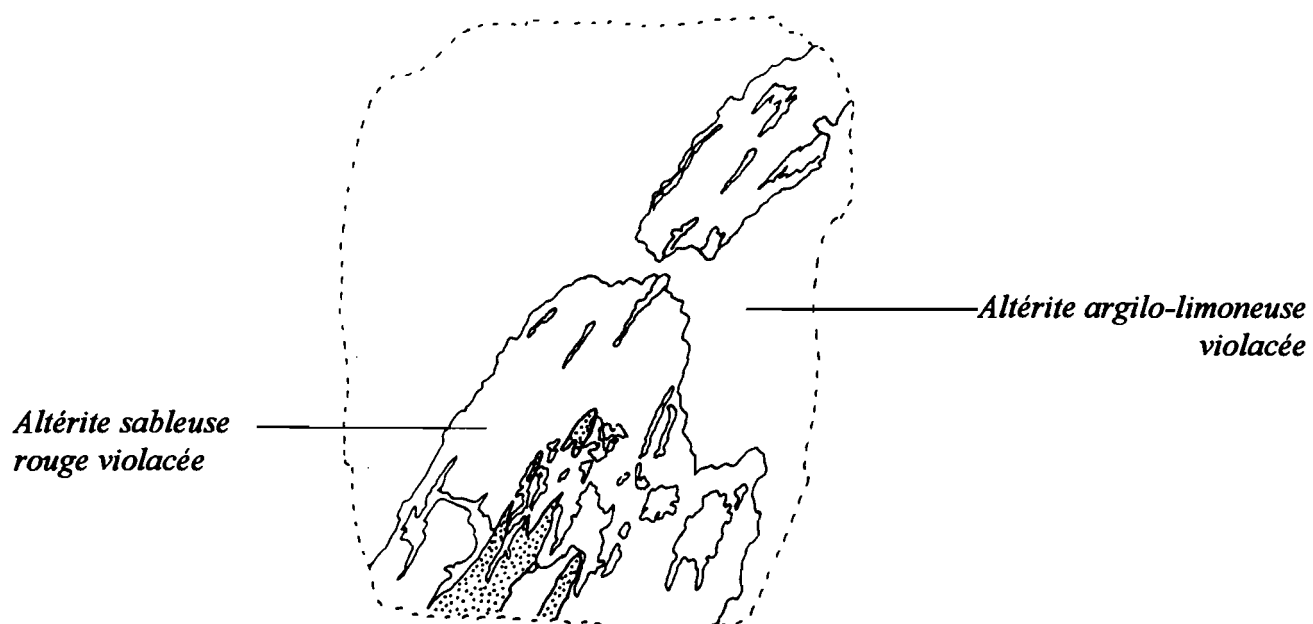


figure n° 14 : Organisation des volumes pédologiques sur un bloc d'altérite
(sableuse et argilo-limoneuse violacée)

III - APPORTS DE L'ETUDE DES ORGANISATIONS

L'étude des organisations de la séquence T2, de l'échelle macroscopique à l'échelle microscopique nous permet de dégager les principales caractéristiques du milieu et d'en déduire un premier modèle pouvant expliquer la genèse de la séquence.

La roche mère a subi une altération gibbsitique puissante qui ne semble avoir épargné que les quartz et la muscovite. La gibbsite a cristallisé en respectant formes et assemblages initiaux des minéraux primaires, donnant cette architecture en boxwork. La roche semble initialement avoir été fracturée, ce qui se traduit par la présence des filonets gibbsitiques dans cette altérite épaisse. Cette altération correspond à un front de transformation vertical de la roche mère.

Dans la partie haute de cette altérite sableuse à structure de la roche conservée (*coupe sur la figure n° 10*), on observe une altérite argilo-limoneuse violacée. Cet horizon se situe même, à l'amont, au sein de l'altérite sableuse. Toujours à l'échelle macroscopique, on observe sur le bloc imprégné ayant servi à la confection d'une lame mince, que la structure de l'altérite sableuse, soulignée par les filonets de gibbsite porcelanée, est recoupée par les volumes de l'altérite argilo-limoneuse violacée (*figure n° 14 et photo n° 32*). Cette observation permet de conclure que l'altérite argilo-limoneuse (organisation recoupante) est postérieure à l'altérite sableuse (organisation recoupée), qu'elle se développe en son sein et aux dépens de celle-ci. Ce second front de transformation, qui correspond à la disparition de la structure pétrographique par destruction des boxworks gibbsitiques, semble évoluer principalement latéralement et remonter le versant si l'on en juge par:

- l'orientation de l'altérite argilo-limoneuse violacée ;
- sa forte épaisseur à l'aval et sa finesse à l'amont ;

En terme de bilan, ce second front de transformation suppose une disparition de la gibbsite et une formation de kaolinite, soit un apport de silice et d'aluminium. On peut supposer que gibbsite et quartz s'altèrent pour fournir silice et aluminium nécessaires à la formation de la kaolinite, et donc à cette transformation pédologique.

D'importantes figures de corrosion des quartz ont été décrites sous le microscope optique (*photo n° 17 a et b*). De la même façon, de très nettes figures de corrosion de la gibbsite peuvent être observées à cette échelle et surtout sous le microscope électronique à balayage (*Photo n° 20 et 21*). La corrosion de la gibbsite s'accompagne d'une modification de ses propriétés optiques.

Les éléments nécessaires à la formation de la kaolinite sont donc fournis sur place; aucune accumulation absolue n'est nécessaire pour expliquer cette transformation pédologique. La localisation des principales figures de corrosion de la gibbsite sur la séquence (*figure n° 15*) corrobore l'hypothèse d'une organisation remontante de l'altérite argilo-limoneuse violacée.

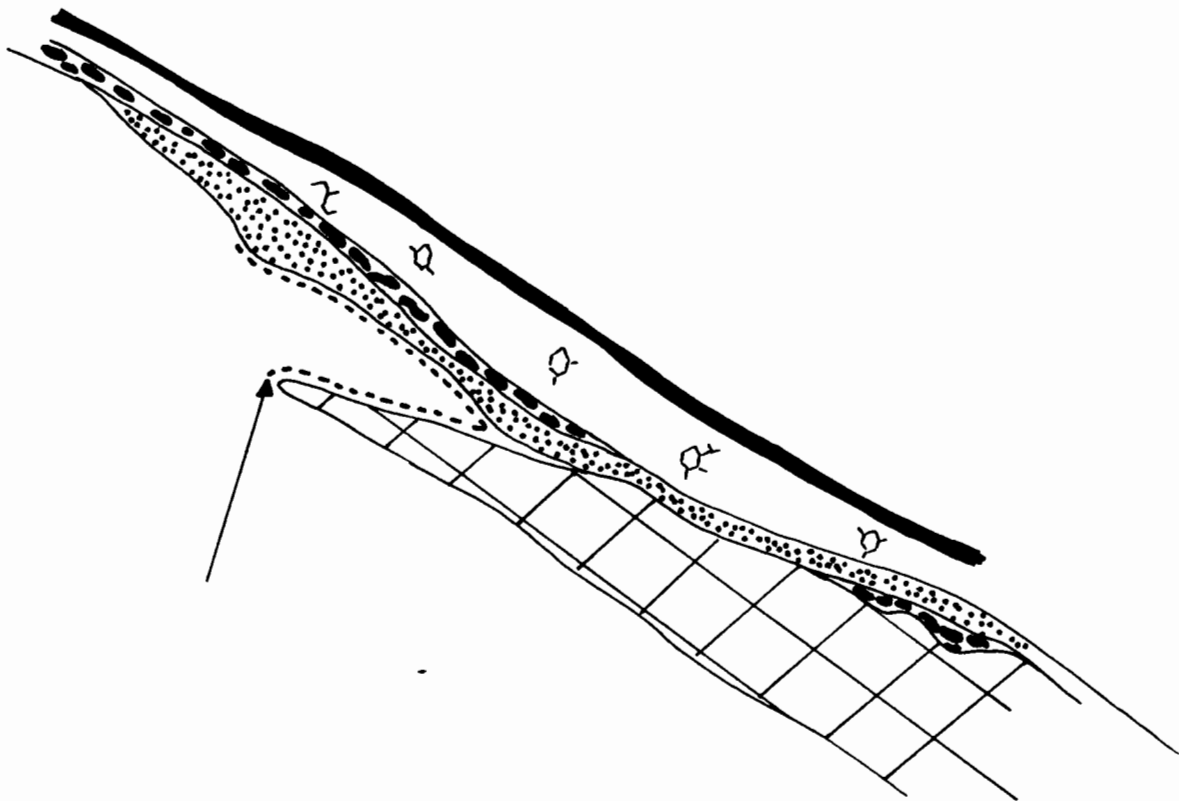


figure n° 15 : Localisation du front de dissolution de la gibbsite à l'amont de l'altérite argilo-limoneuse violacée. - - - - -

- Horizon grumeleux de surface 
- Horizon argileux polyédrique 
- Horizon à blocs de l'amont 
- Horizon microagrégé 
- Altérite argilo-limoneuse violacée 
- Altérite sableuse rouge violacée

Au-dessus, on observe une série d'horizons concordant avec la forme du versant, résultant d'une latosolisation classique due à la pédoturbation de surface (activité biologique, humectation-dessiccation, gonflement-retrait...)

Dans toute la partie amont, on peut observer une séquence génétique au sein d'un matériel *in situ* jusqu'en surface. Ceci est attesté par l'orientation des blocs de l'amont et l'alignement des filonets. Dans les horizons les plus en surface, des reliques de la roche peuvent être observées uniquement dans des nodules ferrugineux. L'absence de reliques non ferruginisées de l'altérosquelette gibbsitique permet de penser que la ferruginisation est antérieure à la latosolisation du sol.

Toute cette organisation est recoupée à mi-versant par le système d'aval au sein duquel on observe :

- de nombreux blocs présentant une orientation aléatoire ;
- des reliques de boxwork de l'altérite sableuse gibbsitique juxtaposées à des minéraux très altérables tels que les hornblendes vertes par exemple, les deux ne pouvant en aucun cas résulter de la même intensité d'altération ;
- une absence de séquence génétique verticale telle que celle observée à l'amont et, au contraire, des signes de mélange de matériaux similaires à tous les horizons identifiés dans le système amont.

Ces observations sont suffisantes pour affirmer que le matériel de l'amont de la séquence **est en place**, alors que le matériau aval **est remanié**. À l'aval, au moins une partie du matériau d'origine présente nécessairement les mêmes caractéristiques que celles du matériau de l'amont comme l'attestent les différentes reliques.

La partie aval de la séquence présente donc des caractéristiques d'un versant ayant souffert d'un glissement de terrain, phénomène fréquent dans la *Serra do Mar*. On observe, à l'amont, une couverture pédologique similaire à celle qui a souffert du glissement de terrain et, à l'aval, le matériau résultant.

CONCLUSION

L'étude fine du fonctionnement de la séquence, du point de vue hydrique, mais également l'étude fine de ses caractéristiques minéralogiques peut aider à comprendre comment une telle organisation pédologique peut contribuer à ces mouvements de masse, sous réserve qu'elle y contribue.

En premier lieu, le mouvement de masse ayant recoupé indifféremment tous les volumes pédologiques, jusqu'à la roche dure sur la séquence T2, il semble qu'il n'y ait pas de "couche-savon" préférentielle dans ce cas.

L'étude des organisations nous permet de découper spatialement la séquence en une série de volumes pédologiques ou d'altération. Cette étude fine et en continu permet également de proposer des relations génétiques entre ces différents volumes.

Il n'en reste pas moins que les facteurs influençant cette organisation restent flous. Il nous faut comprendre comment cette organisation s'est mise en place et quels sont les facteurs qui ont pu contribuer à cette mise en place. Nous avons souligné, lors de l'introduction à ce travail, que les mouvements de masse sont intimement liés aux précipitations exceptionnelles et que le ruissellement de surface peut être négligé. Aussi, les constituants, leur granulométrie, la porosité des différents volumes commandent probablement la circulation de l'eau au sein de la couverture pédologique, ainsi que sa plus ou moins grande fragilité. L'étude de ces caractéristiques fera l'objet des chapitres suivants.

IV - ETUDE DES CONSTITUANTS

Les propriétés d'un sol résultent de plusieurs facteurs de par la position d'interface qu'il occupe dans l'environnement.

Parmi ces facteurs, la nature de ses constituants joue un rôle fondamental et peut entraîner des comportements très contrastés (CHAUVEL, 1977; ROMERO DE CARVALHO, 1990). En matière de dynamique de versants, le comportement est lié à la teneur en eau, à la localisation de cette eau à l'intérieur du système poral et à la nature des constituants (ROMERO DE CARVALHO *et al*, 1991 ; PEDRO *et al.*, 1976; VIDALIE, 1976).

Le comportement d'un sol dépend non seulement des propriétés essentielles de chacun des constituants de la masse de sol considérée, mais aussi des propriétés résultant de l'arrangement des particules. Il convient de diviser les propriétés en deux classes: les propriétés du grain élémentaire et les propriétés de l'agrégat. Les propriétés principales du grain sont la dimension, la forme et la nature minéralogique des argiles. La propriété la plus importante de l'agrégat est, pour les sols sans cohésion, la compacité relative et pour les sols cohérents, la consistance (GRAS, 1988).

Pour de telles raisons, il apparaît justifié de chercher à préciser la nature des constituants minéraux du sol. L'objectif est d'essayer de préciser dans quelle mesure et comment la nature des constituants minéraux et leur mode d'organisation peuvent promouvoir les processus de versants.

Nous allons présenter les relations entre l'organisation macroscopique de la séquence, les constituants et leur granulométrie.

La détermination de la nature des constituants minéralogiques du sol nécessite le recours à plusieurs méthodes employant divers moyens instrumentaux (VOINIVITCH, 1971; CAILLERE *et al*, 1982).

Nous avons recouru à :

I - **la granulométrie** - pour quantifier la distribution dimensionnelle des grains que l'on a pu apprécier qualitativement sur le terrain et au microscope optique ;

II - **la diffraction des rayons X et la diffraction électronique** (microsonde sous le MEB) - pour déterminer la nature minéralogique du plasma et des constituants ;

III - **l'analyse du complexe d'altération** - pour préciser la composition chimique de la couverture pédologique par une approche plus quantitative.

prof.(cm)(t1)	SG %	SF %	LG %	LF %	A %	> 2mm
45	62.5	14.5	4.1	13.9	5	24.8
460	31.7	25.4	6.8	27.2	8.9	3.8
490	37.2	21.3	7.6	23.3	10.6	1.9
610	42.5	17.7	6.2	23.5	10.1	4.7
680	36.6	22.7	5.8	21.6	13.3	3.8
690	37	22.8	5.9	21.3	13	1.7
700	47.7	19.8	5.3	18.3	8.9	3.4
1000	38	22.5	7.3	23.4	8.8	3.1
prof.(cm) (t2)	SG %	SF %	LG %	LF %	A %	> 2mm
10	41.3	16.5	7.3	15.5	19.4	13.6
30	52	21.3	3.9	13	9.8	0.3
50	51.3	17.5	4.7	11.8	14.7	20.3
80	34.7	23.7	5.4	12.9	23.3	5.6
100	34.6	14.3	6.5	13.4	31.2	5.5
150	41.8	20.1	2.3	16	19.8	2.5
210	60.2	16.1	2.8	11.2	9.7	0.6
prof.(cm) (t6)	SG %	SF %	LG %	LF %	A %	> 2mm
10	36.2	15	2.9	11.7	34.2	7.7
30	34.4	13	3.1	13.6	35.9	3.6
50	32	14	3.2	14.2	36.6	2.6
90	30.8	14	2.7	16.4	36.1	4.4
135	16.4	15	6.9	24	37.7	0.2
prof.(cm) (t3)	SG %	SF %	LG %	LF %	A %	> 2mm
10	43	10.5	3.6	13.5	29.4	3.8
50	29.2	18.8	3.9	13.1	35	2.9
100	25.5	16.2	4	18.2	36.1	2
160	28.5	17.5	5.3	21.2	27.5	1.9
230	36.5	19	8.9	23.4	12.2	2.2
prof.(cm) (t4)	SG %	SF %	LG %	LF %	A %	> 2mm
10	42.3	13.9	2.9	10.4	30.5	9.1
30	37.1	12.7	4	10.6	35.6	3.3
50	32.2	12.1	3.4	12.4	39.9	4.6
80	33.6	14.8	4.6	13.7	33.3	2.9
100	33.4	12.6	4.9	12	37.1	3.7
130	32.4	13.3	3.8	13	37.5	2.6
160	33.2	13	4.3	11.8	37.7	4.2
180	35.4	12.9	4.9	11	35.8	5
200	33.1	15.5	5.1	11.9	34.4	6.6
230	32.4	14.4	5.6	12.5	35.1	3.5
prof.(cm) (t5)	SG %	SF %	LG %	LF %	A %	> 2mm
10	37.8	16.6	4.7	9.6	31.3	4.8
30	36.3	16.5	3.8	12.7	30.7	9.9
50	34.5	17.2	3.3	9.1	35.9	2.7
80	32.8	17.5	4	9.9	35.8	2.8
100	36.2	17.2	3	8.5	35.1	3.1
120	36.8	16.8	2.5	6.7	37.2	2.3

Tableau n 2 : Données granulométriques

A - REPARTITION DES DIFFERENTES FRACTIONS GRANULOMETRIQUES SUR LA SEQUENCE T2.

1 - Matériel et méthode

Pour l'étude granulométrique des horizons identifiés sur la séquence, nous avons utilisé la méthode de sedimentométrie par sédigraph dont le principe est fondé sur la loi de Stokes. Après traitement (destruction de la matière organique par l'eau oxygénée et dispersion après un contact de 12 h avec une solution de tripolyphosphate de sodium), les échantillons sont mis en suspension dans une cellule à fenêtres transparentes. La suspension en cours de sédimentation est traversée par un très mince faisceau de rayons X à une distance H de la surface. L'absorption décroît en fonction de la vitesse de chute des particules. Le mode opératoire est reporté en annexe (*annexe n° 2*). Les analyses ont été effectuées par M. LEVANT au Laboratoire de Géomorphologie du CNRS de Caen. Ces résultats obtenus à l'aide du sédigraph sont comparables aux résultats fournis par d'autres méthodes (pipette ROBINSON, DELAUNE et al., 1991).

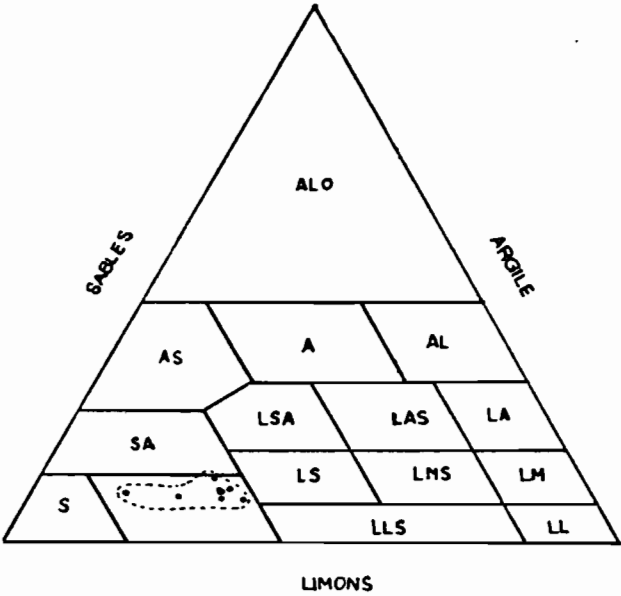
2 - résultats et discussion

Les résultats ont été regroupés en cinq fractions, sable grossier, sable fin, limon grossier, limon fin et argile (*tableau n° 2*). La distribution des particules ainsi obtenue montre les variations des fractions sable (Σ SG+SF), limon (Σ LG+LF), argile, tout le long du versant (*figure n° 17*). Les fourchettes de valeurs sont de 31 à 77% pour le sable, de 9 à 37% pour le limon, et de 5 à 39% pour l'argile. La fraction supérieure à 2 mm varie de 0,3 à 24%. En premier lieu, on peut signaler que la proportion d'argile a été légèrement sur-estimée sur le terrain, lors de la caractérisation des horizons (*voir description en annexe n° 1*)

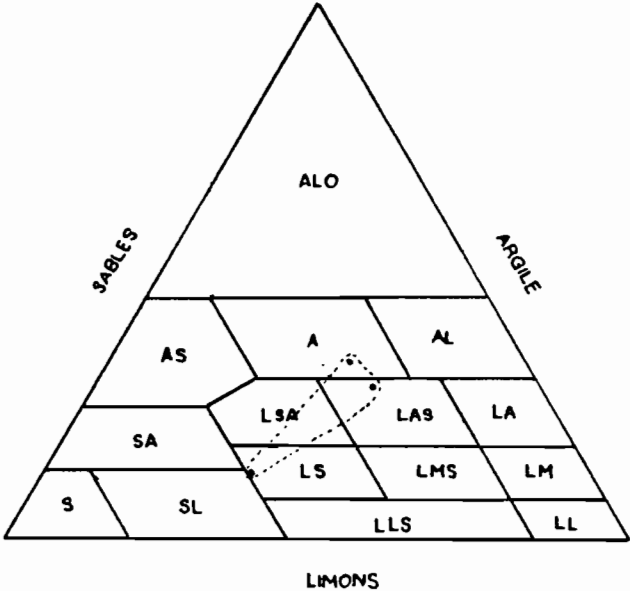
La *figure n° 16 a à h* met en évidence :

L'**altérite sableuse rouge violacée**, présentant une structure de la roche conservée, est nettement sablo-limoneuse (SL) et d'une très faible variabilité texturale. En revanche, l'**horizon micro-agrégé** présente une variabilité assez forte et se classe des textures argileuses (A) aux textures sablo-argileuse (SA). L'**altérite argilo-limoneuse violacée** est à peine plus limoneuse (LS) que l'altérite sableuse dans sa partie basse mais s'enrichit considérablement en argile et limons au coeur du volume. Les classes limono-argilo-sableuse (LAS) puis argileuse (A) sont atteintes.

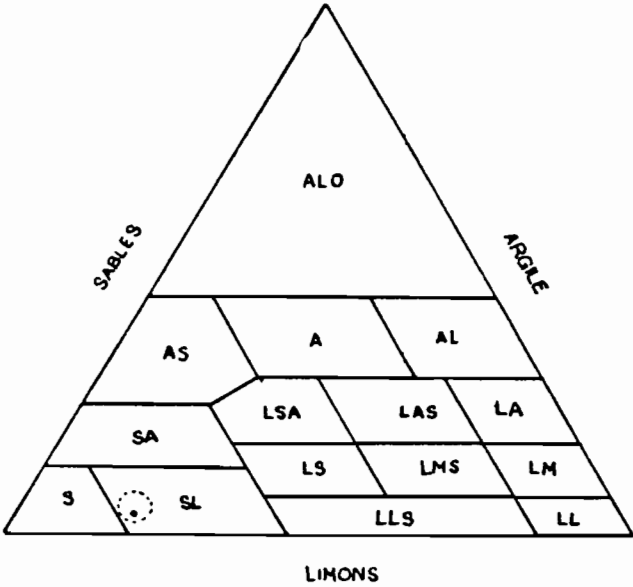
L'**horizon argileux polyédrique** et l'**horizon grumeleux de surface** présentent une certaine variabilité qui permet de distinguer, au sein de ces horizons, le système amont du système aval. A l'amont, les textures sont sablo-argileuses (SA). En revanche, à l'aval, on assiste à une diminution de la fraction sable et une augmentation de l'argile et les textures confluent vers la limite des classes argilo-sableuse (AS) et argileuse (A). La variabilité texturale de ces horizons dans chaque système (amont/aval) est faible.



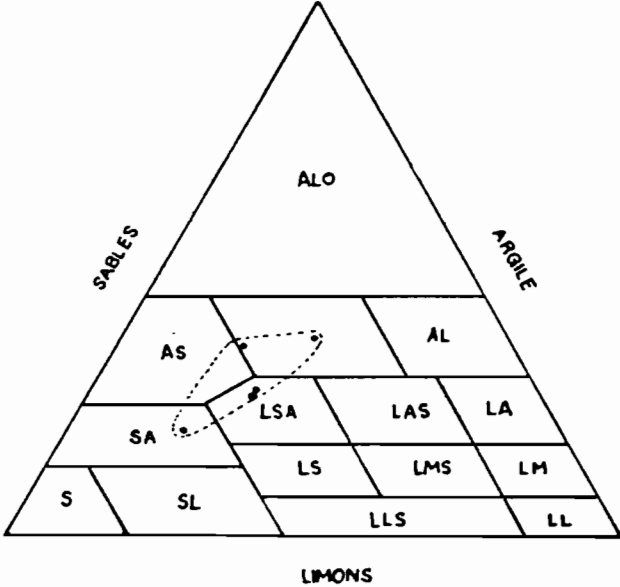
16 a - altérite sableuse rouge violacée



16 b - altérite argilo-limoneuse violacée

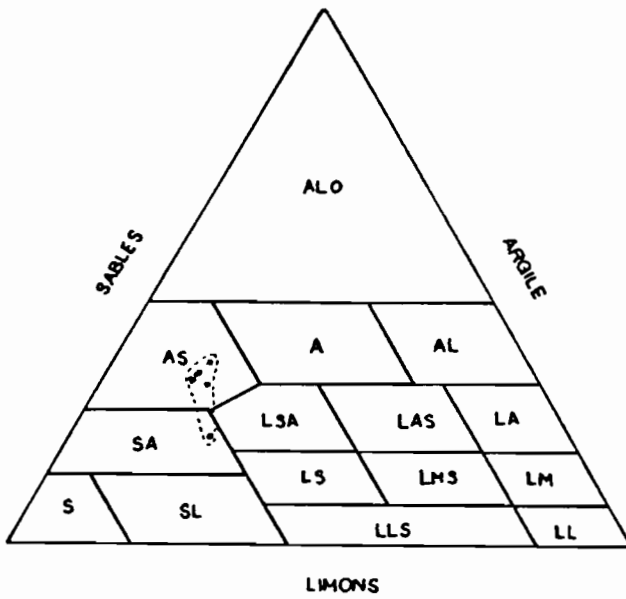


16 c - horizon à blocs de l'amont

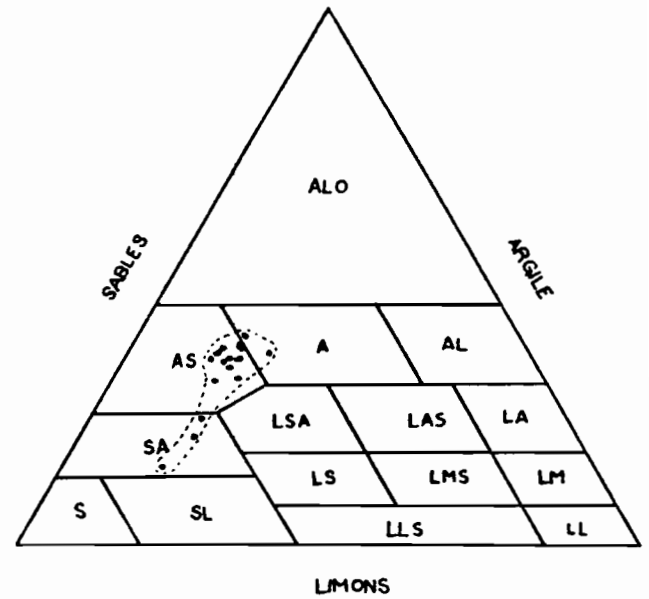


16 d - horizon micro-agrégé

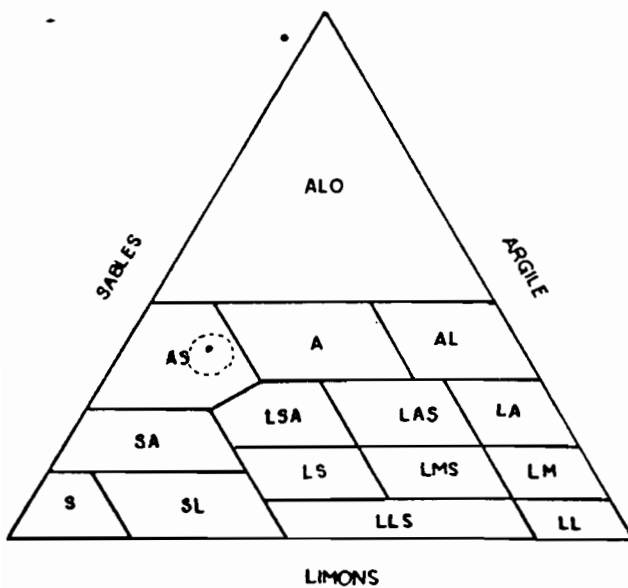
figure n° 16 : Granulométrie des horizons



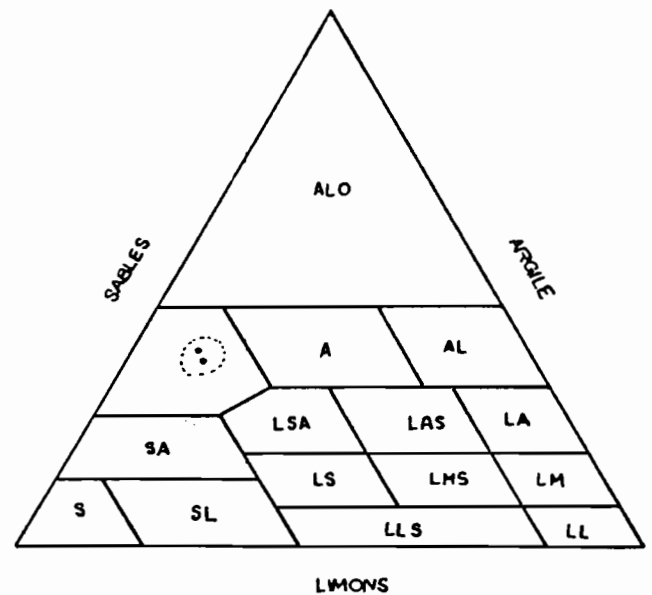
16 e - horizon grumeleux de surface



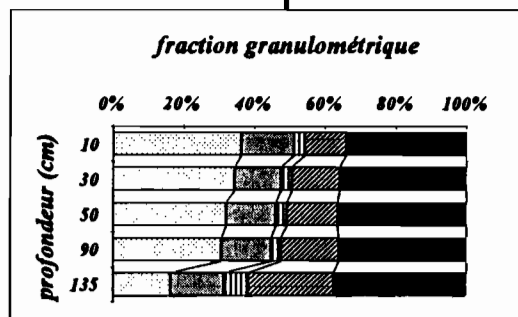
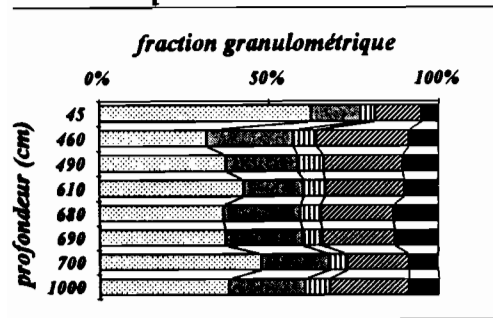
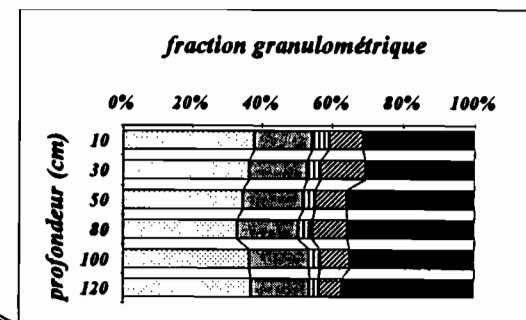
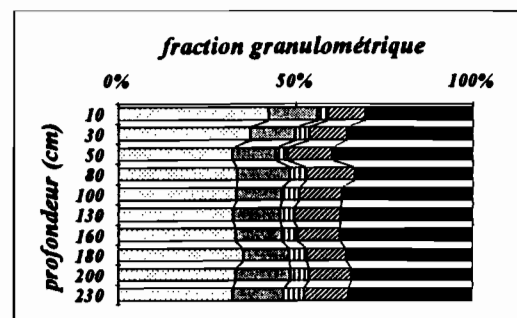
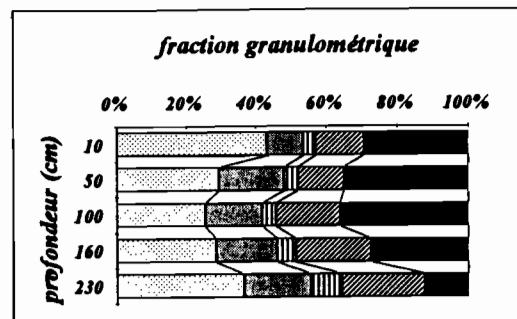
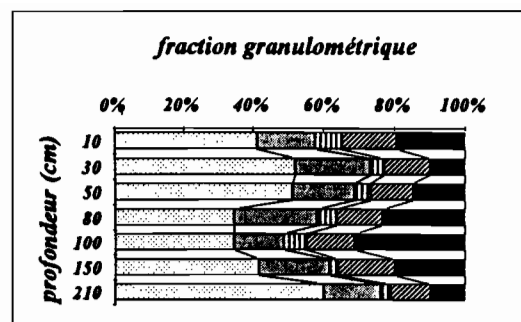
16 f - horizon argileux polyédrique



16 g horizon à blocs de l'aval



16 h horizon argileux de l'aval



- 1 - arène grisâtre
- 2 - altérite sableuse rouge violacée
- 3 - altérite argilo-limoneuse violacée
- 4 - horizon à blocs de l'amont
- 5 - horizon microagrégé
- 6 - horizon argileux à structure polyédrique
- 7 - horizon à blocs de l'aval
- 8 - horizon grumeleux de surface
- 9 - horizon argileux de l'aval

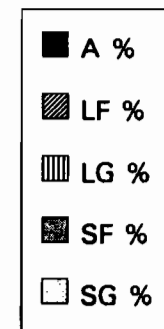


figure n° 17 : Distribution de la fraction granulométrique sur la toposéquence T2.

Enfin, les horizons identifiés dans le système aval (**horizon à blocs de l'aval, horizon argileux de l'aval**) présentent une texture similaire à la partie aval des deux horizons précédemment décrits, argilo-sableuse (AS).

Ces quelques données granulométriques permettent de souligner une certaine hétérogénéité texturale à l'amont de la séquence en fonction des volumes pédologiques identifiés sur le terrain. En revanche, tout le système aval présente une grande homogénéité de texture, argilo-sableuse (AS) à la limite de la classes argileuse (A) (*figure n° 16 et 17*)

3 - conclusion

En conclusion, on peut retenir les points suivants :

- a) - une certaine variabilité texturale à l'amont en fonction des horizons ;
- b) - une homogénéité texturale à l'aval : les teneurs en sable, limon et argile sont sensiblement homogènes sur tout le système aval, contrairement à ce que l'on observe à l'amont. Cette homogénéité est remarquable, aussi bien latéralement que verticalement.

Cette observation peut s'expliquer par le mélange de matériaux similaires à ceux du système amont comme nous l'avons déjà signalé suite à l'étude macro- et micro-morphologique. Cette étude confirme la séparation de la couverture pédologique en deux systèmes (amont, aval), réalisée initialement sur la séquence.

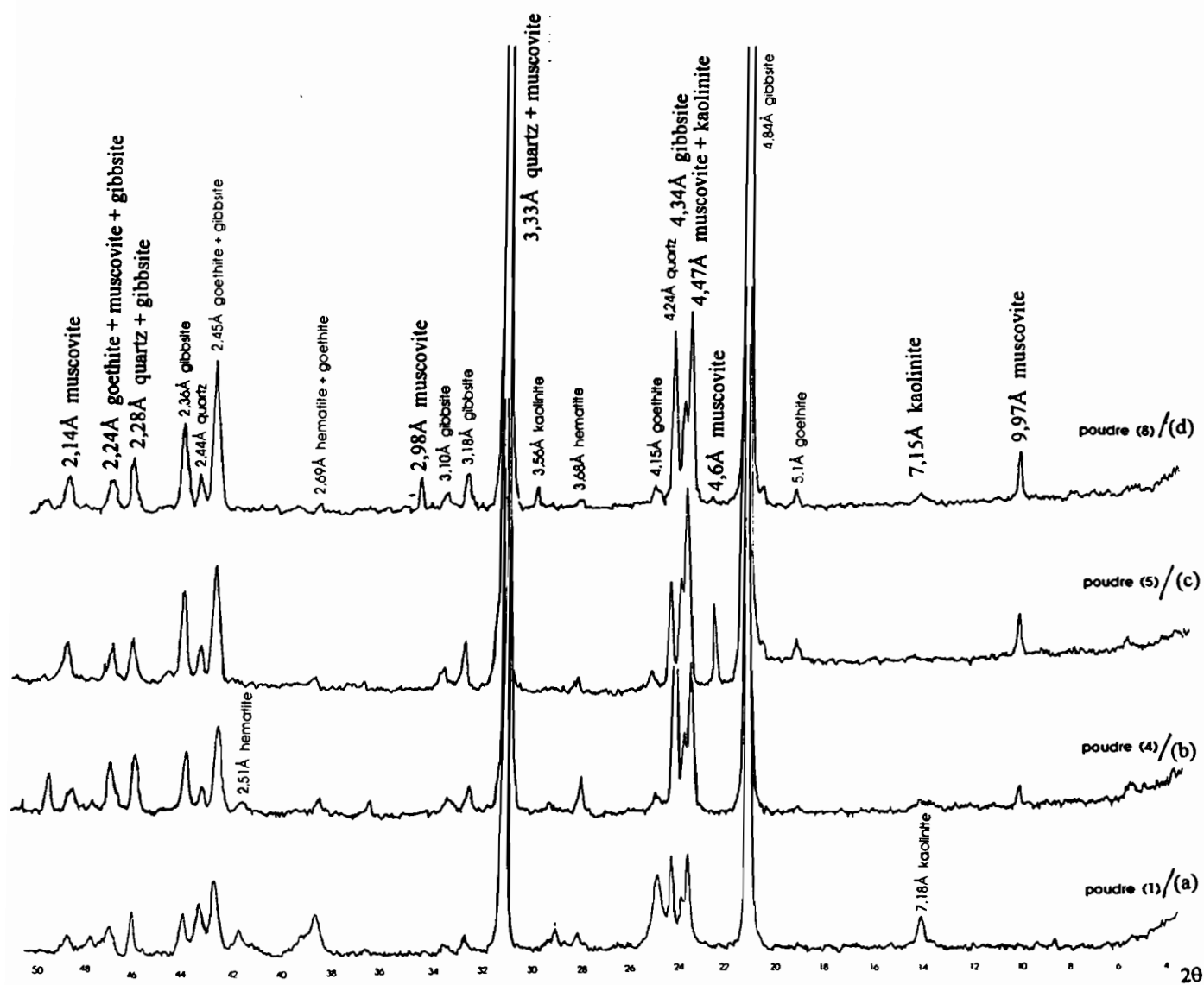


figure n° 18 a, b, c et d : Diffractogrammes de l'altérite sableuse rouge violacée

B - ANALYSE PAR DIFFRACTION DES RAYONS X

1 - Matériel et méthode

La diffraction des Rayons X a été utilisée pour identifier qualitativement la nature minéralogique :

(i) des constituants présents dans les horizons de l'ensemble inférieur du système amont (altérite sableuse rouge-violacée (t1), altérite argilo-limoneuse violacée (t3)) et dans les blocs au sein des horizons de l'ensemble supérieur du système aval (horizon argileux polyédrique (t4)). Les échantillons de l'altérite sableuse rouge-violacée ont été sélectionnés en fonction des différents faciès d'altération présentés (quartzeux, micacé, gibbsitique). Une poudre a été préparée pour chaque horizon à partir d'échantillons broyés ;

(ii) des minéraux argileux contenus dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$ (t3, t4 et t5). Pour chaque échantillon, six lames orientées ont été préparées. Après traitements (saturation Mg^{++} , K^+ et chauffage à 350, 450 et 550 °C), chacune de ces lames a été analysée avec un diffractomètre équipé d'une anticathode de cobalt et d'un compteur proportionnel.

2 - résultats et discussion

a - les échantillons sous la forme d'une poudre

Les diffractogrammes de l'**altérite sableuse rouge violacée (t1)** sont présentés sur la *figure n° 18 a, b, c et d* :

(i) - la poudre (1) correspond à un échantillon d'altérite sableuse rouge violacée présentant un cortex ferrugineux très fin, un noyau dont la foliation est marquée par des filonets blancs orientés ;

(ii) - la poudre (4) correspond à un échantillon d'altérite sableuse rouge violacée à filonets fins foncés, ferrugineux ;

(iii) - la poudre (5) correspond plutôt au faciès d'altérite sableuse rouge violacée riche en filonets clairs grossiers, riche en quartz, où les grains paraissent cimentés par un matériau blanc rougeâtre ;

(iiii) - la poudre (8) correspond à un échantillon d'altérite sableuse rouge violacée située à 130 cm de profondeur en (t1).

Les diffractogrammes de ces poudres présentent les raies de la gibbsite (4,83Å, 4,37Å, 3,18Å, 3,10Å, 3,01Å, 4,45Å, 4,33Å, 2,36Å), du quartz (3,34Å, 4,24Å, 2,45Å), de l'hématite (3,68Å, 2,69Å, 2,51Å,), de la goéthite (5,0Å, 4,15Å, 2,69Å, 2,45Å, 2,24Å, 2,16Å), de la kaolinite (7,18Å, 3,56Å), de la biotite (9,97Å, 4,58Å, 3,33Å, 2,44Å). Parmi ces raies, les principales sont celles de la gibbsite et du quartz à pics nettement biconcaves de forte intensité, suivies de raies secondaires. Les

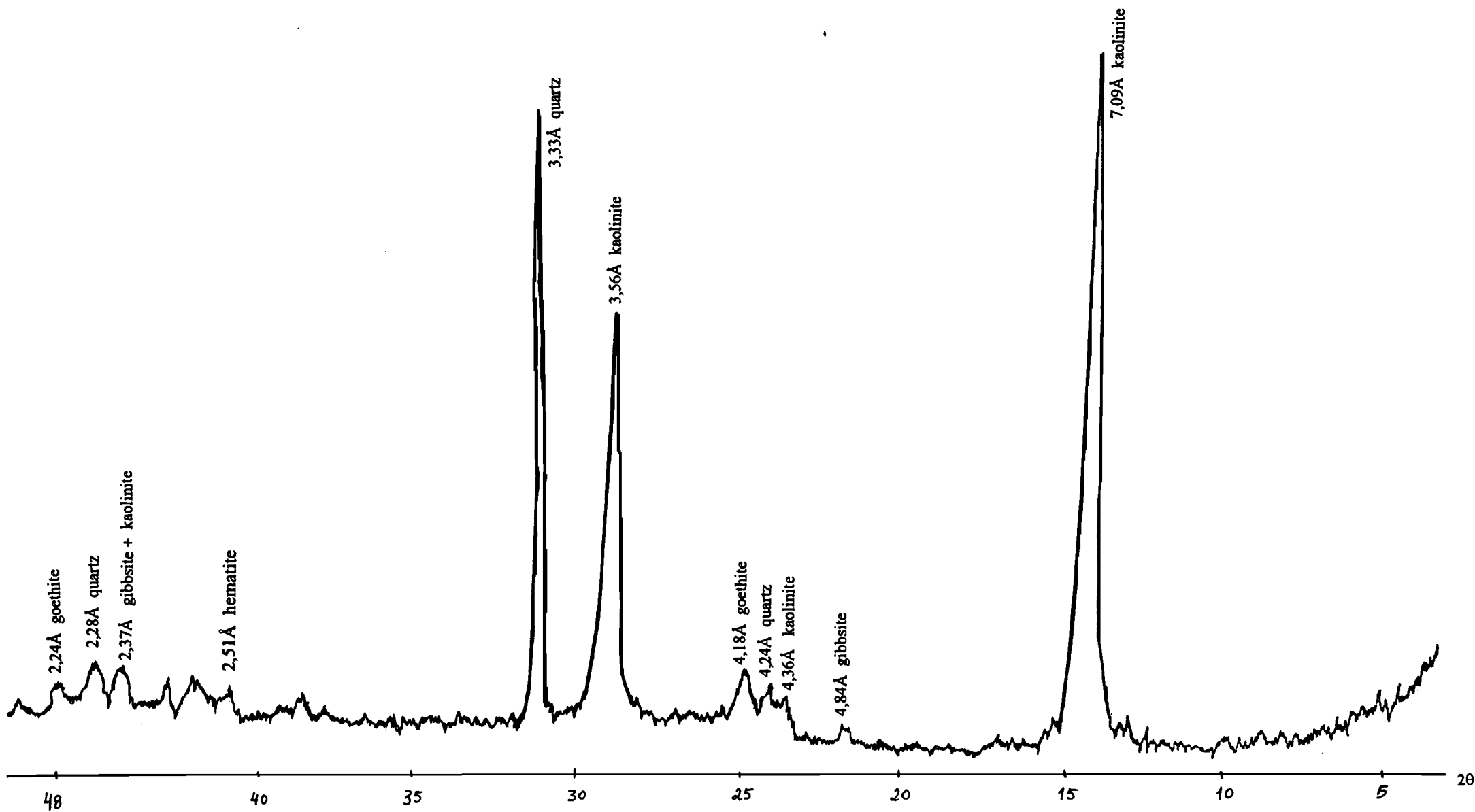


figure n° 19 : diffractogramme (poudre) de l'altérite argilo-limoneuse violacée (t3)

raies principales de la kaolinite ont des pics nettement moins intenses et les raies secondaires ne sont pas bien discriminées.

La comparaison entre les quatre diffractogrammes met en évidence une nature minéralogique sensiblement homogène, les variations portent sur l'importance relative d'un constituant dans chaque échantillon, à savoir :

- le diffractogramme correspondant à la poudre (1) présente en plus de la gibbsite, les raies de la kaolinite à 7,18Å et à 3,56Å et les raies de l'hématite à 3,68Å, 2,69Å, 2,51Å. Ces raies sont absentes ou moins nettes dans les autres diffractogrammes ;
- les variations minéralogiques sont faibles et sont plutôt marquées par l'intensité des pics des oxy-hydroxydes de fer (hématite, goethite), de certains minéraux primaires (biotite) et par la présence ou l'absence de minéraux secondaires du type kaolinite.

Le diffractogramme de l'**altérite argilo-limoneuse violacée (t3)** (*figure n° 19*) présente les raies de la kaolinite (7,04Å, 4,36Å, 3,56Å et 2,34Å), du quartz (4,26Å, 3,33Å et 2,28Å), celui-ci probablement mélangé aux micas (forte intensité de la raie 3,33Å) et aux oxy-hydroxydes de fer (hématite 2,55Å; goethite 4,18Å, 2,24Å) et d'aluminium (gibbsite 4,83Å). Les raies de la kaolinite présentent les pics biconcaves à forte intensité. Par contre, la discrimination de la raie de la gibbsite est peu nette, présentant des pics à faible intensité, biconvexes. Les autres raies sont également de faible intensité et peu marquées.

Les diffractogrammes des **blocs** (a, b, c et d, *figure n° 20*) correspondent aux échantillons de différents blocs prélevés de l'horizon argileux polyédrique de l'aval. Ces diffractogrammes montrent de faibles variations minéralogiques entre les blocs. Tous les diffractogrammes présentent les raies des minéraux à 14Å (équidistance de 14 - 14,5Å, 11,9Å, 12Å, 7Å) ; des micas (muscovite: 10,05Å, 4,98Å, 3,33Å, 2,57Å ; biotite : 10,02-10,03Å, 9,98Å, 3,34-3,32Å, 2,43Å) ; du quartz (3,33Å, 3,34Å, 4,24Å, 2,28Å) ; de la kaolinite (7,17Å, 4,57Å, 4,38Å, 4,35Å, 3,58Å) ; de la gibbsite (4,84Å, 4,83Å, 4,38Å, 4,33Å, 3,18Å, 2,46Å, 2,38Å, 2,37Å, 2,45Å, 2,23Å), d'oxy-hydroxydes de fer (goethite : 4,42Å, 4,18Å, 4,15Å, 2,45Å, 2,18Å, 2,14Å ; hématite: 3,68Å, 3,67Å, 2,51Å, 2,20Å).

A l'exception du bloc **a**, qui contient de la tourmaline (raies à 6,35Å, 3,98Å, 3,48Å, 2,98Å, 2,57Å), les diffractogrammes des autres blocs sont similaires.

b - Les échantillons orientés

Les résultats concernant l'**échantillon de t3** (*figure n° 21*) de l'altérite argilo-limoneuse violacée indiquent :

- la présence de la kaolinite (7,15Å, 4,46Å, 4,36Å, 4,18Å et 3,56Å). Celle-ci est détruite par chauffage à 550°C. La gibbsite est caractérisée par une raie à 4,84Å ainsi que par d'autres réflexions plus faibles et mal définies à 4,37Å. Ces raies disparaissent par chauffage à 350°C. On observe également la présence de goethite (4,15Å).

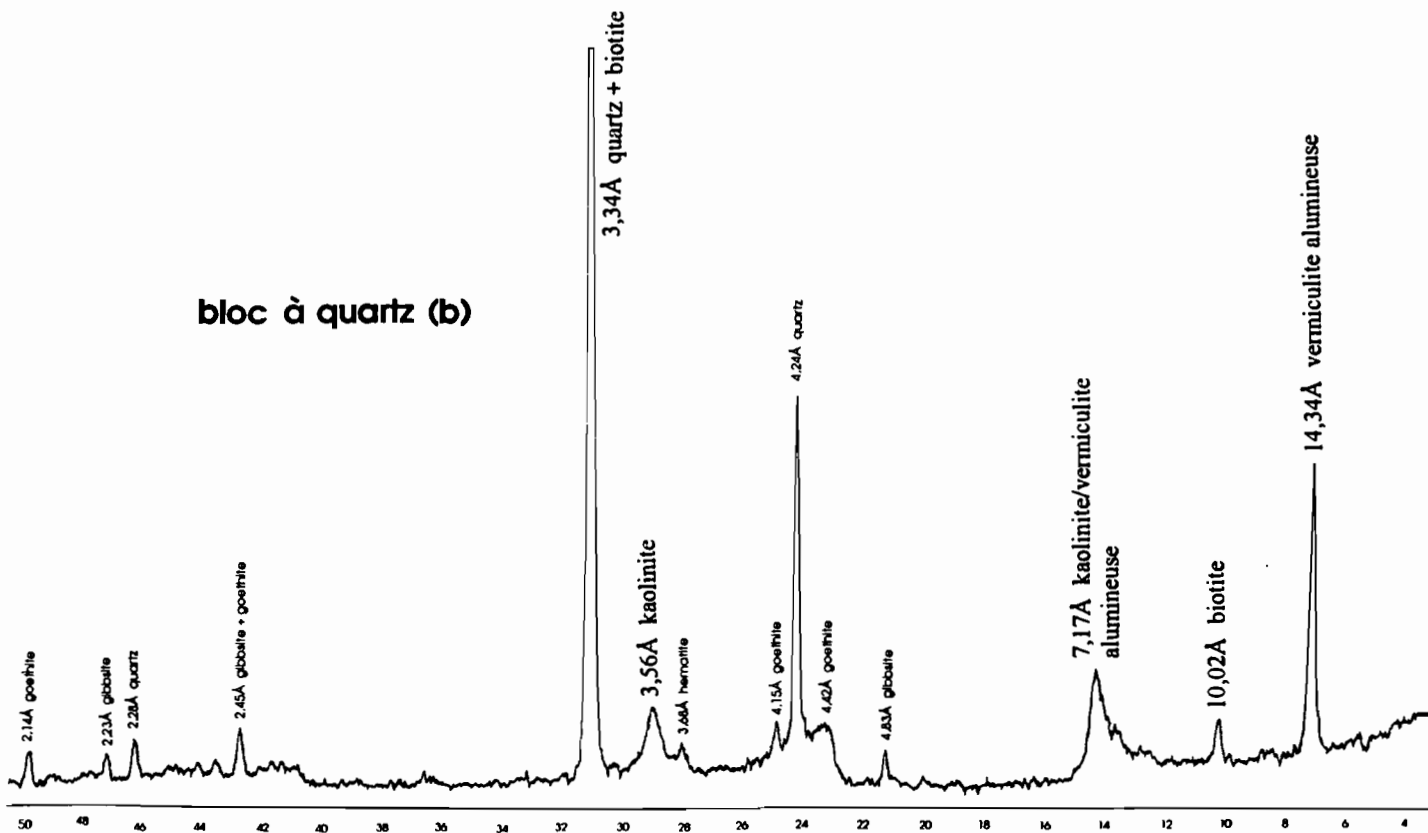
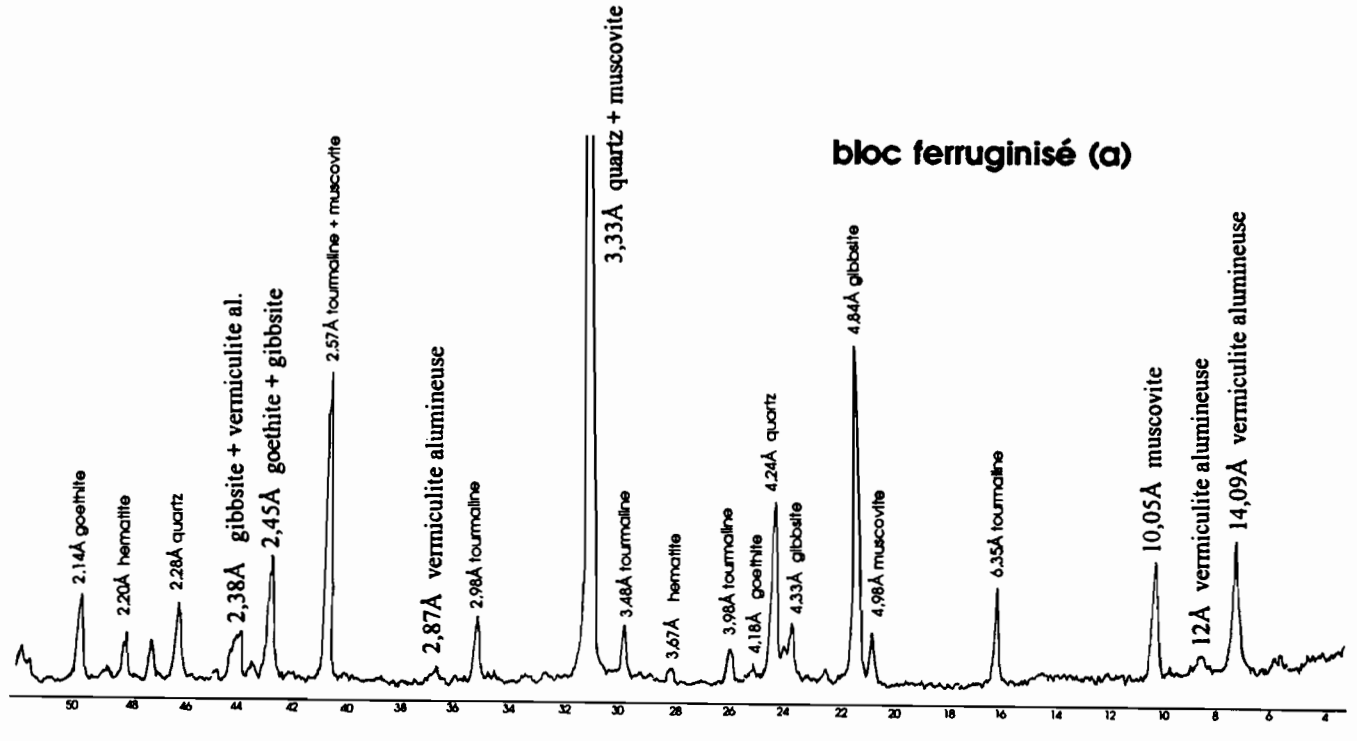


figure n° 20 a, b, c et d : Diffractogrammes (poudres) des blocs de l'horizon argileux polyédrique du système aval

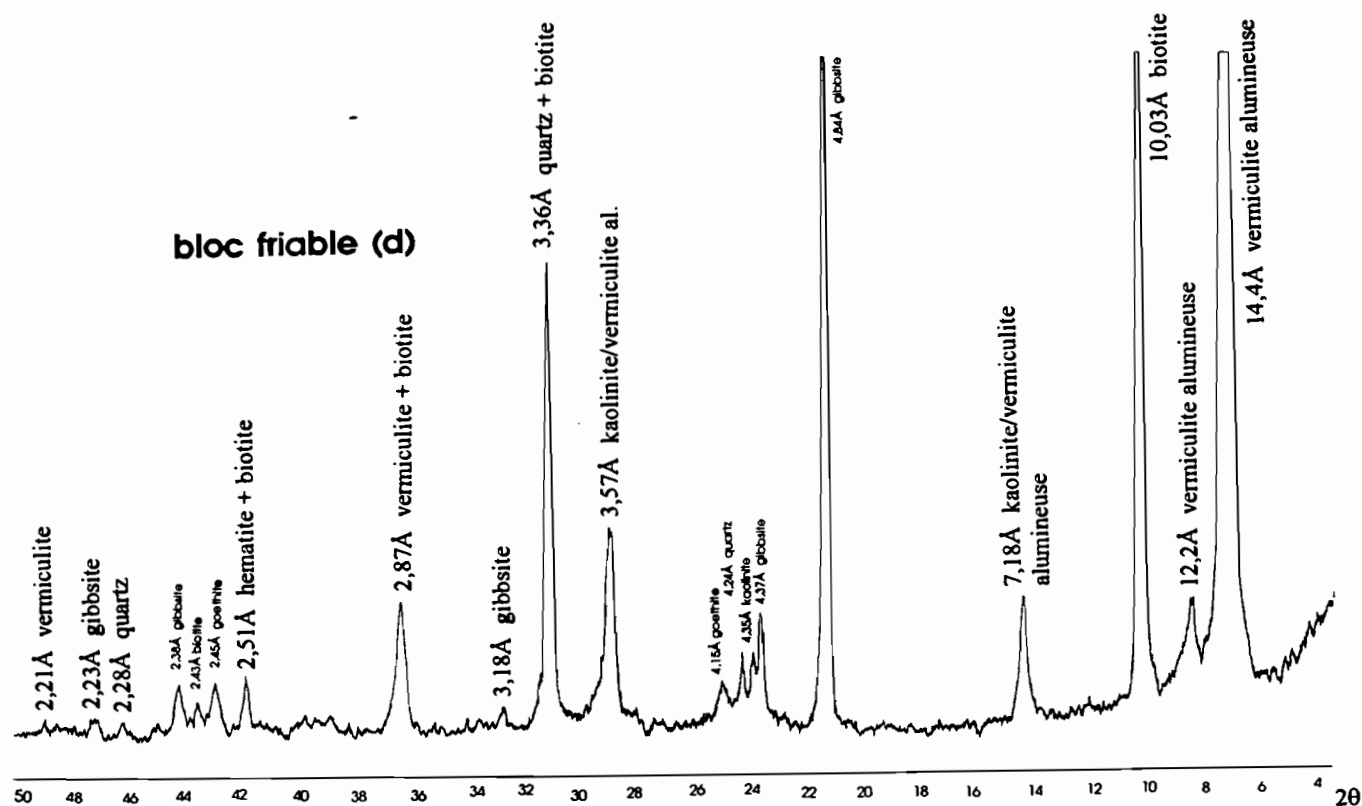
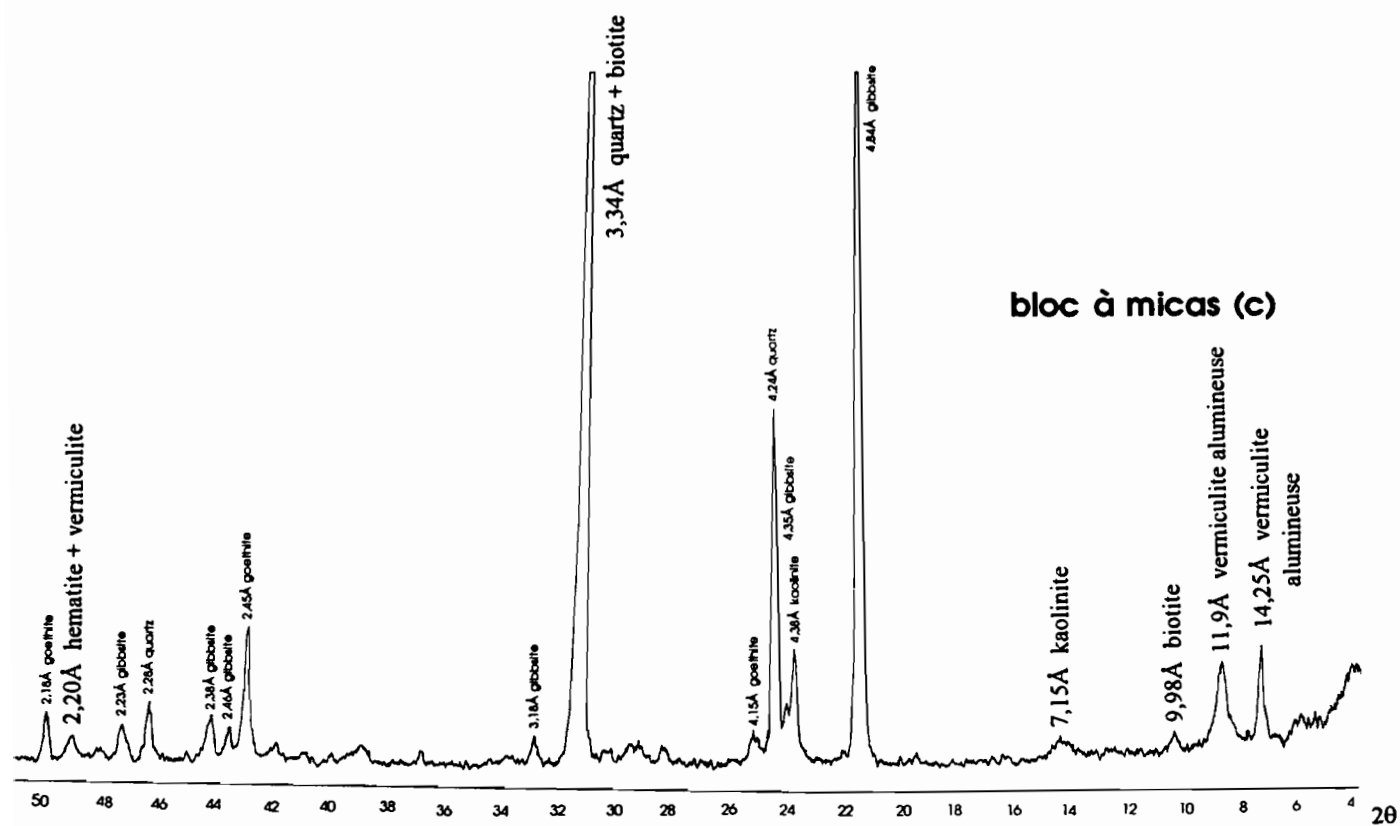


figure n° 20 a, b, c et d : Diffractogrammes (poudres) des blocs de l'horizon argileux polyédrique du système aval (suite)

Les échantillons présentent une forte proportion de kaolinite, les raies principales sont bien définies et les pics de forte intensité. Cependant, la kaolinite apparaît désordonnée compte tenu de la discrimination peu nette des raies à 4,46Å, 4,36Å et 4,18Å (BRINDLEY et BROWN, 1980, d'après LAMOTTE, 1993).

La discrimination de la raie à 4,84Å de pic légèrement biconvexe à faible intensité indique une proportion plus faible de gibbsite dans cette altérite.

Les diffractogrammes fournis par l'**horizon argileux polyédrique (t4)** présentés sur la *figure n° 22 a et b*, présentent les raies de la kaolinite (7,15-7Å, 3,56Å), des minéraux interstratifiés (24,6Å, 14,3Å, 12,3Å, 3,46Å), de la gibbsite (4,84Å, 4,35Å), de la goethite (4,14Å) et du quartz (3,34Å).

Les raies à 7Å et à 3,56Å correspondent à la kaolinite (001, 002); lorsque l'échantillon est chauffé à 550°C ces raies disparaissent, contrairement à la chlorite dont les raies à 7Å (002) et à 3,56Å (004) se maintiennent à cette température.

Les minéraux (2/1) à 14Å correspondent à des vermiculites et à des interstratifiés puisque :

- les échantillons traités Mg et K présentent des raies à équidistance de 12,3-14,3Å ;
- les échantillons glycolés conservent ces raies indiquant qu'il ne s'agit pas de minéraux gonflants ;
- les échantillons chauffés à 350°C montrent la disparition de ces raies et l'apparition ou renforcement de la raie à 10Å, indiquant un écrasement des espaces interfoliaires ;
- la raie à 10Å se maintient après chauffage à 450 et 550°C.

Ces caractéristiques traduisent la présence d'une vermiculite de forte charge vraisemblablement alumineuse compte tenu de l'acidité du milieu. De plus, les vermiculites de faible charge gonfleraient avec l'éthylène glycol. Ces minéraux sont caractérisés par une réflexion multiple aux petits angles où une raie à 12Å peut correspondre à une interstratification régulière des feuillets d'équidistance égale à 10Å et des feuillets à 14Å, soit $10\text{Å} + 14\text{Å}/2 = 12\text{Å}$, le premier ordre étant de 24Å, ce qui correspond à un interstratifié du type mica+vermiculite (DEJOU *et al.*, 1977).

Après chauffage à 350°C, on note la disparition des raies à 4,46Å et à 4,36Å, supposées de la kaolinite. La kaolinite apparaît ici également désordonnée.

Les diffractogrammes des échantillons issus de t5 (*figure n° 23*) présentent les mêmes caractéristiques que ceux de t4, avec une plus forte proportion de gibbsite

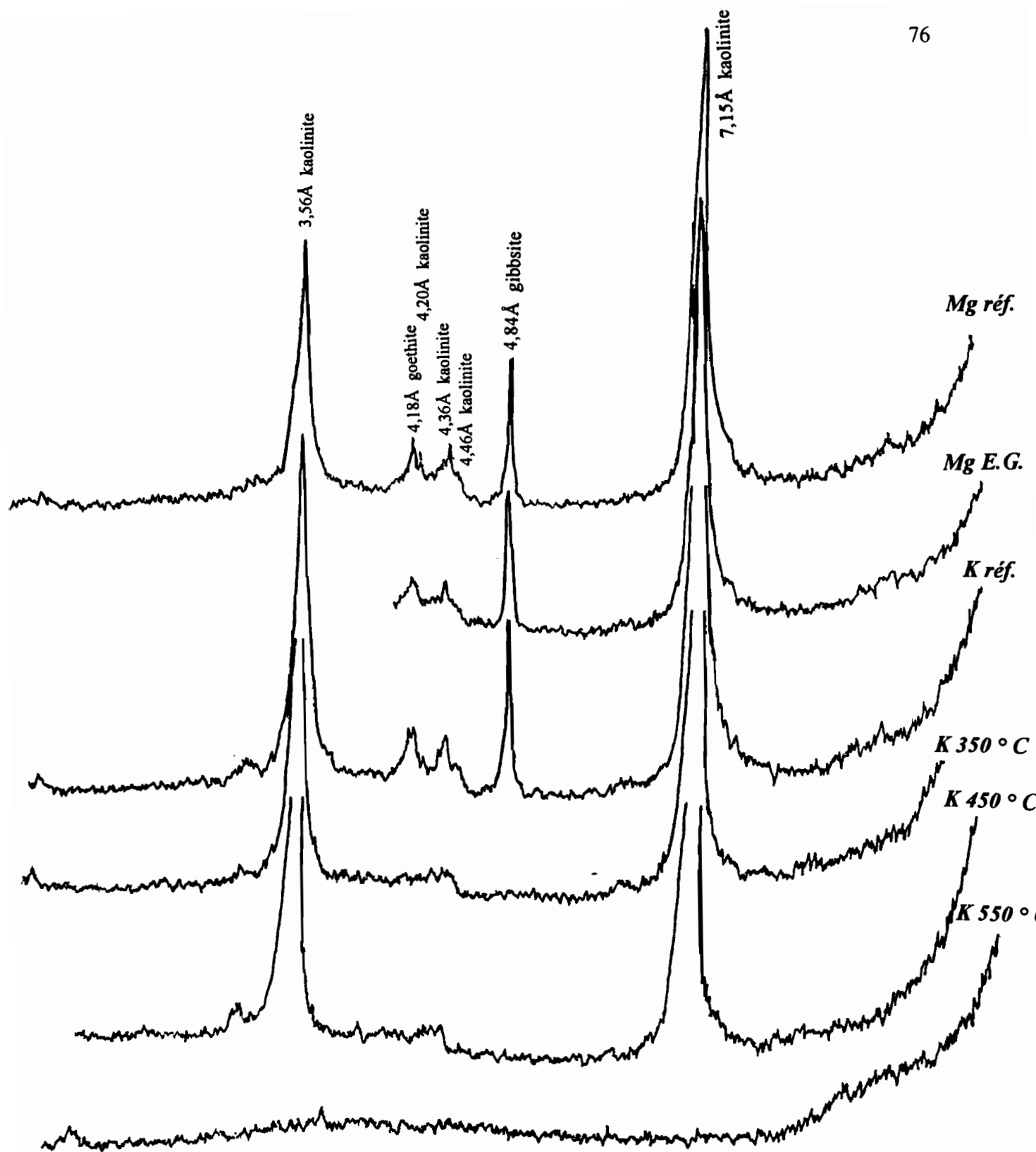


figure n° 21 : Diffractogramme de la fraction inférieure à 2 μ m de l'altérite argilo-limoneuse violacée (13)

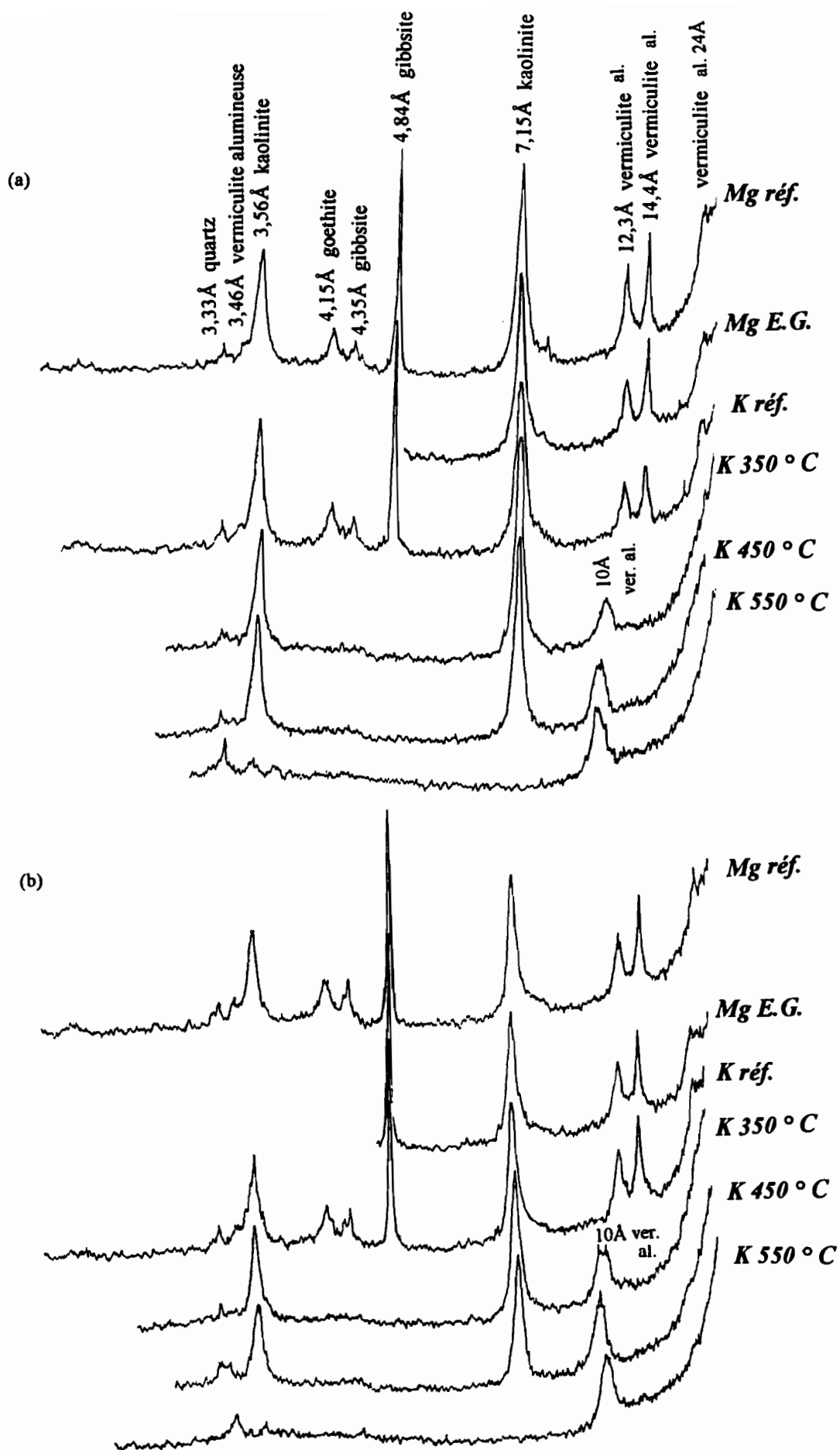


figure n° 22 : Diffractogramme de la fraction inférieure à 2 μ m de l'horizon argileux polyédrique (t4) - (a) 80-90 cm, (b) 140 cm.

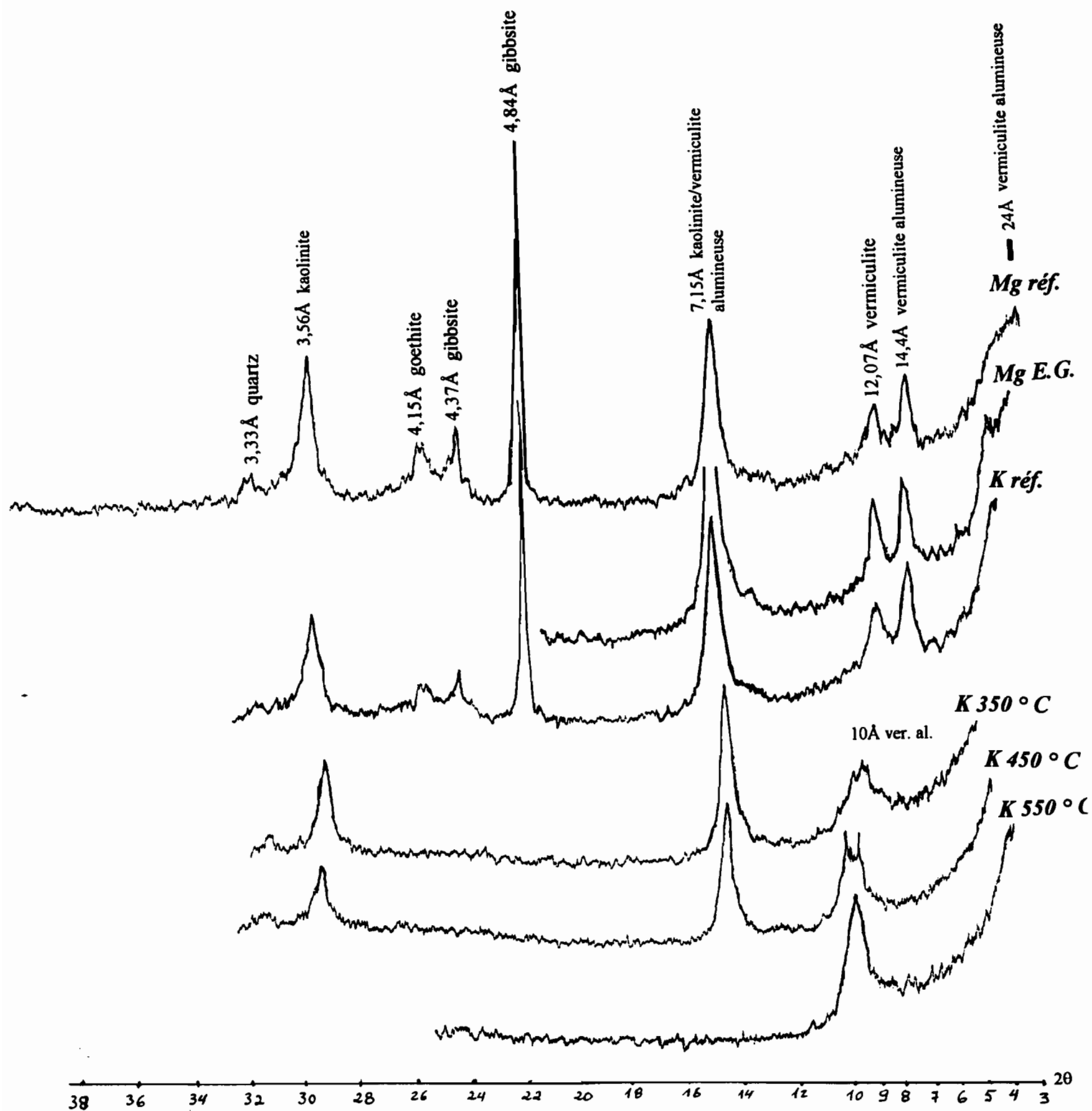


figure n° 23 : Diffractogramme de la fraction inférieure à 2 μ m de l'horizon argileux de l'aval (t5)

3 - conclusion

Les diffractogrammes des altérites se caractérisent globalement par les raies du quartz, de la muscovite, de la kaolinite et des oxy-hydroxydes de fer (hématite, goethite) et d'aluminium (gibbsite).

(i) - L'**altérite sableuse rouge violacée** est essentiellement gibbsitique. Les autres constituants majeurs, après la gibbsite, sont le quartz et les oxy-hydroxydes de fer (hématite, goethite). Les constituants mineurs sont la biotite et la kaolinite.

(ii) - L'**altérite argilo-limoneuse violacée**, par contre, est essentiellement kaolinique. Les constituants majeurs après la kaolinite sont le quartz et les constituants mineurs sont les oxy-hydroxydes de fer (hématite) et d'aluminium (gibbsite). La discrimination des raies de ces derniers est peu nette et les pics sont de faible intensité.

(iii) - Concernant **les blocs**, la comparaison entre les quatre diffractogrammes met en évidence une certaine homogénéité minéralogique suite à l'altération. Les raies de la gibbsite, de la goethite, de l'hématite et des minéraux à 14Å apparaissent sur tous les diffractogrammes. La kaolinite apparait dans tous les blocs sauf dans celui à tourmalines (a). Les variations portent sur la présence de (a) tourmaline (bloc ferruginisé [a]) ; (b) de biotite et de minéraux à 14Å à pics très intenses (bloc friable [d]), qui traduisent des faciès de la roche différents à l'origine (alternances des lits, millimétriques, centimétriques ou métriques, blancs quartzo-feldspathiques et noirs micacés).

Il n'est pas possible de faire la distinction entre les minéraux à 14Å et la kaolinite sur la base des diffractogrammes obtenus à partir des poudres compte tenu des réflexions primaires de la kaolinite qui peuvent se superposer aux réflexions primaires d'ordre pair de la chlorite (LAHMAR, 1988).

Les résultats obtenus par diffraction des rayons X concordent avec la compartimentation de la séquence en système amont/système aval établie à partir de l'observation macro-morphologique :

(i) à l'**amont**, la gibbsite domine dans les horizons de l'ensemble inférieur, la kaolinite n'apparaît que dans l'altérite argilo-limoneuse violacée où elle devient dominante ;

(ii) à l'**aval**, en revanche, on observe kaolinite, interstratifié du type "mica + vermiculite hydro-alumineuse", gibbsite, goethite et quartz. Ces résultats sont, là encore, en accord avec les observations que nous avons pu réaliser sous le microscope optique polarisant, et soulignent l'apparence de mélange que présentent les matériaux du système aval.

La présence, en quantité notoire, de la gibbsite dans les sols empêche une analyse semi-quantitative des proportions de chaque type d'argile à partir des seuls diagrammes RX sur lames orientées. On peut approcher cette quantification par d'autre biais, notamment à partir des analyses chimiques du complexe d'altération comme nous le verrons par la suite.

C - ANALYSES CHIMIQUES DU COMPLEXE D'ALTERATION

1 - Choix de la méthode

Les observations issues de la microscopie optique et électronique et les résultats obtenus par diffraction des Rayons X permettent d'identifier les constituants les plus courants des matériaux de la toposéquence T2. Il s'agit de matériaux caractérisés par une association d'argile 1/1 de type kaolinite ($\text{SiO}_5\text{Al}_2(\text{OH})_4$), d'hydroxydes d'aluminium, cristallisés sous forme de gibbsite ($\text{Al}(\text{OH})_3$) et d'oxy-hydroxydes de fer et titane. La distribution de ces constituants tout le long du versant n'est pas homogène : il y a une différence nette entre le système amont dominé par la gibbsite et le système aval plus kaolinique. Les minéraux primaires sont principalement représentés par le quartz à l'amont auquel s'ajoutent, à l'aval, amphiboles, biotites et feldspaths. Il s'agit d'une couverture globalement gibbsite-kaolinique mais dont la répartition du rapport gibbsite/kaolinite est très variable en fonction des volumes pédologiques considérés.

Sachant que la nature des constituants jouent un rôle fondamental sur les propriétés d'un sol et sont susceptibles d'influencer la morphodynamique de versant, nous avons cherché une méthode d'analyse permettant de quantifier le rapport gibbsite/kaolinite du complexe d'altération.

L'analyse totale, par fusion alcaline, donne la composition centésimale brute du sol pour chaque élément. Elle ne distingue pas les éléments provenant du quartz, des silicates primaires ou secondaires (argiles). Les résultats représentent donc des valeurs pour l'échantillon entier, sans référence à la nature de ses différents constituants. Il est donc nécessaire de faire appel à des méthodes d'attaque sélective, telle que l'attaque triacide souvent utilisée pour les sols tropicaux (CHAUVEL, 1977).

En principe, l'attaque triacide ne dissout que les minéraux secondaires et épargne les minéraux primaires qui constituent le résidu d'altération. Cependant, cette séparation n'est qu'approximative du fait de la vulnérabilité des minéraux primaires, variable en fonction de leur structure et de leur degré d'altération (KALOGA, 1987).

L'attaque triacide sur des minéraux purs broyés à 50 μm a été effectuée par BONNEVIE (d'après BOURGEAT, 1972). Cet auteur a montré que certains silicates - orthose, feldspaths alcalins, pyroxènes - donnent des résidus supérieurs à 90%. Les feldspaths calcosodiques fournissent plus de 80% de résidus inattaqués. La tourmaline, le diopside, le béryl sont faiblement attaqués. En revanche, amphiboles et micas sont très fortement attaqués par le réactif. En ce qui concerne les micas, plus de 80% des éléments passent en solution pendant l'attaque (COLLIER, KIELY, JACKSON, d'après PEDRO, 1966; BOURGEAT, 1972; KALOGA, 1987). CLAISSE (1968) a montré que la solubilité du quartz par l'attaque triacide est très faible pour les grains de taille comprise entre 2 à 0,5 mm mais qu'elle croît pour les grains de taille inférieure à 0,5 mm.

La séparation entre une partie soluble (constituée par les colloïdes et les oxydes) et une partie résistante, insoluble (renfermant les quartz et les minéraux primaires résistants) est

fréquemment utilisée dans les sols tropicaux très altérés dans lesquels le quartz constitue pratiquement le seul minéral primaire. Dans les cas de sols où subsistent de nombreux minéraux aisément altérables, les résultats de la fraction soluble sont délicats à interpréter. Une analyse du résidu de l'attaque triacide est nécessaire.

Malgré toutes les limites de la méthode déjà signalées, on suppose que les grains de quartz sont relativement résistants et les sols très altérés. Selon cette approximation, seuls les minéraux de néoformation: argiles, silicates hydratés et oxydes plus ou moins cristallisés, seront sensibles à l'action du réactif. On peut alors déterminer les rapports moléculaires caractéristiques de ces minéraux: $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ et $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$. Le paramètre moléculaire $K_i = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est utilisé pour détecter la présence des hydroxydes (notamment d'aluminium) et pour établir quantitativement la composition minéralogique (kaolinite, gibbsite) du matériau (PEDRO, 1966; CHAUVEL, 1977). Selon PEDRO (1966), ce paramètre a l'avantage d'évaluer la teneur en aluminium libre qui apparaît finalement comme un critère important pour définir géochimiquement le complexe d'altération des formations latéritiques et bauxitiques.

2 - matériel et méthode

Pour les échantillons de la toposéquence T2 ces analyses sélectives par attaque triacide ont été effectuées par J. QUILLARD au Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen, service de chimie. Le protocole suivi est celui mis au point par le Laboratoire de Minéralogie de l'ORSTOM de Bondy. Pour chaque analyse ont été utilisés 2 à 3 g de sol finement broyé et tamisé (tamis 200 μm).

L'analyse totale a été obtenue par fusion alcaline avec la mise en solution des échantillons après fusion au tétraborate de lithium. Le fer, l'aluminium et le titane ont été dosés par colorimétrie (TECHNICON). Le calcium, le magnésium et le manganèse ont été dosés par absorption atomique et le sodium et le potassium, par émission (PERKIN ELMER). La silice, l'humidité (H_2O^+) et la perte au feu ont été déterminés par dosage gravimétrique. L'attaque triacide est obtenue par une réaction à chaud d'un mélange de quatre parties de H_2SO_4 , de deux parties d' HCL et d'une partie d' HNO_3 .

A partir des analyses de la fraction solubilisée, on calcule le rapport moléculaire $K_i = (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) \times 1,7$ (SiO_2 et Al_2O_3 exprimés en % pondéral).

En se plaçant dans les hypothèses de validité définies par PEDRO (1966), en particulier, absence de minéraux primaires attaqués par le triacide, il est possible d'évaluer simplement l'alumine "libre" (sous forme d'hydroxyde) et "combinée" (sous forme de kaolinite), et d'en déduire les teneurs pondérales en kaolinite et hydroxydes.

On désigne par (*l*) la proportion de molécules d' Al_2O_3 libres (hydroxydes) dans l'échantillon et (*c* = 1-*l*) la proportion de molécules d' Al_2O_3 combinées à la silice sous forme de kaolinite. Comme le rapport $K_i = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 2$ dans la kaolinite, le nombre de molécules de SiO_2 nécessaire à l'édification de ce type d'argile est de 2(1-*l*). On a ainsi :

$$K_i = \text{SiO}_2 \text{ total} / \text{Al}_2\text{O}_3 \text{ total} = 2 (1-l)$$

d'où

$$l = (1 - K_i/2)$$

et

$$c = (1-l) = K_i/2$$

Les teneurs moléculaires d'alumine, exprimées en % d'Al₂O₃ total, s'écrivent alors :

$$\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ combinée (\%)} = K_i/2 \times 100$$

$$\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ libre (\%)} = (1 - K_i/2) \times 100$$

Pour évaluer la teneur en hydroxydes, il faut convertir cette teneur moléculaire en teneur pondérale d'hydroxyde. Il est donc nécessaire de préciser, au préalable, la nature de l'hydroxyde représenté dans le matériau. Dans le cas de l'association kaolinite-gibbsite, les teneurs sont obtenues à l'aide du calcul suivant :

Comme le trihydrate Al₂O₃, 3H₂O (poids "moléculaire" = 156) correspond à une molécule d'Al₂O₃ (P.M. = 102), le rapport de l'alumine libre à la quantité de gibbsite est de 1/1,53. Pour un matériau caractérisé par un rapport égal à K_i, la teneur en gibbsite est ainsi de :

$$l \times 1,53 = (1 - K_i/2) \times 1,53$$

De même, Al₂O₃ (P.M. = 102) correspond à une "molécule" de kaolinite (2SiO₂, Al₂O₃, 2H₂O; P.M. = 258), le rapport est ici de 1/2,53 et la teneur en kaolinite du même matériau s'écrit :

$$c \times 2,53 = K_i/2 \times 2,53$$

le poids de la fraction soluble de l'échantillon étant représenté par :

$$(1 - K_i/2) \times 1,53 + K_i/2 \times 2,53 = K_i/2 + 1,53 ,$$

d'où les teneurs pondérales en % de la fraction soluble :

$$\text{GIBBSITE \%} = [(1 - K_i/2) \times 1,53 / (K_i/2 + 1,53)] \times 100$$

$$\text{KAOLINITE \%} = (K_i/2 \times 2,53 / (K_i/2 + 1,53)) \times 100$$

Pour obtenir les teneurs pondérales de l'échantillon total, il faut multiplier ces dernières valeurs par (1 - r), r étant la fraction pondérale de résidu.

3 - Résultats et discussion

a - le résidu

Les proportions de résidu de l'attaque triacide se placent dans une fourchette de 27 à 57% (tableau n° 3). La distribution n'est pas homogène, variant en fonction des horizons et de leur position sur le versant. Globalement, les pourcentages de résidu sont importants (40 à 50%) et leurs variations sont plus marquées entre les différents horizons de l'amont qu'entre ceux de l'aval. Les horizons de surface présentent près de 50% de résidu. Il s'agit là de sables de quartz (cf analyse granulométrique). En revanche, en t5, ces mêmes valeurs (> 50%) apparaissent dans des horizons

tranchée	prof. (cm)	résidu %	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MgO %	CaO %	K2O %	Na2O %	TiO2 %	MnO %
T2-t1	45	30.55	97.12	2	0	0.05	0.12	0.05	0.48	0	0.037
	470	29.21	96.89	1.01	0	0.03	0.14	0.05	1.57	0	0
	610	49.72	97.33	0.89	0	0.03	0.09	0.32	1.06	0	0.007
	690	48.25	96.43	1.3	0	0.03	0.1	0.54	1.52	0	0.018
	1000	53.2	93.51	2.89	0	0.02	0.08	2.14	0.54	0	0.008
T2-t2	10	50.54	98.34	0.6	0	0.04	0.07	0.11	0.28	0	0.007
	30	45.58	96.36	0.58	0	0.06	0.09	0.08	1.51	0	0.008
	80	46.06	96.87	0.54	0	0.05	0.06	0.11	1.1	0	0.037
	150	46.83	97.55	0.31	0	0.03	0.06	0.04	0.25	0	0.007
	210	53.01	97.6	0.24	0	0.02	0.11	0.03	0.47	0	0.013
T2-t6	90	43.13	97.61	0.47	0	0.04	0.04	0.1	0.87	0	0.016
	135	26.94	97.25	0.62	0	0.05	0.06	0.16	0.13	0	0.019
T2-t3	10	52.79	97.44	0.31	0	0.03	0.08	0.17	0.12	0	0.017
	50	40.24	97.64	0.29	0	0.03	0.08	0.15	0.33	0	0.024
	100	39.96	97.44	0.3	0	0.03	0.11	0.08	0.33	0	0.017
	160	40.81	96.83	0.21	0	0.03	0.11	0.06	1.44	0	0.019
	230	44.96	97.35	0.24	0	0.04	0.09	0.05	0.39	0	0
T2-t4	10	53.27	97.37	0.27	0	0.04	0.03	0.26	0.23	0	0.006
	30	47.08	97.47	0.37	0	0.04	0.06	0.24	0.33	0	0
	50	42.03	96.28	0.51	0	0.06	0.07	0.44	0.75	0	0.008
	100	40.99	97.49	0.35	0	0.05	0.06	0.26	0.44	0	0.019
	160	44.55	96.81	0.76	0	0.08	0.09	0.56	1.4	0	0.028
	230	43.08	95.39	1.51	0	0.06	0.06	1.02	0.85	0	0.032
T2-t5	10	57.2	91.52	3.51	0.26	0.19	0.4	2.14	0.7	0	0.031
	30	56.88	89.5	4.35	0.26	0.2	0.47	2.42	1.16	0	0.023
	50	53.7	89.66	4.21	0.29	0.22	0.5	2.23	1.04	0	0.026
	80	52.72	89	4.64	0.31	0.22	0.5	2.47	1.18	0	0.032
	120	54.53	89.22	4.26	0.34	0.21	0.53	1.94	1.65	0	0.044

Tableau n 3 : Analyse totale du résidu d'attaque triacide

qui contiennent en plus du quartz, d'autres minéraux primaires (feldspaths, amphiboles, micas), reconnus en microscopie optique. Les valeurs les plus faibles (29%) du résidu apparaissent en t1 (450 et 480 cm) et en t6 (135 cm). Cela correspond en t1 à un faciès de la roche plus riche en micas et en t6 à une texture sablo-argileuse. Latéralement, les variations sont faibles au sein de chacun de ces horizons :

(i) -en profondeur, les teneurs en résidu de l'altérite sableuse rouge-violacée varient de 29 à 53% (t1). Latéralement ces valeurs sont constantes (53%) vers t2 ;

(ii) - l'altérite argilo-limoneuse violacée fournit 45% de résidu en t3, où elle est plus riche en lithoreliques de l'altérite sableuse rouge-violacée ;

(iii) - l'horizon à blocs présente de 30% (t1) à 43% (t6) de résidu et l'horizon microagrégé fournit 46% de résidu en t2 et 40% en t3 ;

(iiii) - l'horizon argileux à structure polyédrique fournit de 40 à 47% de résidu dans toutes les fosses, sauf t5 où les teneurs dépassent 50%. D'ailleurs, tous les horizons de t5 fournissent des pourcentages de résidu supérieurs à 50%. Sachant que la fraction sable de ces horizons est comprise entre 48 et 53%, on peut supposer que ces valeurs se rapportent au quartz mais aussi à d'autres minéraux primaires.

L'analyse totale du résidu met en évidence une individualisation de t5 par rapport à l'ensemble des autres fosses pour tous les éléments analysés. La fosse t4 s'individualise du point de vue de la teneur en K_2O . Le pourcentage d'éléments insolubles à l'aval (t4, t5) peut être relié aux observations effectuées sur les lames minces qui ont mis en évidence la présence de minéraux primaires altérables qui peuvent fournir ces éléments :

- feldspaths calco-sodique: plagioclase maclé type albite $[Si_3Al O_8]Na$, avec probablement Na_2O et CaO insolubles ;

- microcline et orthose $[Si_3Al O_8] K$, avec probablement K_2O insoluble ;

- amphiboles: hornblende verte $[(SiAl)_4O_{11}/OH]_2Na_{0-1}Ca_2(Mg, Fe)_{3-5}Al_{0-2}$; micas : biotite $[Si_3Al O_{10}/(OH, F)_2] K(Mg, Fe)_3$, et muscovite $[Si_3Al O_{10}/(OH, F)_2] KAl_2$, soit avec Na_2O , CaO , MgO et K_2O probablement insolubles. Dans ces derniers, qui montrent plusieurs stades d'altération, les éléments peuvent être plus ou moins solubles.

Les teneurs élevées de SiO_2 insoluble, résidu de l'attaque triacide, associent probablement la silice du quartz à la silice contenue dans les réseaux cristallins d'autres minéraux.

b - le complexe d'altération

La composition chimique totale des constituants des matériaux étudiés obtenue par l'attaque triacide, se ramène principalement au mélange SiO_2 et oxy-hydroxydes, Al_2O_3 , Fe_2O_3 et TiO_2 (tableau n° 4). Les teneurs en MgO , CaO , K_2O et Na_2O sont faibles, généralement inférieures à 1%.

tranchée	prof. (cm)	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MgO %	CaO %	K2O %	Na2O %	TiO2 %	MnO %	résidu %	H2O+	bilan %	H2O-
T2-t1	45	2.49	32.26	0.02	0.02	0.03	0.05	0.03	1.59	0.009	30.55	19.33	98.61	0.75
	470	9.89	23.23	0.28	0.228	0.01	0.2	0.03	3.04	0.194	29.21	12.61	98.84	1.27
	610	6.07	22.9	0.03	0.03	0.01	0.06	0.03	1.08	0.033	49.72	11.89	99.68	0.68
	690	6.01	23.6	0.44	0.44	0.01	0.3	0.03	1.25	0.018	48.25	12.9	99.74	0.61
	1000	18.52	14.31	0.89	0.89	0.02	0.72	0.03	0.74	0.126	53.2	6.21	99.52	0.92
T2-t2	10	5.21	17	6.47	0.04	0.06	0.04	0.03	0.98	0.007	50.54	19.48	99.86	2.22
	30	5.03	20.78	7.22	0.03	0.01	0.04	0.03	1.09	0.005	45.58	19.33	99.15	1.94
	80	5.5	22.29	8.82	0.04	0.01	0.05	0.03	1.36	0.006	46.06	15.17	99.33	1.6
	150	3.55	24.94	8.32	0.02	0.01	0.04	0.03	1.25	0.004	46.83	14.58	99.57	0.85
	210	2.6	22.39	7.75	0.01	0.02	0.04	0.03	1.02	0.003	53.01	12.85	99.72	0.5
T2-t6	90	7.66	22.57	10.04	0.05	0.01	0.06	0.03	1.96	0.007	43.13	14.29	99.81	1.72
	135	7.5	26.07	18.18	0.06	0.02	0.07	0.03	4.17	0.011	26.94	16.25	99.3	2.2
T2-t3	10	8.63	14.59	6.47	0.09	0.04	0.1	0.03	1.04	0.007	52.79	15.73	99.52	2.32
	50	12.73	21.96	9.11	0.12	0.02	0.12	0.03	1.48	0.011	40.24	13.74	99.56	2.27
	100	12.78	21.26	9.9	0.12	0.01	0.12	0.03	1.59	0.014	39.96	13.05	98.83	2.42
	160	18.07	19.94	7.9	0.1	0.02	0.08	0.03	1.18	0.009	40.81	10.43	98.57	1.59
	230	17.48	20.26	6.93	0.08	0.01	0.09	0.03	0.84	0.148	44.96	8.8	99.63	1.16
T2-t4	10	7.65	12.33	5.72	0.18	0.2	0.17	0.04	0.88	0.033	53.27	18.99	99.46	2.57
	30	11.13	17.1	8.32	0.29	0.02	0.22	0.04	1.21	0.023	47.08	14.18	99.61	2.45
	50	10.83	21.25	9.68	0.37	0.02	0.26	0.03	1.4	0.034	42.03	13.37	99.27	2.54
	100	11.74	21.73	10.29	0.35	0.03	0.27	0.04	1.48	0.034	40.99	12.38	99.33	2.33
	160	11.33	19.98	9.72	0.38	0.02	0.26	0.03	1.4	0.033	44.55	11.45	99.15	2.2
T2-t5	230	11.62	20.5	9.57	0.58	0.02	0.32	0.03	1.42	0.04	43.08	12.36	99.54	2.38
	10	7.42	12.56	5.36	0.32	0.26	0.22	0.03	1.02	0.071	57.2	15.31	99.77	2.58
	30	7.65	13.84	6.07	0.36	0.14	0.22	0.04	1.13	0.126	56.88	12.95	99.41	2.4
	50	8.46	15.68	7.18	0.41	0.08	0.24	0.04	1.27	0.113	53.7	11.91	99.08	2.23
	80	8.79	16.29	7.54	0.46	0.07	0.26	0.04	1.33	0.116	52.72	11.27	98.89	2.15
	120	8.74	17.22	7	0.44	0.04	0.24	0.04	1.25	0.058	54.53	10.21	99.77	1.9

Tableau n 4 : Analyse de la fraction soluble à l'attaque triacide

Cependant, on observe en profondeur (t1, t3) et au sein du système aval (t4, t5), une légère augmentation des teneurs en MgO et K_2O qui traduit, probablement, la présence de phyllosilicates (micas), d'amphiboles et de minéraux interstratifiés. Les premiers minéraux ont été reconnus en microscopie optique et les seconds aux rayons X.

Les teneurs en Fe_2O_3 sont très variables à l'amont (0,02 à 18%) et sans variations importantes à l'aval (5 à 10%). A l'amont, les plus faibles teneurs (0,02 à 0,9%) sont situées dans la fosse t1, tandis que les teneurs les plus élevées correspondent à la fosse t6 (10 à 18%). Les autres fosses présentent des teneurs comprises entre 6,5 et 10%.

Le *tableau n° 5* contient les résultats des calculs des rapports moléculaires SiO_2/Al_2O_3 dans la fraction solubilisée. Les valeurs sont globalement inférieures à 1 dans le système amont et proche de 1 voir supérieures à 1 dans le système aval. Dans le premier cas, indépendamment de la nature de l'hydroxyde d'aluminium représenté dans le matériau, l'indice K_i ($< 0,6$) aboutit à des teneurs d' Al_2O_3 libre supérieures à Al_2O_3 combiné. Les teneurs d' Al_2O_3 sont comprises entre 73 et 94% ce qui caractérise une couverture bauxitique (PEDRO, 1966; TARDY, 1993(a)), à l'exception de la fosse t3 (entre 25 et 50%). Dans le second, où l'indice $K_i = 0,85$ à 1,5, les teneurs d' Al_2O_3 libre sont comprises entre 25 et 57% et celles d' Al_2O_3 combiné, à peu près constantes, d'environ 50%, traduisant plutôt un matériau du type argile latéritique (PEDRO, 1966; TARDY, 1993(a)).

Dans la toposéquence T2, il faut souligner que cette caractérisation générale présente des variations significatives au sein de chaque système. Dans presque toutes les fosses appartenant au système amont les K_i sont inférieurs à l'unité, sauf à 10 mètres de profondeur en t1 et pour les horizons profonds analysés en t3 (altérite argilo-limoneuse violacée, *figure n° 24*).

L'indice $K_i = 2,1$ en t1 correspond à l'isaltérite grisâtre dont le diagramme de rayons X montre la présence de minéraux interstratifiés (mica-vermiculite), micas, kaolinite, et quartz. SOUBIES *et al.* (1987) ont trouvé des valeurs de K_i légèrement supérieures à 2 (valeur théorique de la kaolinite) pour les biotites altérées en "macrokaolinites" dans les sols ferrallitiques de la région d'*Ambalavao* (Madagascar). Un $K_i = 2$ ne traduit pas obligatoirement la présence de kaolinite pure, puisqu'il est aussi égal à 2 pour d'autres minéraux primaires comme la muscovite et les feldspaths (l'anorthite par exemple, PEDRO, 1966). Pour cette profondeur donc, le rapport K_i ne peut pas être utilisé seul mais devrait être confronté avec les données obtenues à l'aide d'autres méthodes minéralogiques qui n'ont pas été utilisées au cours de ce travail.

En t3, les valeurs correspondant à $K_i=1$ avec la moitié de l'aluminium à l'état combiné et l'autre moitié individualisée sous forme d'hydroxydes, montreraient une position intermédiaire entre la couverture gibbsitique d'amont et la couverture kaolinito-gibbsitique d'aval. Les valeurs $K_i=1,5$ observées entre 160 et 230 centimètres de profondeur correspondent à l'altérite argilo-limoneuse violacée. Ces valeurs, plus faibles que celles de la kaolinite théorique ($K_i=2$), traduisent un mélange kaolinite/gibbsite.

tranchée	prof. (cm)	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	rap.mol. Ki SiO ₂ /Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ comb. % (c)	Al ₂ O ₃ libre % (L)
T2-t1	45	2.49	32.26	0.12	6	94
	470	9.89	23.23	0.72	36	64
	610	6.07	22.9	0.45	22.5	77.5
	690	6.01	23.6	0.39	19.5	80.5
	1000	18.52	14.31	2.1		
T2-t2	10	5.21	17	0.5	25	75
	30	5.03	20.78	0.4	20	80
	80	5.5	22.29	0.42	21	79
	150	3.55	24.94	0.2	10	90
	210	2.6	22.39	0.19	9.5	90.5
T2-t6	90	7.66	22.57	0.54	27	73
	135	7.5	26.07	0.48	24	76
T2-t3	10	8.63	14.59	1	50	50
	50	12.73	21.96	1	50	50
	100	12.78	21.26	1.05	52.5	47.5
	160	18.7	19.94	1.5	75	25
	230	17.48	20.26	1.47	73.5	26.5
T2-t4	10	7.65	12.33	1	50	50
	30	11.13	17.1	1.12	56	44
	50	10.83	21.25	0.85	42.5	57.5
	100	11.74	21.73	0.9	45	55
	160	11.33	19.98	0.94	47	53
	230	11.62	20.5	0.95	47.5	52.5
T2-t5	10	7.42	12.56	1	50	50
	30	7.65	13.84	0.92	46	54
	50	8.46	15.68	0.93	46.5	53.5
	80	8.79	16.29	0.93	46.5	53.5
	120	8.74	17.22	0.87	43.5	56.5

Tableau n 5 : Estimation des teneur en aluminium libre et combinée à partir des valeurs de Ki

Fosse	Prof. cm	teneur pond. en % de FS		résidu %	teneur pond. en % de l'ech.		rapport gib/kao	rapport mol. SiO ₂ /Al ₂ O ₃
		gibbsite	kaolinite		gibbsite	kaolinite		
T2t1	45	90.46	9.54	30.55	62.82	6.63	9.5	0.12
	480	51.9	48.1	29.21	36.74	34.05	1.1	0.72
	610	67.56	32.44	49.72	33.97	16.31	2.1	0.45
	690	71.4	28.6	48.25	36.95	14.80	2.5	0.39
	1000			53.2				2.1
T2t2	10	64.56	32.44	50.54	31.93	16.04	2	0.5
	30	70.75	29.25	45.58	38.50	15.92	2.4	0.4
	80	69.46	30.54	46.06	37.47	16.47	2.3	0.42
	150	84.47	15.53	46.83	44.91	8.26	5.4	0.2
	210	85.2	14.8	53.01	40.04	6.95	5.7	0.19
T2t6	90	62.1	37.9	43.13	35.32	21.55	1.6	0.54
	135	65.7	34.3	26.94	48.00	25.06	1.9	0.48
T2t3	10	37.7	62.3	52.79	17.80	29.41	0.6	1
	50	37.7	62.3	40.24	22.53	37.23	0.6	1
	100	35.4	64.6	39.96	21.25	38.79	0.5	1.05
	160	16.8	83.2	40.81	9.94	49.25	0.2	1.5
	230	18	82	44.96	9.91	45.13	0.21	1.47
T2t4	10	37.7	62.3	53.27	17.62	29.11	0.6	1
	30	32.2	67.8	47.08	17.04	35.88	0.47	1.12
	50	45	55	42.03	26.09	31.88	0.8	0.85
	100	42.5	57.5	40.99	25.08	33.93	0.74	0.9
	160	40.6	59.4	44.55	22.51	32.94	0.68	0.94
	230	40	60	43.08	22.77	34.15	0.66	0.95
T2t5	10	37.7	62.3	57.2	16.14	26.66	0.6	1
	30	42	58	56.88	18.11	25.01	0.7	0.92
	50	41	59	53.7	18.98	27.32	0.69	0.93
	80	41	59	52.72	19.38	27.90	0.69	0.93
	120	56	44	54.53	25.46	20.01	1.27	0.87

Tableau n 6 : Teneurs pondérales en gibbsite et kaolinite

A l'aval, la présence de minéraux primaires autres que le quartz tels que les micas, les amphiboles etc... en voie d'altération est susceptible de perturber l'interprétation des valeurs de Ki.

Le *tableau n° 6* et la *figure n° 25* montrent les estimations de teneurs pondérales, calculées en pourcentage de l'échantillon, de gibbsite et de kaolinite dans les deux systèmes. Les résultats correspondants au système aval sont très approximatifs compte tenu des limites de la méthode. La discussion de ces résultats ne permet pas d'interprétations sur le rapport gibbsite/kaolinite tout le long du versant en terme de bilan. Une caractérisation peut cependant être envisagée.

Globalement, le système amont contient des proportions notoires de gibbsite, principalement dans le segment convexe du versant (32 à 63%), avec une chute nette en t3 (10 à 22%). Les teneurs en kaolinite sont très variables, comprises entre 7 et 34% dans ce segment et un maximum (49%) en t3. Donc, au sein même du système amont, les proportions ne sont pas constantes. Elles varient, tout comme le résidu, en fonction des horizons :

- l'horizon grumeleux de surface présente des proportions de gibbsite et de kaolinite à peu près constantes tout le long du versant, d'environ 17% et 29%, sauf en t2 où la gibbsite atteint 31% et la kaolinite 16% ;

- l'horizon argileux polyédrique présente de teneurs en gibbsite comprises entre 22 et 38% à l'amont et entre 18 et 26% à l'aval. Les proportions les plus élevées apparaissent en t2 (38%) et les moins élevées en t3 (22%), t4 (22 à 26%) et t5 (18%). Les proportions de kaolinite varient de 16 à 38%, avec les valeurs les plus élevées situées en t3 à l'amont et en t4 à l'aval ;

- en t1, les teneurs en gibbsite de l'horizon à blocs sont de 62% et diminuent latéralement (t2). Celles de la kaolinite augmentent en passant de 7% en t1 à 21% en t2 ;

- la teneur en gibbsite de l'horizon microagrégé (t3) est de 21% et celle de la kaolinite de 39%;

- à l'amont, les teneurs les plus faibles en gibbsite sont liées à l'altérite argilo-limoneuse violacée (10%) qui présente également les teneurs les plus élevées en kaolinite (45 à 49%) ;

- les horizons de l'aval ne présentent pas de variations très importantes de teneurs en gibbsite et kaolinite. Les proportions de gibbsite sont globalement inférieures à celles d'amont, et celles en kaolinite au contraire globalement supérieures. Compte tenu du mode de calcul de ces teneurs, il est difficile de pousser plus loin les interprétations de ces résultats.

La distribution des teneurs en gibbsite tout le long de versant montre une nette diminution de l'amont vers la moitié du versant. A partir de ce point et vers l'aval, il n'y a pas de variations très importantes. Les teneurs les plus élevées en kaolinite apparaissent déjà à mi-versant (t3) et s'étendent latéralement jusqu'à la fin du système aval (t5).

c - résumé

Ce qu'il faut retenir de l'analyse du complexe d'altération :

Les éléments dominants de la fraction soluble sont respectivement en Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 et TiO_2 . La distribution de ces éléments varie verticalement et latéralement tout le long du versant.

- 1 - arène grisâtre
- 2 - altérite sableuse rouge violacée
- 3 - altérite argilo-limoneuse violacée
- 4 - horizon à blocs de l'amont
- 5 - horizon microagrégé
- 6 - horizon argileux à structure polyédrique
- 7 - horizon à blocs de l'aval
- 8 - horizon grumeleux de surface
- 9 - horizon argileux de l'aval

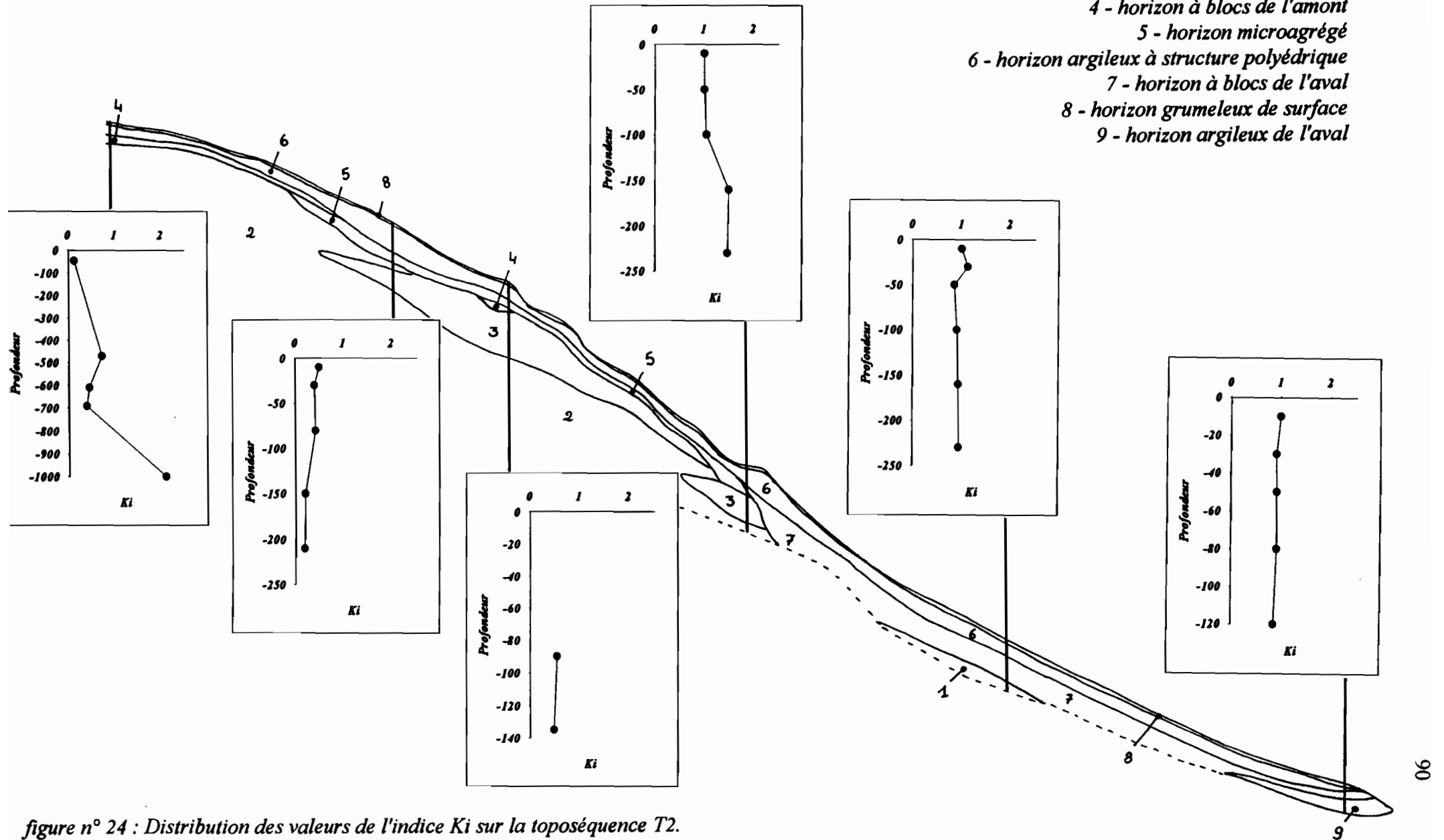


figure n° 24 : Distribution des valeurs de l'indice K_i sur la toposéquence T2.

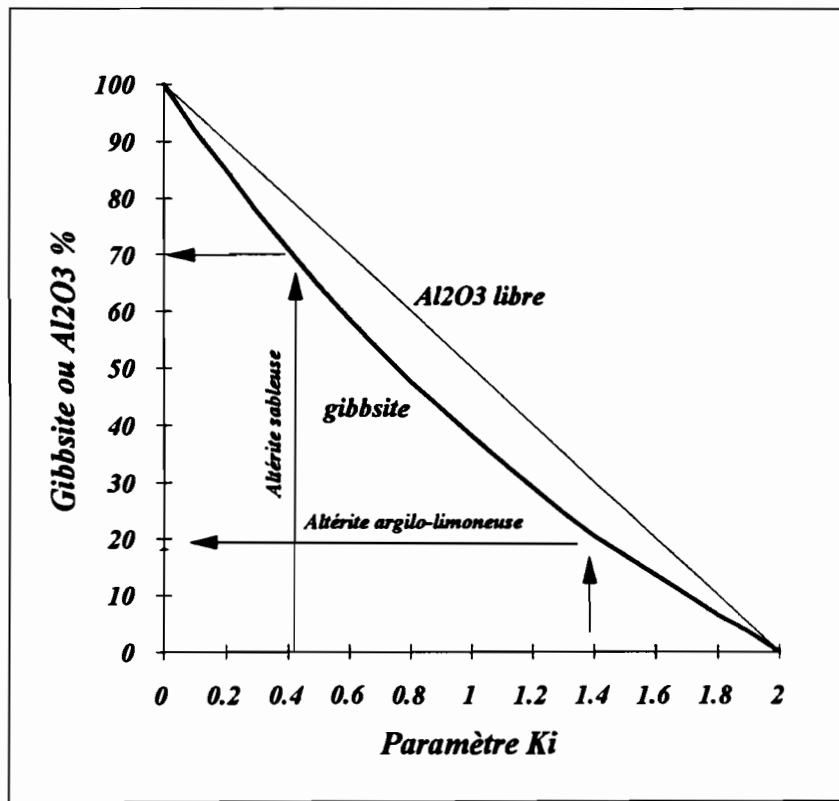


figure n 25 : Estimation graphique de la teneur en gibbsite à partir du paramètre K_i

Les teneurs en MgO, CaO, K₂O et Na₂O sont globalement faibles, malgré les variations présentées entre les deux systèmes.

Dans le système amont, les rapports gibbsite/kaolinite sont supérieurs à 2, atteignant même des valeurs élevées de 5 à 9. Les horizons de t3 et particulièrement l'altérite argilo-limoneuse violacée constituent une exception puisque ce rapport est inférieur à 1, ce qui traduit de plus fortes proportions de kaolinite. En revanche, ce rapport, généralement inférieur à 1 dans le système aval, indique probablement une présence plus importante de kaolinite que de gibbsite. Cette valeur n'a cependant pas de signification quantitative du fait de la présence de nombreux minéraux primaires peu altérés.

Les valeurs de Ki se situent dans la gamme généralement observée dans les sols ferrallitiques. LEVEQUE (1967) a situé les variations des valeurs Ki en fonction des oscillations climatiques des Terres Hautes Guyanaises. Il a montré que pour des précipitations annuelles d'environ 4000 mm, les valeurs de Ki varient le plus souvent entre 1,2 et 1,7. Ces valeurs situent ces sols dans le domaine ferrallitique typique. Cependant, des valeurs comprises entre 1,7 et 2, ou voisins de ce dernier chiffre, les placent dans le domaine des sols faiblement ferrallitiques. OLIVEIRA *et al.*, (1982) et BERTOLDO DE OLIVEIRA *et al.*, (1992) au Brésil, ont présenté des valeurs Ki inférieures à 1,6 pour les latosols rouge-jaune (*Latossolo vermelho-amarelo*) situés dans les plateaux à l'Est de l'état de Sao Paulo. Ces valeurs peuvent varier entre 1,3 et 1,9 pour d'autres latosols situés dans la "Dépression Périphérique Paulista". Ces auteurs déterminent Ki=2 pour la kaolinite, avec une limite supérieure Ki=2,2 pour les latosols dont l'horizon B présente des minéraux encore altérables. Sur socle ancien à Madagascar, BOURGEAT (1972) a remarqué une prédominance de gibbsite lorsque les valeurs de Ki sont inférieures à 0,5. Sur les sols développés dans les plaines du Centre-Sud de la Haute-Volta (Burkina Faso), KALOGA (1987) a noté des valeurs Ki=1,63 indiquant la présence d'alumine non liée à la silice. Néanmoins, il ne s'agit pas d'hydroxydes d'alumine cristallisés mais d'une substitution alumineuse dans la goethite, ce qui peut être partiellement le cas ici, lorsque la teneur en fer est importante.

En bref, les valeurs de Ki du système amont traduisent une couverture ferrallitique particulièrement riche en gibbsite et pauvre en kaolinite, à l'exception du volume en langue, c'est à dire, de l'altérite argilo-limoneuse violacée.

4 - Conclusion

L'analyse totale du résidu de l'attaque triacide a mis en évidence la nécessité de compléter ces résultats par ceux obtenus avec d'autres méthodes. Dans ce cas, les observations effectuées en microscopie optique ont permis d'établir une liaison entre la nature des minéraux observés et les différents éléments chimiques.

Les résultats des analyses chimiques mettent en évidence que :

1 - les seuls constituants présents en quantité importante à l'amont et à l'aval sont SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ et TiO₂ ;

2 - les valeurs des éléments totaux et ceux du résidu de l'attaque triacide mettent en évidence deux ensembles qui correspondent aux systèmes amont et aval, surtout pour MgO, CaO; K₂O et Na₂O, qui se traduit par les faits suivants :

(i) à l'amont :

- l'absence presque totale de minéraux primaires autres que le quartz, sauf en profondeur où l'on observe, localement, des éléments qui proviennent du réseau cristallin de certains silicates ;
- la composition du complexe d'altération se ramène à un mélange de gibbsite, de kaolinite et des oxy-hydroxydes de fer et de titane avec prédominance de gibbsite ;
- le rapport moléculaire Ki varie de 0,12 à 1,5 présentant globalement de faibles valeurs (Ki < 0,7). Ces valeurs placent le système amont dans les couvertures typiquement latéritiques riches en gibbsite ;

(ii) à l'aval :

- indépendamment de la profondeur, la présence d'autres minéraux primaires que le quartz à plusieurs stades d'altération (feldspaths, amphiboles, phyllosilicates). Ceux-ci sont juxtaposés à des reliques de l'altérosquelette gibbsitique, aux kaolinites et oxy-hydroxydes de fer et de titane ;
- la composition du complexe d'altération n'est pas quantifiable du fait de la présence de ces minéraux primaires qui influent sur le Ki et gênent l'interprétation sur les proportions relatives en gibbsite et kaolinite ;
- un regroupement des valeurs de t4 et t5 pour les éléments solubilisés par l'attaque triacide et une uniformité des valeurs de Ki ;
- une individualisation, par rapport aux résultats des autres fosses, des valeurs en t5 obtenues de l'analyse du résidu de l'attaque triacide ;
- le rapport moléculaire Ki est compris entre 0,8 et 1,12.

Les caractéristiques du complexe d'altération sont celles du domaine ferrallitique décrites par BONIFAS (1959), DELVIGNE (1965), LEVEQUE (1967), SOUBIES (1974), BOULANGE (1984), PEDRO (1987). Elles résultent de l'hydrolyse des minéraux primaires, du lessivage des alcalins et alcalins-terreux et du maintien sur place de l'aluminium, du fer et du titane sous forme d'hydroxydes et d'oxydes.

La méthode choisie est valable pour une quantification des matériaux du système amont mais elle doit être prise avec précaution pour les matériaux du système aval.

La couverture d'amont est essentiellement gibbsitique, à l'exception de l'altérite argilo-limoneuse violacée nettement kaolinique. La couverture d'aval est kaolinito-gibbsitique. Les résultats recoupent l'organisation observée lors de l'étude morphologique du terrain, c'est à dire, la division de cette toposéquence en deux systèmes distincts est confirmée par les résultats des analyses minéralogiques et chimiques. L'altérite profonde, essentiellement gibbsitique et de texture sableuse, ne comporte pas d'argile avec une structure en feuillets. Ceci peut conférer au matériau un comportement physique particulier.

L'étude microscopique nous permet de supposer que le matériau initial du système aval ayant subi le mouvement de masse était similaire à celui identifié sur le système amont. Si les proportions gibbsite/kaolinite influent sur la plus ou moins grande fragilité des couvertures pédologiques dans la région, nous pouvons fournir une valeur de référence de l'indice Ki de l'ordre de 0,1 à 0,5.

TROISIEME PARTIE

ORGANISATION, POROSITE, PROPRIETES PHYSIQUES

Dans les parties précédentes, nous avons d'abord décrit l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique du versant étudié le long d'une toposéquence. Ces études ont été complétées par une approche micromorphologique où nous avons identifié les constituants des matériaux et leurs organisations les plus fines. Nous avons ensuite caractérisé la nature des constituants par un approche physico-chimique.

Nous envisageons maintenant d'étudier les propriétés physiques de ces matériaux. Nous chercherons à mettre en relation trois points complémentaires : l'organisation, la porosité et le comportement hydrique des matériaux. Pour cela, nous allons quantifier l'espace poral du sol par différentes méthodes (densimétrie, porosimétrie au mercure et analyse d'image) et caractériser le comportement physico-hydrique des matériaux à partir des courbes de rétention de l'eau et de retrait.

fosse	prof. (cm)	dens.ap.	por.tot. %	ind.vide (e)	ten.eau %
T2-t1	10	1.06	61.65	1.61	18.6
	45	1.29	51.10	1.05	28.7
	130	1.59	40.23	0.67	24.3
T2-t2	10	0.83	68.51	2.18	25.7
	20	0.83	68.51	2.18	25.7
	80	1.27	51.74	1.07	27.6
	150	1.3	50.73	1.03	25.6
T2-t6	10	0.89	66.97	2.03	32.6
	50	1.12	57.80	1.37	33.3
	90	1.08	59.15	1.45	32.6
	135	1.31	50.38	1.02	35.5
T2-t3	10	0.88	66.48	1.98	33.9
	50	1.16	55.97	1.27	38.1
	80	0.94	60.28	1.52	35.3
	100	1.05	64.39	1.81	33
	160	1.28	51.49	1.06	42
	230	1.47	44.41	0.8	34.1
T2-t4	10	0.9	65.91	1.93	38.2
	30	1.1	58.45	1.41	40.5
	50	1.19	55.02	1.22	41.3
	80	1.25	52.67	1.11	40.1
	100	1.3	50.76	1.03	44.8
	160	1.31	50.38	1.02	41.2
	200	1.3	50.58	1.02	38.1
T2-t5	10	0.9	65.97	1.94	38.9
	30	1.05	60.06	1.5	35
	50	1.25	51.97	1.08	36.6
	80	1.32	49.65	0.99	43.4
	120	1.37	48.15	0.93	45.5

Tableau n 7 : Densité apparente (γ_d), Porosité totale (nT), indice de vide (e) et teneurs en eau volumique (θ) au moment de l'échantillonnage.

I - ETUDE DE L'ESPACE PORAL

A - DENSIMETRIE

La caractérisation globale de l'espace poral repose sur les mesures de densité réelle et apparente des matériaux. Cette méthode permet d'apprécier la porosité globale des échantillons mais ne renseigne pas sur les caractéristiques de cette porosité qui peuvent varier d'un horizon à l'autre. Un échantillonnage a été réalisé sur la séquence T2, à l'aide de cylindres calibrés de 251,2 cm³. Au total 28 échantillons ont été prélevés avec deux répétitions par échantillon soit 56 mesures de densité sur la séquence : 3 en t1, 3 en t2, 4 en t6, 6 en t3, 7 en t4 et 5 en t5.

La teneur en eau pondérale a été mesurée par pesée avant et après séchage à l'étuve durant 24 heures à 105°C. La densité réelle a été considérée comme constante et égale à 2,65 suite à quelques mesures réalisées au laboratoire.

Les techniques de mesure utilisées sont celles communément employées au laboratoire de science du sol INRA/ENSA de Rennes. Les relations entre les expressions volumiques et massiques et les différentes expressions utilisées sont présentées en *annexe n° 3*. Les prélèvements ont été réalisés au début de la saison humide, après quelques pluies conséquentes (printemps, début octobre 1992).

1 - résultats et discussion

Les résultats sont présentés dans le *tableau n° 7* et visualisés sur la *figure n° 26*.

a - Caractéristiques propres des horizons.

La quantité de mesures est faible mais on peut cependant noter des valeurs différentes en fonction des volumes pédologiques identifiés sur le terrain. L'horizon grumeleux de surface et l'horizon micro-agrégé présentent des caractéristiques propres, une densité apparente faible (0,83 à 1,08) soit un indice de vide correspondant élevé (1,45 à 2,18). En ce qui concerne l'horizon grumeleux de surface, la teneur en eau augmente de l'amont vers l'aval de la séquence.

Les altérites, à la fois l'altérite sableuse et l'altérite argilo-limoneuse et l'horizon argileux de l'aval se distinguent par une densité apparente plus élevée (1,28 à 1,59) d'où un indice de vide plus faible (0,67 à 1,06).

Les autres horizons identifiés présentent des caractéristiques intermédiaires.

b - Evolution en fonction de la profondeur.

Parallèlement, on note, surtout à l'aval, une évolution des valeurs en fonction de la profondeur. Par exemple en t4, le matériau argileux polyédrique présente une densité apparente évoluant régulièrement de 1,1 à 1,3 en profondeur, soit un indice de vide de 1,02 à 1,41.

- 1 - arène grisâtre
- 2 - altérite sableuse rouge violacée
- 3 - altérite argilo-limoneuse violacée
- 4 - horizon à blocs de l'amont
- 5 - horizon microagrégé
- 6 - horizon argileux à structure polyédrique
- 7 - horizon à blocs de l'aval
- 8 - horizon grumeleux de surface
- 9 - horizon argileux de l'aval

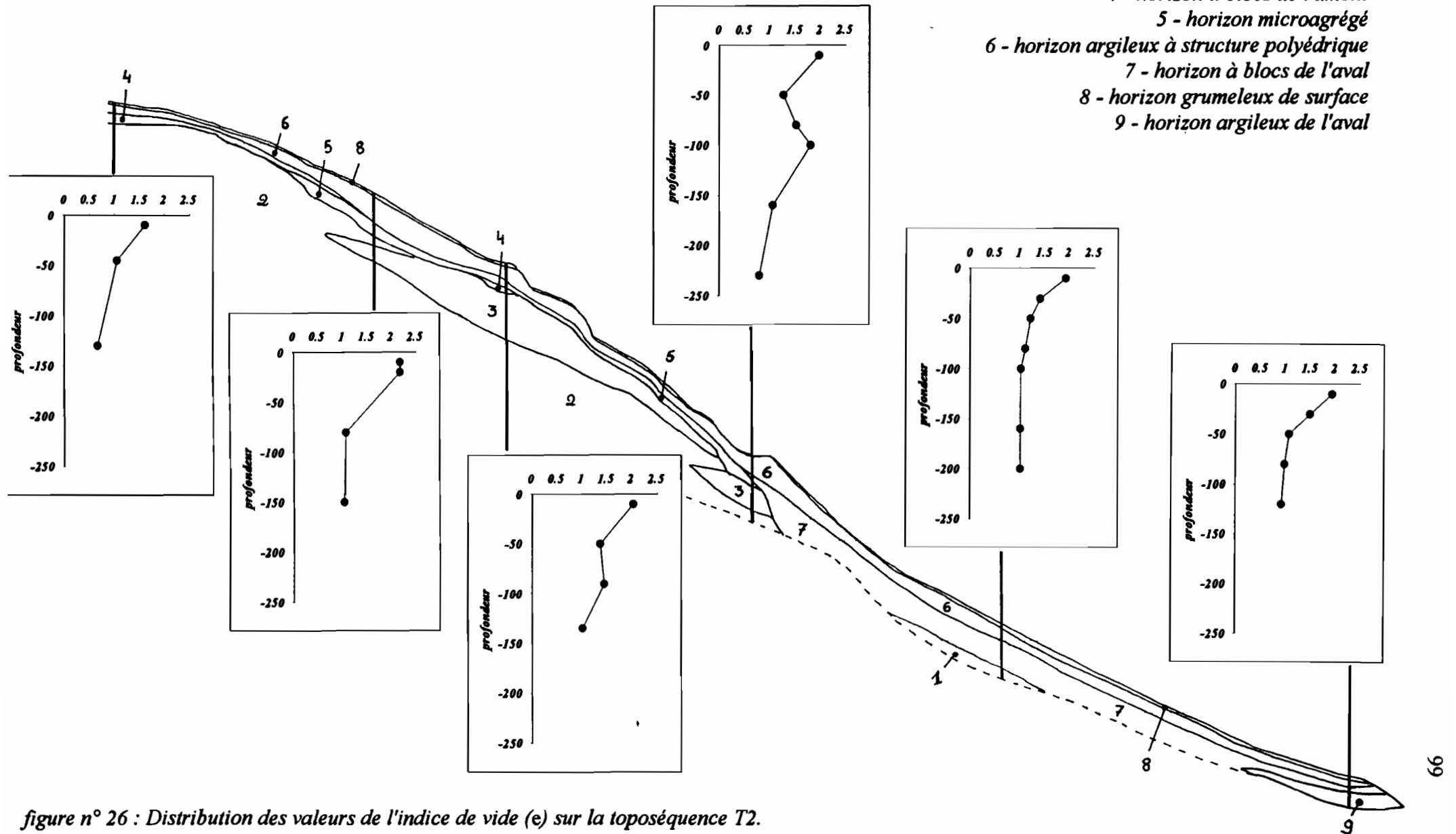


figure n° 26 : Distribution des valeurs de l'indice de vide (e) sur la toposéquence T2.

2 - Conclusion

En conclusion de cette première caractérisation sommaire de la porosité, on peut noter que les valeurs évoluent en fonction des volumes pédologiques, particulièrement dans le système amont. Contrairement aux valeurs de granulométrie qui soulignent une certaine homogénéisation de la texture des matériaux dans le système aval, les valeurs de densité montrent un gradient vertical, la porosité diminuant vers la profondeur.

Cette étude souligne également que certains contacts peuvent être particulièrement importants et doivent être étudiés plus finement pour envisager la circulation de l'eau sur la séquence:

- le contact entre l'horizon grumeleux de surface et l'horizon argileux polyédrique;
- le contact entre l'horizon micro-agrégé et l'altérite argilo-limoneuse violacée.

Une analyse plus fine de la porosité va être réalisée par porosimétrie au mercure et par le biais de l'analyse d'images.

B - POROSIMETRIE A MERCURE

L'étude de la porosité par densimétrie, fondée sur les mesures de masse volumique, ne renseigne pas sur la distribution des vides en fonction de leur taille. Cette étude a mis en évidence une certaine hétérogénéité de la porosité totale dans le système amont et une certaine homogénéité dans le système aval. A l'amont, les variations du volume poral coïncident avec les successions verticales des horizons. Cette hétérogénéité peut être mieux cernée à l'aide d'autres méthodes, notamment par porosimétrie au mercure.

La méthode et ses limites:

La porosimétrie au mercure est un outil de caractérisation quantitative de la structure des matériaux poreux, tels que les roches (LAUTRIDOU et OZOUF, 1987 (a) et (b)), les couvertures de sols et d'altération (VACHIER *et al.*, 1979; CAMBIER et PROST, 1981; GRIMALDI, 1981; GRIMALDI et TESSIER, 1986). Cette technique permet d'analyser le spectre de porosité, c'est-à-dire la répartition du volume des pores en fonction de leur taille à partir des courbes d'injection de mercure (VACHIER *et al.* 1979; GRIMALDI et BOULET, 1990; GRIMALDI *et al.*, 1993). La méthode est présentée en *annexe n° 4*.

Les limites de cette technique sont de différents types. Tout d'abord, la loi de Jurin, qui permet de passer de la pression d'injection de mercure au diamètre équivalent de pore, ne s'applique qu'à un système de pores de forme simple et régulière (capillaires cylindriques). Lorsque les pores présentent des étranglements ou des constriction, le mercure n'accède à ces pores qu'à partir d'une pression qui dépend de la taille de ces constriction. Ce phénomène, nommé "bouteille d'encre", est responsable d'une sous-estimation de la taille des pores pénétrés par le mercure à une pression donnée (VACHIER *et al.*, 1979; CAMBIER et PROST, 1981; GRIMALDI, 1981; FIES, 1984; BRUAND, 1985; CHRETIEN, 1986; BRUAND et PROST, 1987; GRIMALDI et BOULET, 1990; ROMERO DE CARVALHO, 1990; KOBILSEK, 1990; LASSAUSSE, 1991).

Le spectre poral analysé correspond à un état d'organisation particulier : celui de l'échantillon séché à 105°C. Pour les matériaux non rigides, la géométrie de l'espace poral peut varier selon l'état d'hydratation (TESSIER, 1984; TESSIER et BERRIER, 1979; AZZAOU, 1988).

Enfin, la porosimétrie au mercure ne renseigne pas sur les caractéristiques morphologiques des pores (forme, distribution spatiale). D'autres méthodes complémentaires telles que la microscopie et l'analyse d'image permettent d'accéder à ces paramètres morphologiques (HALLAIRE et COINTEPAS, 1993).

La détermination du spectre poral est faite sur des échantillons non perturbés. Les résultats présentés ici ont été obtenus avec un porosimètre à mercure CARLO-ERBA 2000, sur des échantillons de l'ordre du centimètre cube déshydratés et dégazés. La porosité analysée ne comprend ni la porosité la plus grossière ($r_{eq} > 100 \mu m$) ni la porosité la plus fine ($r_{eq} < 3,75 \eta m$) malgré la large gamme de vides analysés entre ces deux extrêmes.

Ces mesures ont été réalisées au Laboratoire de Sciences du Sol au Centre ORSTOM de Cayenne avec les conseils de MM. GRIMALDI et SARRAZIN. L'échantillonnage pour ces mesures est le même que celui utilisé pour les mesures de rétention d'eau (*à suivre*) : l'horizon microagrégé, l'horizon argileux à structure polyédrique, l'horizon argileux de l'aval, l'horizon argilo-limoneux violacé (altérite). Deux mesures ont été effectuées pour chaque horizon; les résultats présentés correspondent à la moyenne de ces mesures.

1 - les modes de présentation des résultats

Par porosimétrie à mercure, on mesure le volume de mercure introduit dans l'espace poral de l'échantillon sous l'effet d'une certaine pression exercée. La pression nécessaire pour que le mercure entre dans un pore est alors reliée au rayon équivalent (r_{eq}) de ce pore (VACHIER *et al.*, 1979). Deux modes de présentation graphique de résultats sont utilisés, les courbes cumulatives et les histogrammes :

a - la courbe d'indice de vide cumulé

Les mesures sont faites depuis les basses pressions vers les hautes pressions. Le réseau poral est donc visité par le mercure des plus grands (100 μm) aux plus petits (3,75 ηm) rayons équivalents (r_{eq}). La courbe d'indice de vide cumulé est construite des plus petits vers les plus grands rayons équivalents (r_{eq}).

b - l'histogramme ou spectre poral

Dérivée de la courbe précédente, il correspond à la répartition du volume poral total en différentes classes de taille de pores.

La *figure n° 27* illustre ces deux modes de présentation des résultats. Chaque point d'inflexion sub-vertical sur la courbe de volume poral cumulé correspond à un maximum d'intrusion de mercure, indiqué par un pic (ou mode) sur l'histogramme du spectre de porosité. A l'inverse, chaque point d'inflexion sub-horizontal sur la courbe de volume poral cumulé traduit un minimum d'intrusion de mercure. Ces points d'inflexion séparent donc deux grandes classes de rayon équivalent de pores. Les volumes poraux accessibles à des rayons équivalents compris entre 3,75 ηm et 100 μm peuvent être répartis en différentes classes de pores. Chacune d'entre elles peut être alors définie par :

- son rayon équivalent modal qui correspond à un point d'inflexion sub-vertical sur la courbe cumulée, c'est à dire un maximum du spectre de porosité ;
- ses limites de taille qui correspondent aux points d'inflexions sub-horizontaux de la courbe cumulée et sont représentées par des minima du spectre de porosité ;
- son volume poral qui est compris entre les deux points d'inflexion sub-horizontaux, (LASSAUSSE, 1991).

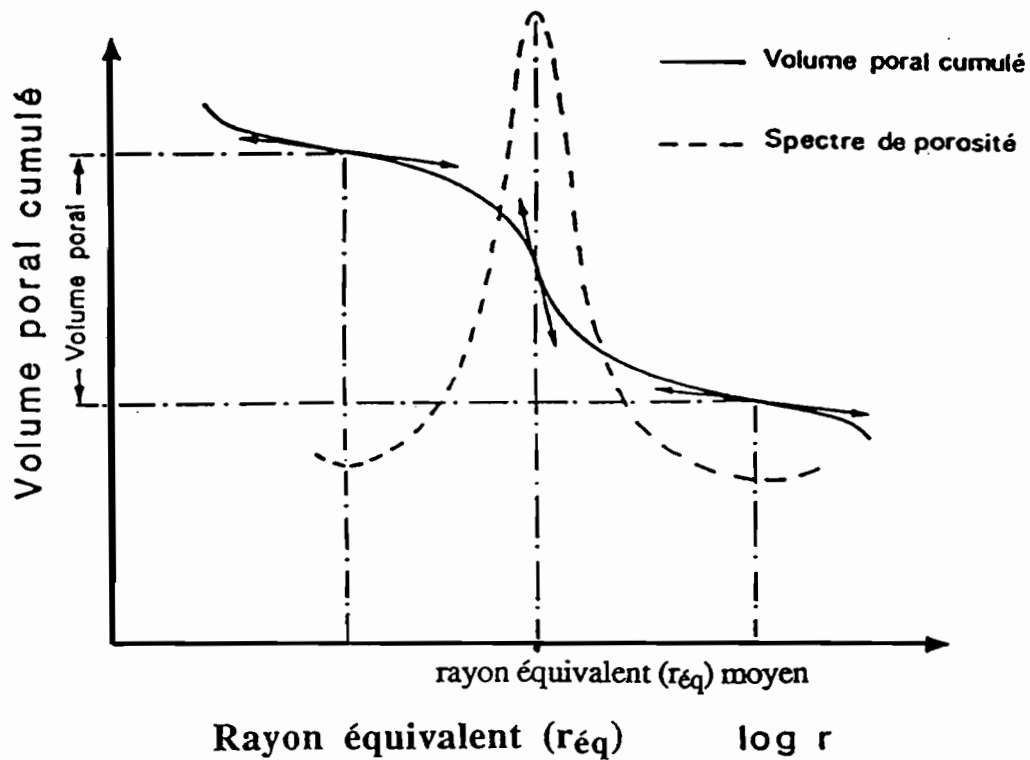


figure n° 27 : Schéma représentant la façon dont est définie une classe de pores, son volume poral et le rayon équivalent (r_{eq}) modal correspondant, d'après BRUAND, 1985.

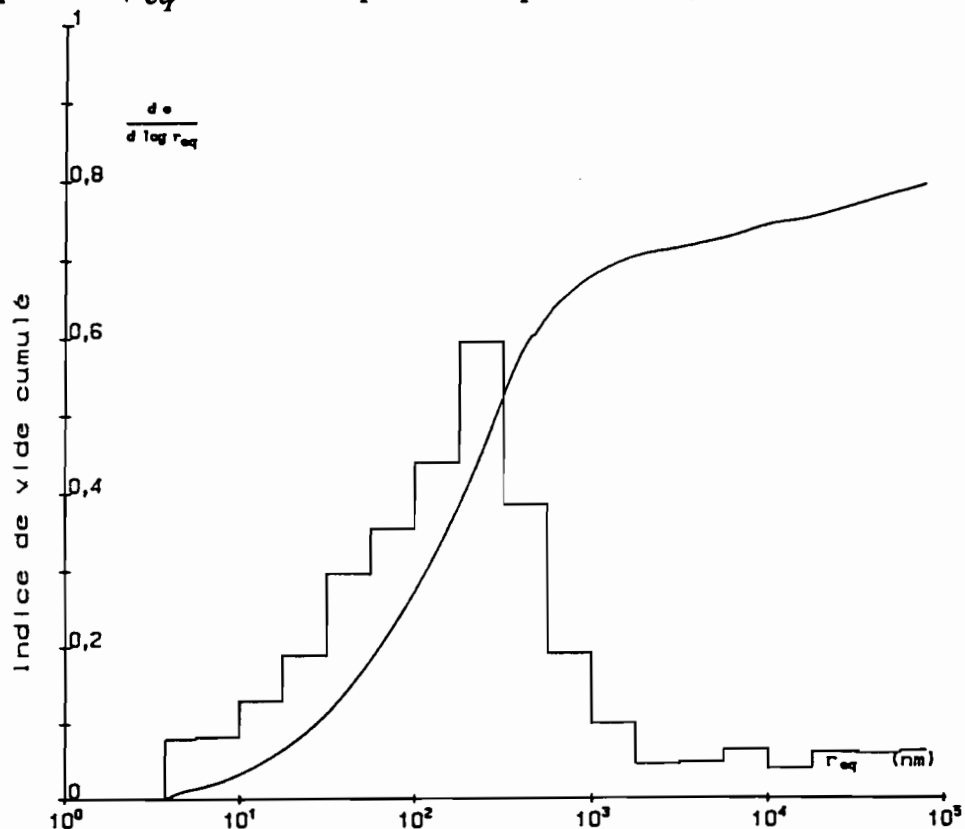


figure n° 28 : Indice de vide cumulé (e) et spectre de porosité en fonction du rayon équivalent des pores (r_{eq}) - Altérite argilo-limoneuse violacée (t3).

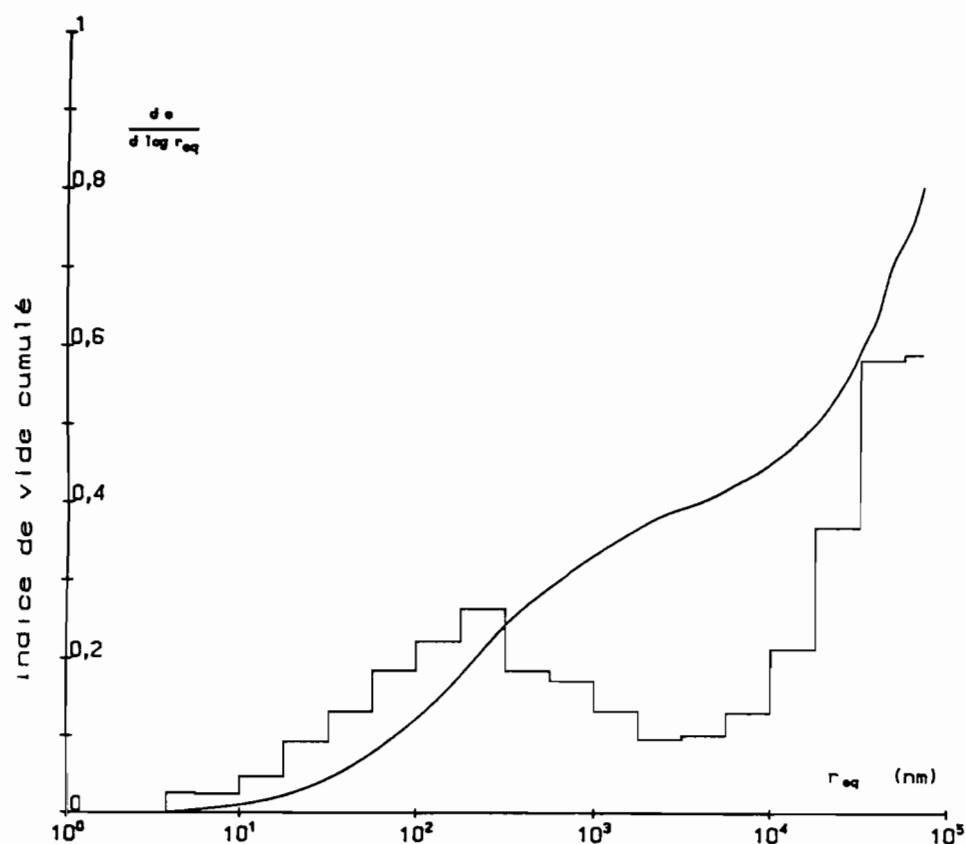


figure n° 29 : Indice de vide cumulé (e) et spectre de porosité en fonction du rayon équivalent des pores (r_{eq}) - Horizon microagrégé (t2-1).

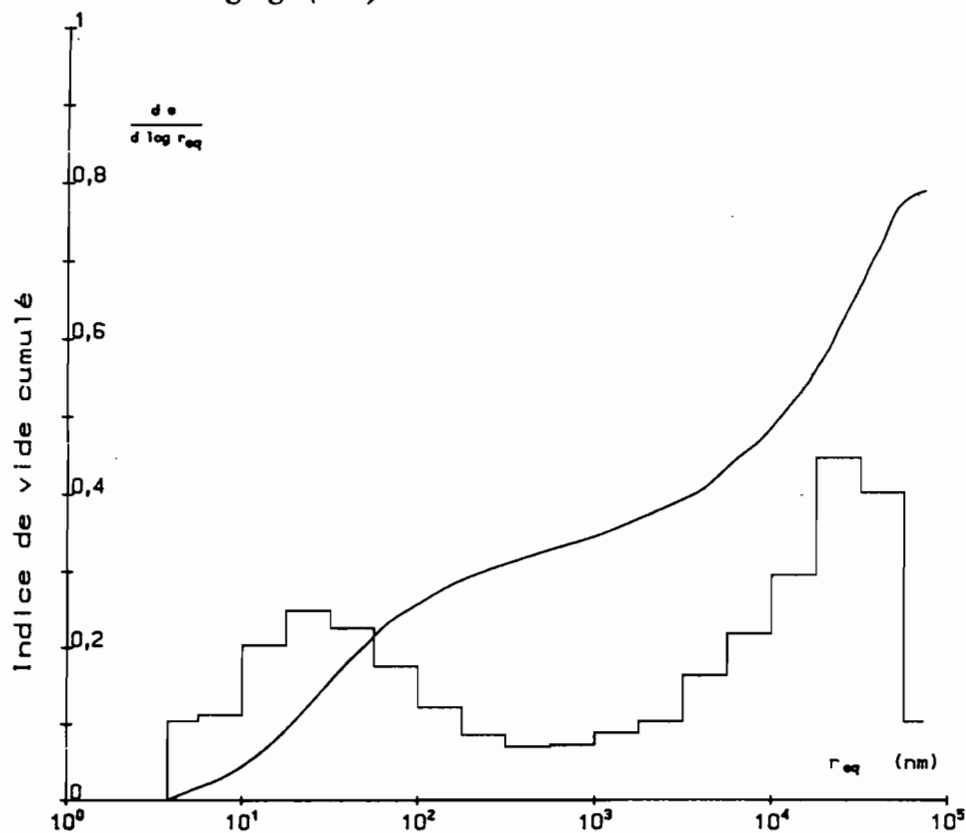


figure n° 30 : Indice de vide cumulé (e) et spectre de porosité en fonction du rayon équivalent des pores (r_{eq}) - Horizon microagrégé (t2-2).

échantillon 1cm3	ind. vide appréhendé 3.75nm>réq>100µm	limite inf. imposée	Classe 1		limite Cl.1/Cl.2	Classe 2		limite sup. imposée
			réq modal	eHg1		réq modal	eHg1	
micro-ag. t2 (1)	0.806	3.75 nm	0.23 µm	0.395 49%	3.5 µm	> 100 µm	0.411 51%	100 µm
micro-ag. t2 (2)	0.79	id.	0.032µm	0.326 41.30%	0.43 µm	43 µm	0.464 0.59%	id.
argileux pol. (t6)	0.818	id.	0.045µm	0.311 38%	0.4 µm	> 100 µm	0.507 62%	id.
alt. arg.lim. viol.(t3)	0.796	id.	0.28µm	>0.747 >90%	1.5 µm	? > 100 µm	? 	id.
argil. aval (t5)	0.728	id.	0.02µm	0.293 40%	0.5 µm	> 100 µm	0.435 60%	id.

Tableau n 8 : Rayon équivalent (réq) modal et indice de vide (e) correspondant à chacune des classes 1 et 2.

2 - résultats et discussion

Les échantillons analysés correspondent aux matériaux :

- (i) - de l'ensemble inférieur, l'altérite argilo-limoneuse violacée (t3) ;
- (ii) - de l'ensemble médian, l'horizon microagrégé t2(1) et t2(2) ;
- (iii) - de l'ensemble supérieur, l'horizon argileux polyédrique (t6) et l'horizon argileux de l'aval (t5).

Les figures n° 28 à 32 correspondent aux courbes de volume poral cumulé, exprimé sous forme d'indice de vide, en fonction du logarithme de (r_{eq}), superposées aux histogrammes du spectre de porosité. Les données concernant les volumes totaux d'intrusion de mercure, la répartition du volume de mercure par classe de taille de pore (r_{eq}) et les pourcentages correspondants à chaque classe par rapport au volume total sont reportées dans le tableau n° 8, les données granulométriques et de densité de solide (γ_s) dans le tableau n° 9.

a - le volume poral total

Globalement, le volume poral total exploré par le mercure ne présente pas de variations importantes dans l'ensemble des horizons analysés. L'indice de vide total (eT) est inférieur à 1 avec des variations comprises entre 0,728 et 0,818.

On observe essentiellement deux groupes de valeurs d'indice de vide total :

- (i) - le premier est caractérisé par des valeurs voisines de 0,8 correspondant aux horizons microagrégés t2 (1 et 2), argileux polyédrique (t6), altérite argilo-limoneuse violacée (t3);
- (ii) - le second est caractérisé par une valeur voisine de 0,7 et correspond à l'horizon argileux de l'aval (t5).

b - allure des courbes

Si le volume poral total accessible aux pores de r_{eq} compris entre 3,75 nm et 100 µm varie peu dans les 5 horizons analysés, la répartition de ce volume sur la gamme de pores diffère nettement d'un horizon à l'autre; ceci se traduit par deux types de courbes.

(i) - spectre poral unimodal

Le spectre de porosité de l'altérite argilo-limoneuse violacée t3 (a) est pratiquement unimodal. Il présente un seul pic d'intrusion maximale du mercure qui se traduit par un seul mode sur la courbe dérivée. Ceci indique l'existence d'une seule classe de pore (classe 1) correspondant à des rayons de constriction (r_{eq}) inférieurs à 1 µm.

(ii) -spectre poral bimodal

Les spectres de porosité des horizons microagrégés t2(1) et t2(2) (b, c), argileux polyédrique t6 (d) et argileux de l'aval t5 (E), ont une allure nettement bimodale, marquée par des rayons

horizon	% argile	% lim. fin	% lim. gr.	% s. fin	% s. gros.	d.s. (gs)
alt. arg. lim. viol.	28.9	33.8	11	7.8	18.5	2.73
micro agr. 1 (t2)	31	13.3	4.7	12.9	38.1	2.66
micro agr. 2 (t2)	34.6	17.8	6.3	9.3	32	2.67
arg. pol. (t6)	36.6	14.2	3.2	14	32	2.7
Arg. av. (t5)	36.2	7.6	2.7	17	36.5	2.7

Tableau n 9 : Granulométrie et densité réelle (γ_s) des horizons.

modaux plus ou moins nets et distincts, traduisant une répartition de la porosité en 2 classes de pores:

- **la classe 1**, assimilée aux vides développés par l'organisation des particules les plus fines (argile, limon) ;
- **la classe 2**, assimilée aux vides ménagés par l'arrangement des agrégats, auxquels il faut ajouter les vides fins d'origine biologique.

c - analyses des spectres de porosité de chaque horizon

Ensemble inférieur (a)

L'indice de vide total de l'altérite argilo-limoneuse violacée (t3) est de 0,796. Le spectre de porosité est nettement unimodal (*figure n° 28*). On observe une classe de pores principale (classe 1) présentant un r_{eq} modal de 0,28 μm . Cette classe correspond aux micropores qui sont ménagés par l'assemblage élémentaire des constituants fins ("pores interparticulaires", GRIMALDI et BOULET, 1990). La limite inférieure imposée est de 3,75 ηm et la limite supérieure est de l'ordre de 1,5 μm . L'indice de vide de cette classe est de 0,747; il correspond à la quasi totalité ($\approx 90\%$) du volume poral total exploré par le mercure.

Le spectre de porosité de l'altérite argilo-limoneuse violacée montre une très nette prédominance des micropores sur les macropores dans la gamme considérée, qui peut être expliqué par sa composition minéralogique (kaolinite, secondairement gibbsite et quartz) et granulométrique (28,9% d'argile, 33,8% de limon fin ($\Sigma = 62,7\%$)) mais aussi à un type particulier d'organisation des constituants. La texture est essentiellement fine, dominée par le limon.

La classe des grands pores est partiellement prise en compte par la porosimétrie au mercure (limite imposée). Elle apparaît quasi-inexistante pour des $r_{eq} \leq 100\ \mu\text{m}$. Ceci est en accord avec les observations au microscope optique polarisant : la porosité visible de cet horizon est faible, constituée principalement par quelques pores tubulaires de taille hétérogène. Les plus grossiers dépassent 300 μm présentant des étranglements compris entre 20 et 120 μm . A ces vides s'ajoutent des chambres visibles à l'oeil nu, de l'ordre de quelques millimètres. La porosité qui n'est pas accessible au porosimètre à mercure est donc due principalement aux pores les plus grossiers d'origine biologique.

En résumé, la classe des micropores représente au moins 90 % du volume poral de l'altérite argilo-limoneuse rouge violacée dans la gamme de porosité considérée (3,75 ηm - 100 μm). Ceci est lié à la granulométrie de cet horizon, plus riche en limons fins que tous les autres horizons, la grande taille des minéraux argileux et l'organisation de ces particules. La classe des macropores n'a pas pu être prise en compte complètement par la porosimétrie à mercure. Les études en microscopie optique polarisant ont montré l'existence de quelques pores grossiers d'origine biologique.

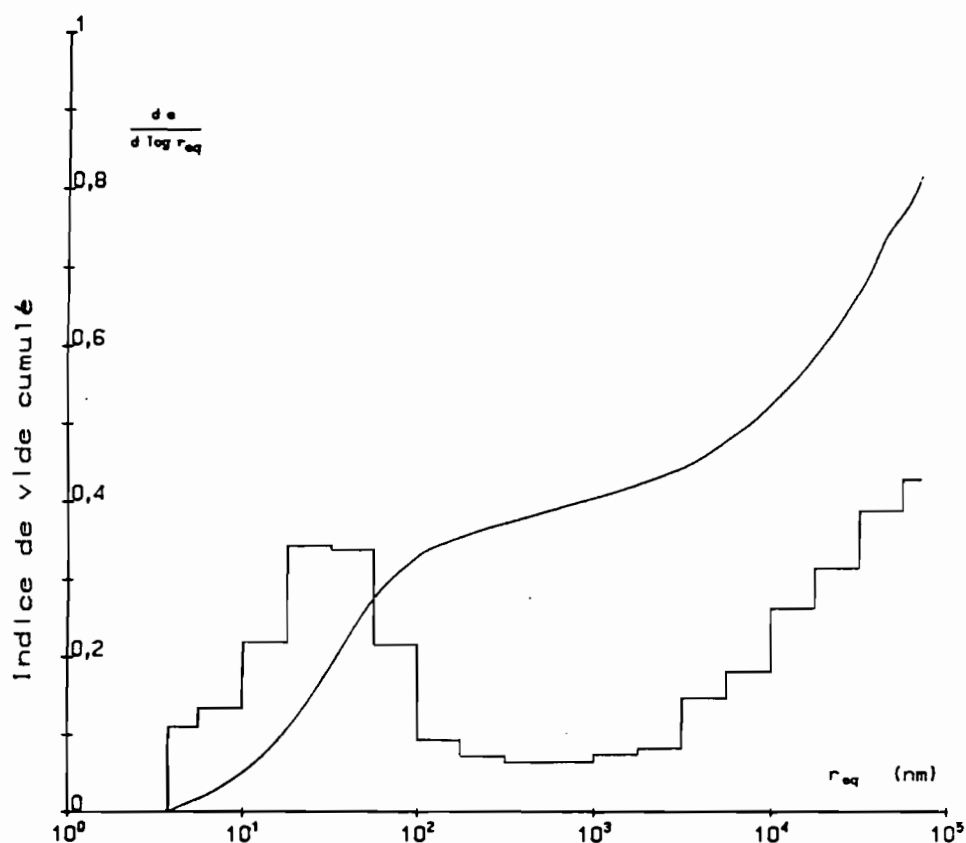


figure n° 31 : Indice de vide cumulé (e) et spectre de porosité en fonction du rayon équivalent des pores (r_{eq}) - Horizon argileux polyédrique (16).

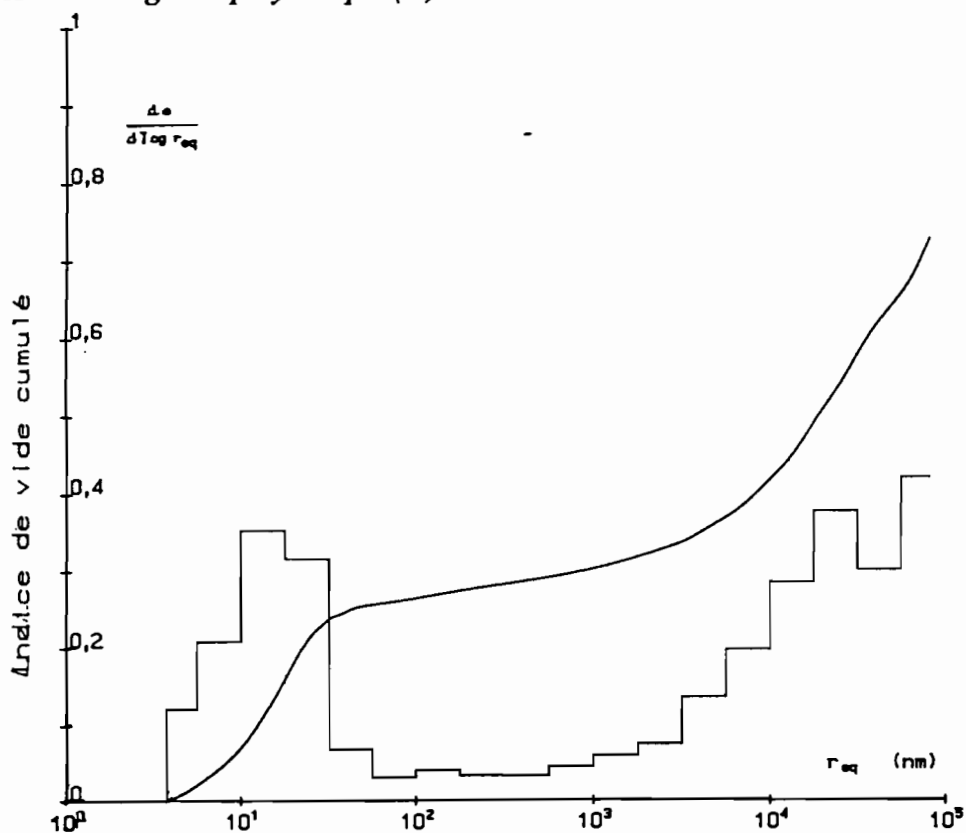


figure n° 32 : Indice de vide cumulé (e) et spectre de porosité en fonction du rayon équivalent des pores (r_{eq}) - Horizon argileux de l'aval (15).

Ensemble médian (b) et (c)

L'horizon microagrégué présente deux agencements dans la fosse t2 :

Le premier agencement, (horizon microagrégué t2 (1)) se situe au dessus de l'altérite sableuse rouge violacée. Il est riche en boxwork gibbsitique. La texture est argilo-sableuse.

L'indice de vide total exploré par le mercure est élevé, de l'ordre de 0,806. Le spectre de porosité est bimodal et se répartit en deux classes de pores (*figure n° 29*).

La première classe (1) correspond à la porosité interparticulaire et à des pores de taille comprise entre 3,75 nm et 3,5 µm avec un r_{eq} modal de 0,23 µm. L'indice de vide de cette classe est de 0,395. Elle regroupe les pores internes de boxworks de gibbsite observés au microscope optique polarisant, les microfissures au sein du plasma et les pores plus larges intra-agrégats observés au MEB.

La seconde classe (2) s'étale de 3,5 µm à plus de 100 µm avec un rayon (r_{eq}) modal supérieur à 100 µm. L'indice de vide est de 0,411 (valeur inférieure au volume réel de cette classe de pore puisqu'une partie n'est pas mesurée par le porosimètre à mercure). Elle correspond aux pores ménagés par l'arrangement des microagrégués (porosité inter-microagrégués) et en moindre partie aux pores tubulaires d'origine biologique observés au microscope optique polarisant.

Le volume poral total accessible au mercure se décompose ainsi en 51% de macropores (classe 2 sous-estimée) et 49% de micropores (classe 1).

Le second agencement (horizon microagrégué t2 (2)) est au dessous de l'horizon argileux polyédrique où l'on observe une diminution de la taille des reliques des boxworks gibbsitiques.

L'indice de vide total exploré par le mercure est de l'ordre de 0,790, légèrement inférieur à celui observé dans l'horizon microagrégué t2 (1). Le spectre de porosité est bimodal indiquant la présence de deux classes de pores (*figure n° 30*).

La classe 1 des micropores présente un indice de vide de 0,326 légèrement inférieur à celui de l'horizon microagrégué t2 (1). Elle correspond à des pores de r_{eq} de 3,75 nm à 0,43 µm avec r_{eq} modal de 0,032 µm. La limite inférieure de cette classe est moins bien définie que dans l'horizon précédent.

Dans cet horizon microagrégué t2 (2), les micropores apparaissent beaucoup plus fins d'un r_{eq} modal 9 fois plus petit que dans l'horizon microagrégué t2 (1). Ceci s'explique par :

- la nature minéralogique : une légère prédominance de la kaolinite sur la gibbsite dans t2 (2);
- la taille des particules beaucoup plus petite dans t2 (2). La taille moyenne des cristaux de gibbsite dans l'horizon microagrégué t2 (1) est de l'ordre de 10 µm ;
- le mode d'organisation de ces particules ;
- l'activité biologique beaucoup plus marquée dans t2 (2) : la plupart des microagrégués apparaissent clairement d'origine biologique dans t2 (2), contrairement aux agrégats de l'horizon

précédent (t2 (1)). On peut mettre en relation ces caractéristiques du spectre poral et l'activité biologique, à partir de l'étude microscopique sur lames minces.

La classe 2 des macropores est ici mieux définie que dans l'horizon microagrégé t2 (1). Elle se caractérise par des pores de r_{eq} supérieurs à $0,43 \mu m$, avec un r_{eq} modal de l'ordre de $43 \mu m$. L'indice de vide correspondant est de 0,464, supérieur à celui présenté par l'horizon microagrégé t2 (1). On peut en déduire une porosité inter-agrégats plus importante, associée à une meilleure expression de la structure microagrégée elle-même. Cette structure microagrégée, comme on a pu l'observer sous le microscope optique, est essentiellement due à l'activité biologique dans cet horizon. La classe 2 correspond à 58,7% du volume poral total, elle prédomine sur la classe 1 qui ne représente que 41,3% du volume poral total visité par le mercure.

En résumé, les spectres de porosité de l'horizon microagrégé t2 (1) et t2 (2) présentent une même allure : deux classes de pores ont été distinguées. Dans l'horizon microagrégé t2 (1), le volume des macropores et des micropores est similaire (51/49) alors que le volume des macropores domine légèrement au sein de t2 (2) (59/41). On note cependant des différences entre les spectres de porosité, liées à des agencements différents au sein de cet horizon. Ces différences portent essentiellement sur :

- (i) - le rayon modal de la classe 1 qui est défini par des pores plus grossiers ($0,23 \mu m$) dans l'horizon microagrégé t2 (1) que dans l'horizon microagrégé t2 (2) ($0,032 \mu m$) ;
- (ii) - le rayon modal ($43 \mu m$) de la classe 2 qui est mieux défini dans l'horizon microagrégé t2 (2) que dans l'horizon microagrégé t2 (1) ($\geq 100 \mu m$).

Les différences observées dans la porosité de la classe 1 peuvent être rapprochées à la nature des constituants minéralogiques (gibbsite dans l'horizon microagrégé t2 (1), kaolinite + gibbsite fine dans l'horizon microagrégé t2 (2)), mais surtout à l'état d'altération de la gibbsite et au démantèlement des structures en boxwork, modifiant taille des grains et assemblage élémentaire.

Les différences observées dans la porosité de classe 2 traduisent le rôle de l'activité biologique pour le développement de la structure microagrégée des niveaux supérieurs et par conséquent de la porosité inter-microagrégats: (plasma plus compact constitué de particules beaucoup plus fines et microagrégats à surfaces beaucoup plus arrondies dans t2 (2)). Les deux types de microagrégation identifiés à l'aide des spectres de porosimétrie au mercure n'ont pu être distingués ou appréciés sur le terrain.

Ensemble supérieur (d, E)

L'horizon argileux polyédrique (t6) se situe à l'amont de la loupe de glissement. La texture est sablo-argileuse. L'indice de vide total exploré par le mercure est élevé, de l'ordre de 0,818 avec un spectre de porosité bimodal (*figure n° 31*).

Le volume poral de la classe 1 est de 0,311. La taille des pores de cette classe est inférieure à $0,4 \mu m$, avec un r_{eq} modal de $0,045 \mu m$, légèrement supérieure à celle présentée par l'horizon

microagrégé t2 (2). Sa limite inférieure n'est pas bien définie, compte tenu de l'allure de la courbe dans les plus faibles rayons de constriction, traduisant l'existence de pores encore plus fins. Cette classe est ménagée par les assemblages de particules d'argile et de limon fin.

L'indice de vide de la classe 2, correspondant aux macropores, est de 0,507. Cette classe n'a pas de limite supérieure définie. Elle est constituée de pores de taille supérieure à 0,4 μm avec un rayon modal équivalent supérieur à 100 μm . En fonction des observations microscopiques, on peut avancer qu'elle regroupe deux types de porosité :

- une porosité intra-agrégats correspondant à des micro-fissures (de 0,4 à 3,1 μm de large) observées au sein du plasma ;
- une importante porosité inter-agrégats (de 5,6 à 100 μm de large) ménagée par un assemblage très lâche de microagrégats.

Dans cet horizon (t6), les macropores prédominent nettement sur les micropores (62/38).

En résumé, le spectre de porosité de l'horizon argileux polyédrique (t6) se décompose en 38% de micropores et 62% de macropores. La classe des macropores, regroupe une gamme très large de taille de pores (intra- et inter-agrégats) avec une limite supérieure non définie ($> 100 \mu\text{m}$). Ceci concorde avec les observations microscopiques montrant une forte continuité de porosité et la présence d'un assemblage très lâche inter-agrégats d'origine biologique.

L'horizon argileux de l'aval (t5), présente une texture argilo-sableuse. L'indice de vide total exploré par le mercure est de 0,728. Le spectre de porosité est bimodal (*figure n° 32*).

La classe des micropores correspond à des pores de taille inférieure à 0,5 μm , avec un réq modal de 0,02 μm . La limite inférieure n'est pas bien définie. L'indice de vide de cette classe de pores est faible, de l'ordre de 0,293 et représente 40% de la porosité mesurée. Le rayon modal indique une porosité très fine ménagée principalement par les assemblages des particules argileuses. Il doit cependant exister une porosité liée à l'arrangement des particules plus grossières, de la taille des limons, et des pores fissuraux très fins intra-agrégats (0,1 à 0,5 μm).

La classe des macropores correspond à des pores de 0,5 à plus de 100 μm . L'indice de vide est de 0,435 ce qui correspond à 60% de la porosité mesurée. D'après les observations microscopiques, cette classe 2 regroupe les pores fissuraux intra-agrégats (taille de 0,5 à 3 μm de large), les pores fissuraux et tubulaires inter-agrégats (taille de 3 à 25 μm de large) et les pores tubulaires grossiers (de 25 à plus de 100 μm de large), la plupart d'origine biologique.

Dans cet horizon, les macropores dominent la gamme de porosité étudiée (60% contre 40% de micropores).

En résumé, le rayon modal de la première classe de pores (0,02 μm) est le plus faible parmi tous les horizons analysés ; il correspond à la porosité ménagée par les assemblages des particules d'argile, cet horizon étant plus riche en argile que tous les autres horizons. La classe 2 regroupe des

pores de $r_{eq} > 0,5 \mu m$ avec un rayon modal supérieur à $10 \mu m$. Elle intègre la porosité fissurale intra-agrégats et les porosités tubulaire et fissurale inter-agrégats.

3 - conclusion

La porosimétrie à mercure met en évidence de faibles variations du volume poral total exploré avec cette méthode dans les différents horizons analysés. Par contre, la distribution de ce volume poral total varie dans chaque horizon en fonction des différentes classes de taille de pores. Cette distribution traduit deux types de spectre de porosité, l'un unimodal, l'autre bimodal.

Le spectre de porosité unimodal est caractéristique de l'altérite argilo-limoneuse violacée (t3). Tous les autres horizons analysés ont un spectre de porosité d'allure bimodale (horizon microagrégué t2 (1 et 2), horizon argileux polyédrique (t6), horizon argileux de l'aval (t5)).

La proportion de microporosité (classe 1) est élevée dans l'altérite argilo-limoneuse violacée, 2 à 3 fois plus forte que dans les autres horizons (sur une base de 100 % de porosité dans la fourchette $3,75 \eta m - 100 \mu m$).

On observe deux groupes d'horizons en fonction de la valeur de r_{eq} modal de la classe des micropores :

(i) - le premier est caractérisé par des rayons modaux de $0,23 \mu m$ et $0,28 \mu m$ (respectivement horizon microagrégué t2 (1), altérite argilo-limoneuse violacée (t3) ;

(ii) - le second est caractérisé par un rayon équivalent modal bien plus faible, $0,02 \mu m$ (horizon argileux de l'aval t5), $0,032 \mu m$ (horizon microagrégué t2 (2)) et $0,045 \mu m$ (horizon argileux polyédrique t6).

Les différences de porosité entre les horizons portent d'abord sur la nature, la taille et l'organisation élémentaire des constituants minéralogiques :

- la prédominance des assemblages "compacts" de kaolinite (taille de 2 à $10 \mu m$) sur les cristaux de gibbsite (taille moyenne $10 \mu m$) au sein de l'altérite argilo-limoneuse violacée (t3) ;

- l'état de démantèlement des structures en boxworks de gibbsite (taille de 10 à $50 \mu m$) au sein de l'horizon microagrégué t2 (1) ;

- la porosité interparticulaire au sein des autres horizons (t2 (2), t6, t5) indique la présence de particules argileuses beaucoup plus fines que les précédentes ;

Ces différences portent également sur le mode d'organisation des agrégats, c'est-à-dire, les structures primaires du fond matriciel :

- massive de l'altérite argilo-limoneuse violacée (t3) ;

- microagrégée à agrégats subanguleux de taille hétérogène dans l'horizon microagrégé t2 (1);
- microagrégée à agrégats arrondis à subarrondis de taille plus fine dans l'horizon microagrégé t2 (2) ;
- polyédrique associée à une structure microagrégée plus ou moins développée autour des racines dans l'horizon argileux polyédrique (t6) et dans l'horizon argileux de l'aval (t5).

Ces deux points mettent en évidence différents états d'évolution de la structure de ces horizons. La structure de l'altérite argilo limoneuse violacée (t3) et de l'horizon microagrégé t2 (1) est moins évoluée que celle des autres horizons (microagrégé t2 (2), argileux polyédrique t6, argileux de l'aval t5) : la "lithodépendance" est encore bien marquée. Les observations microscopiques ont montré que la définition de la structure et de la porosité est biologique, traduite par un plasma de plus en plus "compact" constitué de particules beaucoup plus fines et par des microstructures de plus en plus nettes vers le haut du profil.

La différence brutale d'indice de vide de la classe 1 entre l'altérite argilo-limoneuse violacée (t3) et les autres horizons peut traduire une remarquable discordance hydrique entre ces horizons. A l'amont, l'altérite argilo-limoneuse violacée cotoie l'horizon microagrégé; le contact peut induire une forte composante latérale du drainage. Ceci sera confirmé par une étude du comportement du sol vis à vis de l'eau (étude des courbes de rétention de l'eau et de retrait).

Les lacunes de cette étude concernent principalement la macroporosité supérieure à 100 μm . L'étude de cette macroporosité par analyse d'images complétera ces informations.

C - ANALYSE D'IMAGES

La porosimétrie au mercure fournit une distribution volumique d'une partie de l'espace poral. Cette méthode ne renseigne pas sur des caractères morphologiques tels que forme, orientation, répartition spatiale et connexité des pores. De plus les pores de taille supérieure à 100 μm ne sont pas pris en compte. L'accès à ces caractères exige l'emploi d'une autre méthode telle que l'analyse d'image (JONGERIUS *et al.*, 1972; BULLOCK et THOMASSON, 1989; RINGROSE-VOASE, 1987; WARNER *et al.*, 1989; d'après HALLAIRE et COINTEPAS, 1993).

L'analyse d'images est utilisée ici pour décrire la macroporosité du sol. Cette caractérisation s'avère indispensable compte tenu de l'influence des pores les plus grossiers sur le fonctionnement hydrodynamique des sols, et notamment leur comportement lors des grosses pluies génératrices de mouvements de masse.

1 - Méthode

L'analyse de la macroporosité est réalisée sur des lames minces d'épaisseur 30 μm , le sol non perturbé ayant été imprégné par une résine polyester (CRYSTIC) contenant un pigment fluorescent (UVITEX). La méthode est décrite en *Annexe n° 5*.

Cette étude a été réalisée sous l'orientation scientifique de V. HALLAIRE qui a également fait l'acquisition et le traitement des images au Laboratoire des Sciences du Sol INRA de Rennes, sur une station SUN Sparc IPC, au moyen de la carte graphique DATA CELL S2200 et du logiciel d'analyse d'images NOESIS Visilog.

a - numérisation des images

Les images sont acquises au moyen d'une caméra CCD placée au-dessus des lames éclairées en lumière ultra-violette (2 lampes de 350 nm orientées à 45°). Trois images rectangulaires d'environ 8 mm x 6 mm ont été acquises sur chaque échantillon. Elles ont été numérisées sur 768 x 576 pixels, soit 10 μm par pixel, avec une résolution spectrale de 256 niveaux de gris.

b - détection des pores : segmentation des images

Les conditions d'acquisition ont permis d'obtenir une image contrastée, présentant un histogramme des niveaux de gris nettement bimodal, facilitant le choix du seuil porosité/solide. Cette opération permet de transformer l'image initiale (en niveaux de gris) en une image binaire. L'opération de labélisation permet ensuite de reconnaître sur l'image binaire chaque pore, selon un critère de connexité. Les pores identifiés présentant une surface inférieure à 10 pixels ont été éliminés car ils correspondent au bruit de fond de l'appareil.

c - paramétrisation des pores

Une mesure globale de la macroporosité est effectuée sur l'image binaire, par comptage des pixels appartenant aux pores, ramené au nombre total de pixels de l'image. Nous supposons le milieu isotrope; cette estimation de la porosité surfacique est alors équivalente à la porosité volumique (COSTER et CHERMANT, 1985).

Une analyse individuelle de pores, sur l'image labélisée, permet une caractérisation morphologique de la macroporosité ; chaque pore est ici quantifié par deux paramètres :

- (i) - sa taille, estimée par sa surface sur l'image ;
- (ii) - sa forme, estimée par un indice d'allongement calculé à partir de l'aire A et du périmètre P du pore :

$$\text{allongement} = P^2 / 4\pi.A$$

Cet indice prend la valeur minimale 1 pour un pore rond, il est d'autant plus grand que le pore est allongé (*figure n° 33*).

Les résultats de cette analyse morphologique de la macroporosité seront représentés par des courbes de porosité cumulée, les pores étant classés suivant leur taille ou suivant leur indice d'allongement.

2 - Résultats - Analyse morphologique des macropores

Les résultats ici présentés concernent l'altérite argilo-limoneuse violacée (t3), les deux agencements de l'horizon microagrégé t2 (1 et 2), l'horizon argileux polyédrique (t6) et l'horizon grumeleux de surface (HG).

Le *tableau n° 10* présente les moyennes de macroporosité obtenues sur les 3 images de chaque horizon analysé.

horizon	macroporosité (%)
<i>altérite argilo-limoneuse violacée (t3)</i>	9,3
<i>microagrégé t2 (1)</i>	24,5
<i>microagrégé t2 (2)</i>	31,6
<i>argileux polyédrique (t6)</i>	11,0
<i>grumeleux de surface (HG)</i>	26,9

Tableau n° 10 : macroporosité des horizons

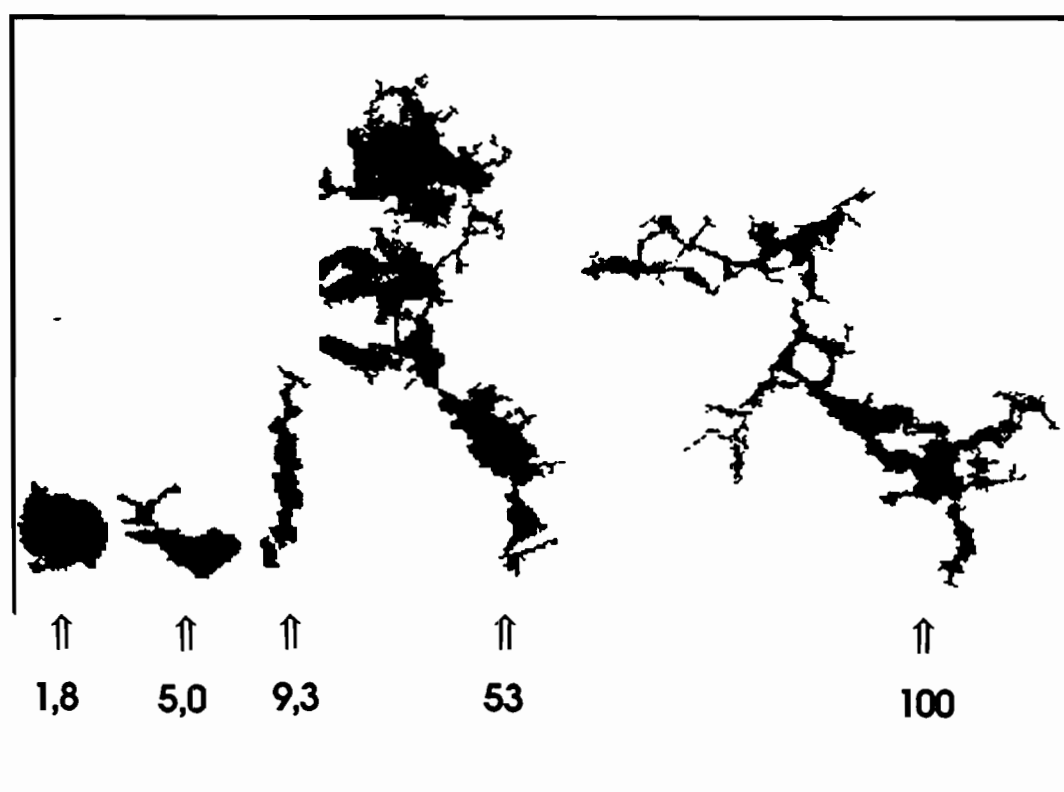


FIGURE N° 33 : La forme des pores d'après l'indice d'allogement

Les horizons peuvent se classer en deux groupes : les horizons à macroporosité réduite (l'altérite argilo-limoneuse violacée t3 et l'horizon argileux polyédrique t6), et les horizons à macroporosité développée (l'horizon microagrégé t2 (1 et 2) et l'horizon grumeleux de surface HG), le rapport de porosité entre ces deux groupes étant voisin de 3. Les *figures n° 34 à 37* présentent des images types de ces horizons. Les courbes de porosité cumulée en fonction de la taille et de la forme des pores sont présentées sur les *figures n° 38a et b*.

a - altérite argilo-limoneuse violacée (t3) :

Dans cet horizon à macroporosité réduite, la courbe de l'allongement traduit essentiellement des pores arrondis, ou faiblement allongés (< 20). La courbe de taille montre que la porosité est due pour moitié, à des pores de petite taille ($< 2 \text{ mm}^2$) et même pour 1/3 à des pores de taille $< 0.25 \text{ mm}^2$, mais que l'on trouve également des pores de grande taille (jusqu'à 6 mm^2 : *figure n° 34*). Il s'agit donc d'une porosité tubulaire de taille variable, pouvant être associée à quelques fissures.

b - horizon microagrégé t2 (1) (au-dessus de l'altérite sableuse rouge violacée) :

Dans cet horizon à forte macroporosité, plus de la moitié de la porosité est due à des pores de petite taille ($< 1 \text{ mm}^2$). La courbe d'allongement montre que la moitié de cette porosité est arrondie (< 10), l'autre moitié pouvant atteindre des indices d'allongements très élevés (jusqu'à 85). Il s'agit donc d'une porosité d'assemblage relativement compact de microagrégats, un grand nombre de pores restant encore non connectés en deux dimensions (*figure n° 35*).

c - horizon microagrégé t2 (2) (au-dessous de l'horizon argileux polyédrique) :

Cet horizon présente la macroporosité la plus importante, en valeur absolue (31,6%) mais également par la taille (jusqu'à 8 mm^2) et la forme (indice d'allongement supérieur à 180) des pores. Il s'agit d'une porosité d'assemblage lâche de microagrégats, les vides entre les agrégats étant interconnectés et formant un réseau anastomosé. Le nombre de pores identifiés à partir de l'image est faible (*figure n° 36*).

d - horizon argileux polyédrique t6 :

La macroporosité totale de cet horizon est semblable à celle de l'altérite argilo-limoneuse violacée (t3), mais présente une morphologie sensiblement différente : la plupart des pores sont de très petite taille ($< 0,5 \text{ mm}^2$), mais certains peuvent présenter des indices d'allongement élevés. Il s'agit d'une association de petites fissures, peu ramifiées à l'échelle de l'image, et de pores tubulaires de petite taille, voire de très petite taille (*figure n° 37a*).

e - horizon grumeleux de surface (HG) :

Cet horizon présente des caractéristiques voisines de l'horizon microagrégé t2 (2), tant par sa macroporosité totale que par la taille et la forme des macropores, ce qui traduit là aussi une porosité



FIGURE N° 34 : Images de la macroporosité de l'altérite argilo-limoneuse violacée (t3)

Les pores sont représentés en noir et la phase solide en blanc.

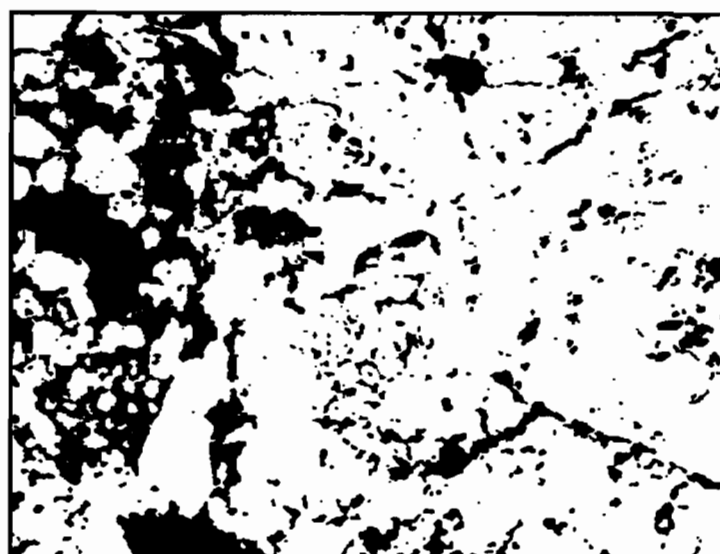
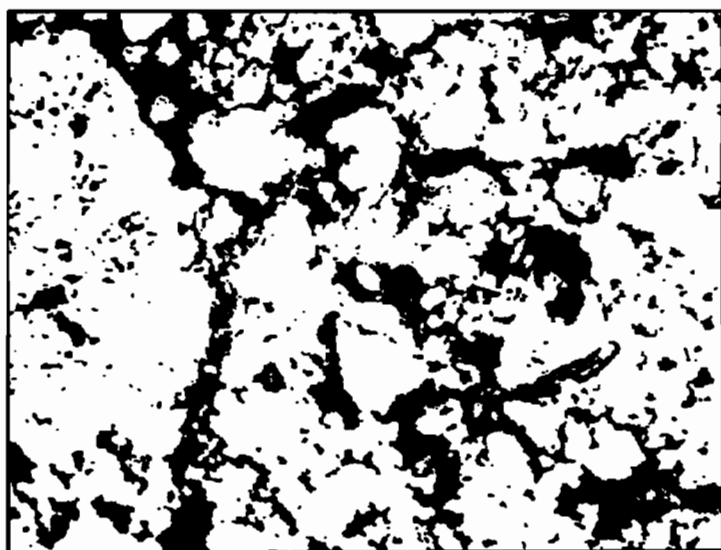


FIGURE N° 35 : Images de la macroporosité de l'horizon microagrégé t2 (1)

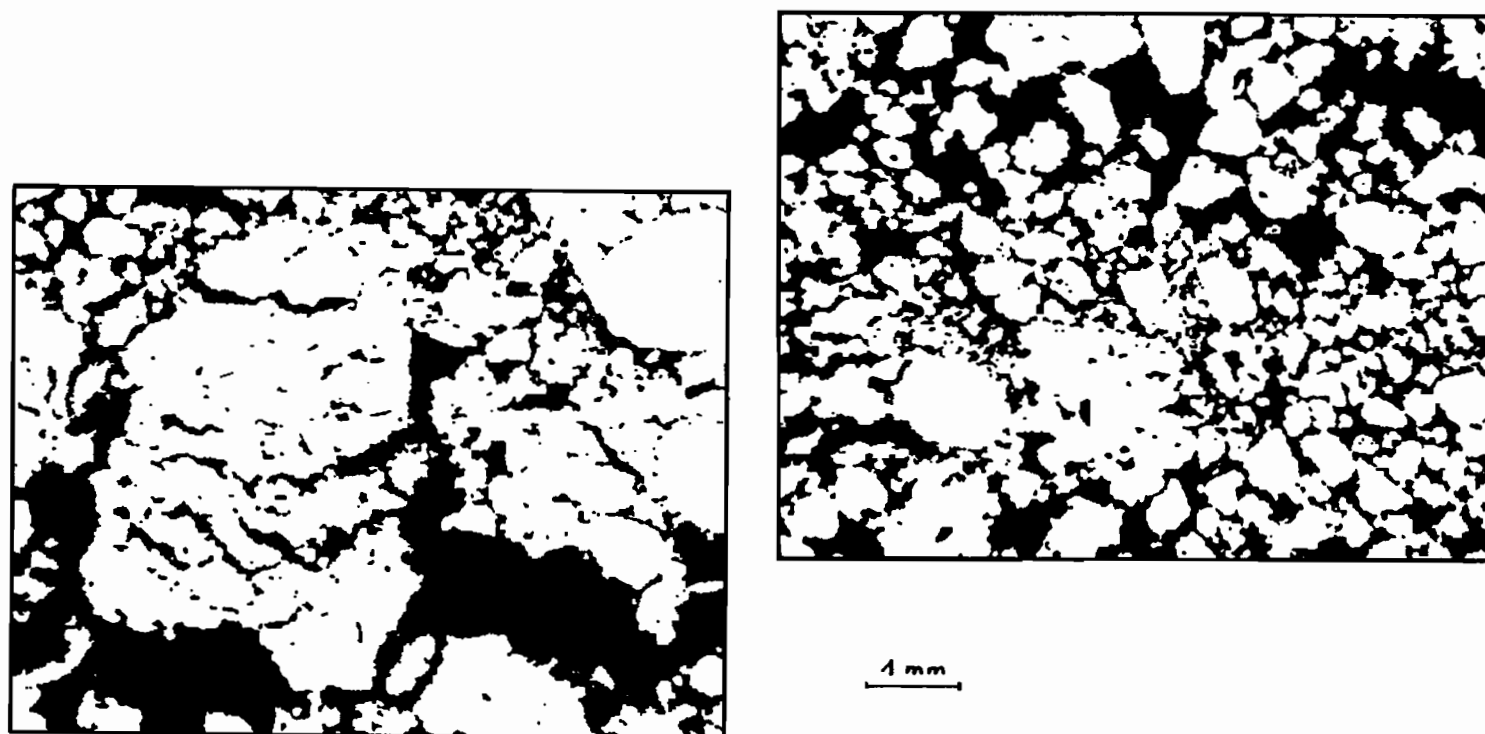


FIGURE N° 36 : Images de la macroporosité de l'horizon microagrégé t2 (2)

Les pores sont représentés en noir et la phase solide en blanc.

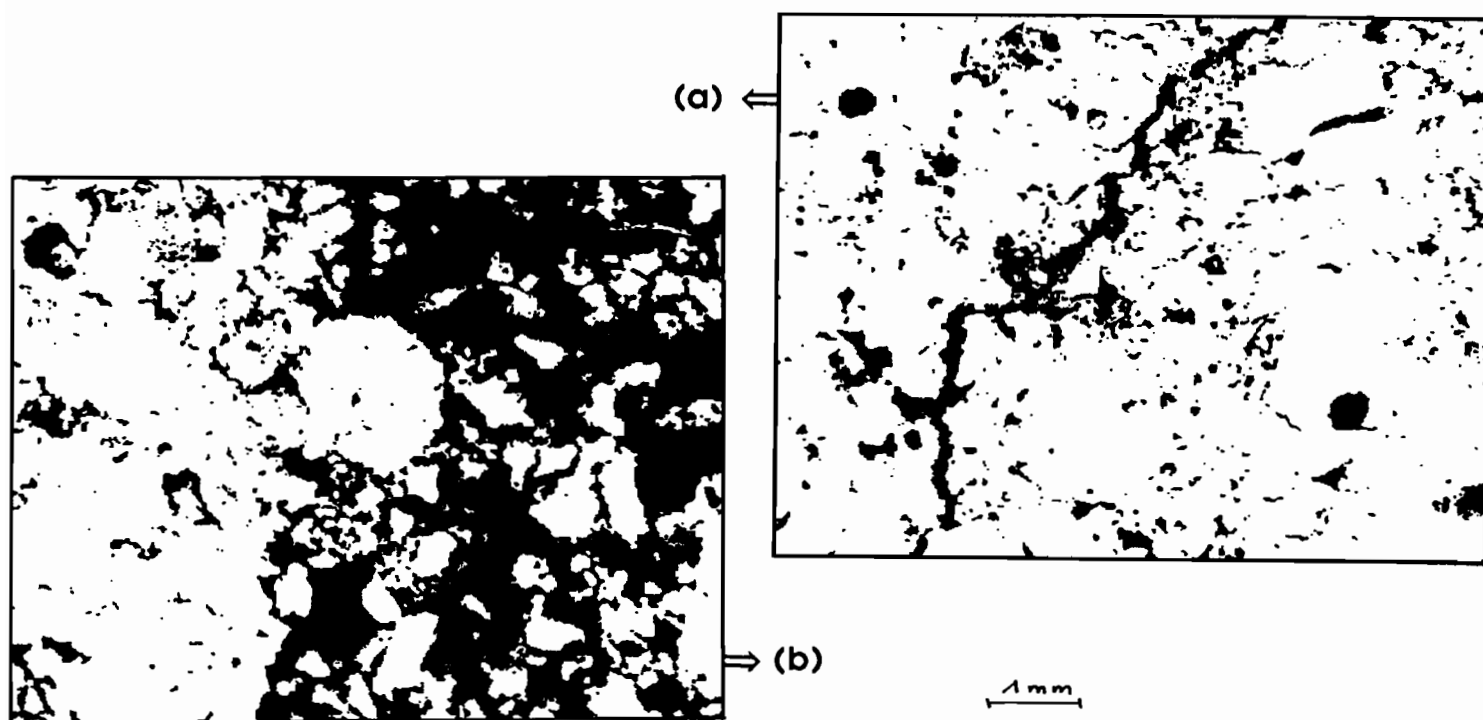


FIGURE N° 37 : Images de la macroporosité des horizons :

(a) - argileux polyédrique (t6)

(b) - grumeleux de surface (HG)

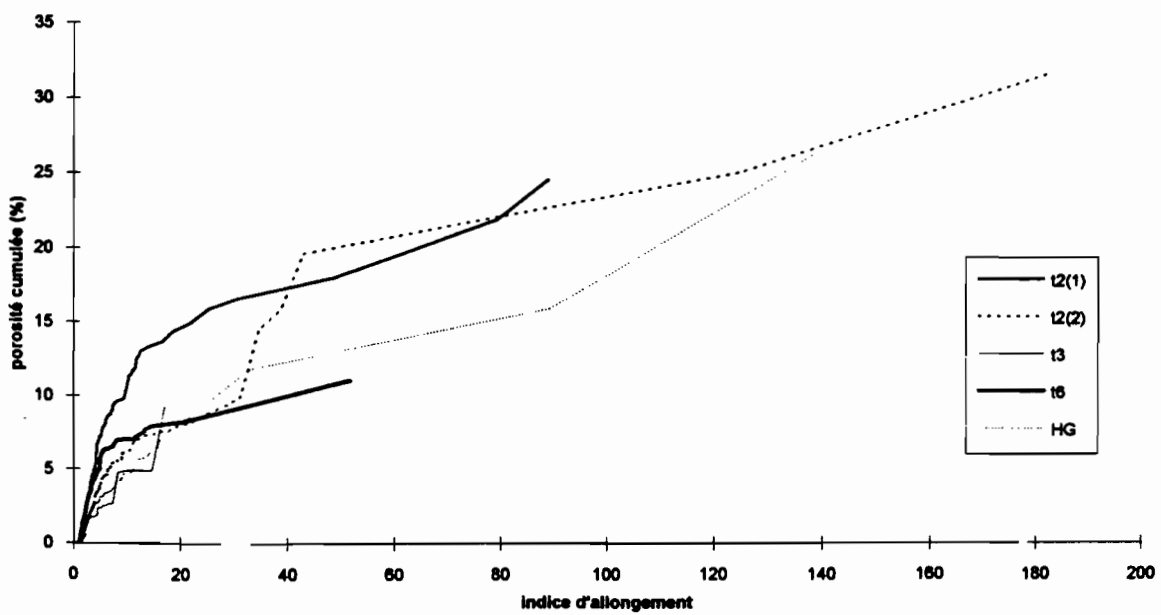
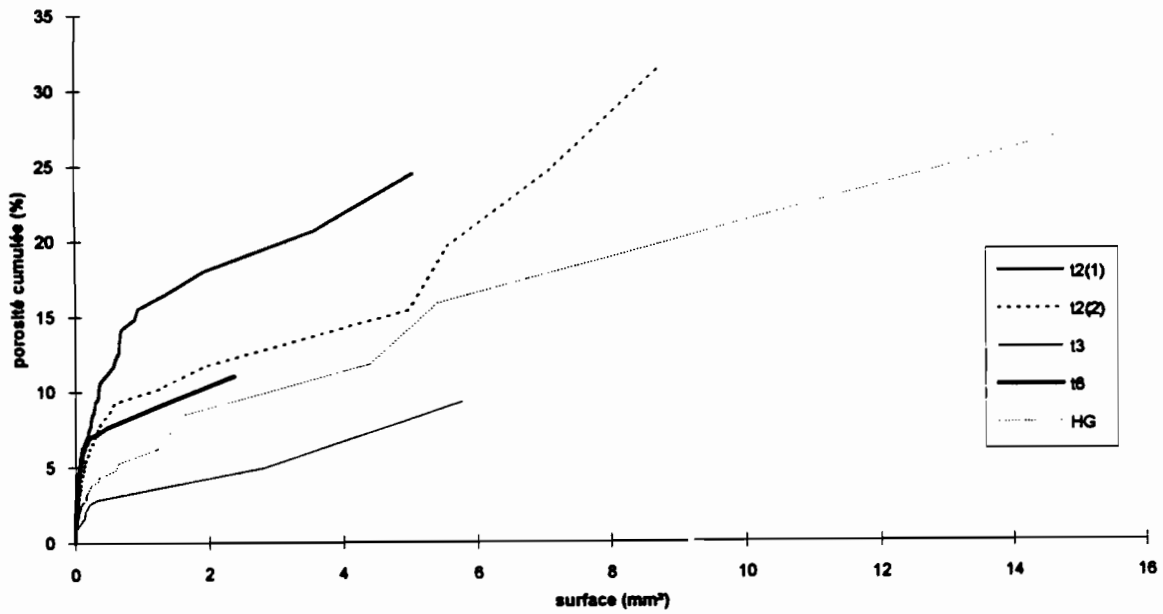


figure n° 38 a et b : porosité cumulée en fonction de la taille et de la forme des pores.

d'assemblage lâche d'agrégats, les agrégats laissant entre eux un réseau de vides interconnectés (*figure n° 37b*).

3 - Interprétation et conclusion

L'étude de la macroporosité par analyse d'images permet de séparer deux groupes d'horizons:

(i) les horizons à macroporosité réduite : l'altérite argilo-limoneuse violacée (t3) et l'horizon argileux polyédrique (t6). Taille et indice d'allongement évoluent dans les mêmes fourchettes dans les deux cas. Ces deux horizons présentent cependant des caractéristiques bien différentes (*figure n° 39 a et b*). Les différences portent tout d'abord sur le nombre de pores identifiés, bien plus grand dans l'horizon argileux polyédrique (t6) que dans l'altérite (t3), et ensuite sur la répartition des pores, avec une proportion bien plus forte de pores de petites taille $< 1000 \mu\text{m}^2$ en t6.

Ces observations peuvent être reliées à celles faites sous le microscope optique ; l'altérite argilo-limoneuse violacée présente essentiellement des pores tubulaires d'origine biologique, alors que l'origine de la porosité au sein de l'horizon argileux polyédrique semble plus complexe (retrait, pression par les racines, solifluxion et pores fins d'origine biologique).

(ii) les horizons à macroporosité développée : l'horizon microagrégé t2 (1 et 2) et l'horizon grumeleux de surface (HG). Ces résultats coïncident avec ceux obtenus par densimétrie qui ont situé l'indice de vide de l'horizon microagrégé dans les mêmes gammes de valeurs que ceux de l'horizon grumeleux de surface.

Les différences entre la macroporosité de l'horizon microagrégé t2 (1 et 2) et l'horizon grumeleux (HG) de surface portent sur l'état d'évolution de la structure (et de la porosité associée à cette structure) étroitement liée à l'activité de la faune du sol. Ainsi, la macroporosité de l'horizon microagrégé t2 (2) est voisine de celle de l'horizon grumeleux de surface. Elle est constituée d'assemblages lâches des microagrégats, laissant entre eux un réseau de pores interconnectés; l'observation des lames minces permet de leur attribuer une origine essentiellement biologique dans les deux cas (t2 (2) et HG).

La macroporosité de l'horizon microagrégé t2 (1) se caractérise, en revanche, par un assemblage plus serré et un grand nombre de pores généralement non connectés. L'observation des lames minces nous indique que cette connexion partielle des pores à indices d'allongements très élevés correspond aux figures de demantèlement des structures gibbsitiques en boxwork dans cet horizon.

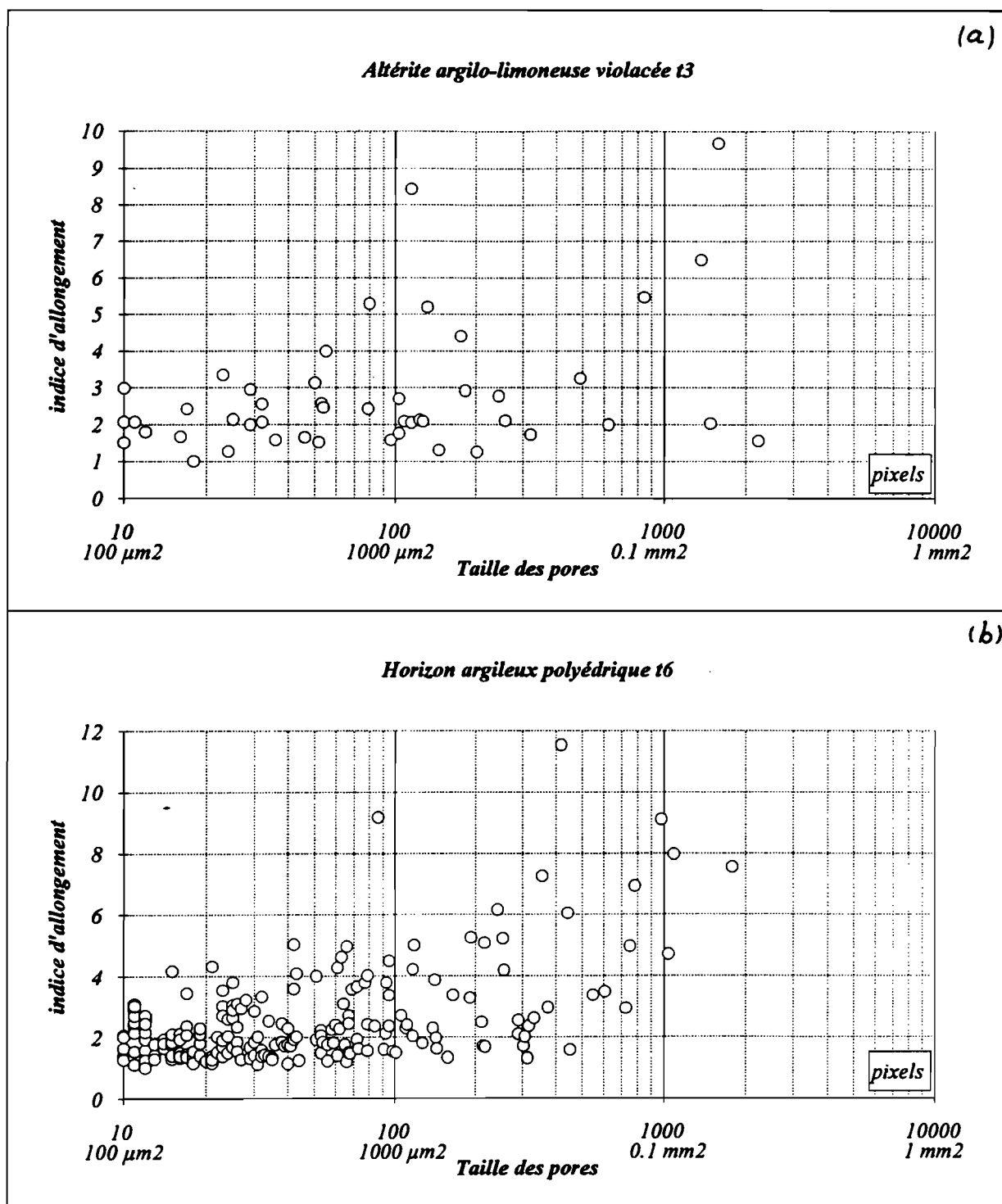


figure n 39 : Indice d'allongement en fonction de la taille des pores pour l'altérite argilo-limoneuse violacée et l'horizon argileux polyédrique.

II - PROPRIETES DE RETENTION DE L'EAU ET DE RETRAIT

Le comportement physique du sol varie avec son humidité. Aux humidités très élevées, le sol se présente sous la forme d'une suspension dans l'eau et s'écoule comme un liquide visqueux. Aux faibles humidités, le sol se comporte comme un corps solide déformable, les variations d'humidité s'accompagnant de variations de volume (gonflement et retrait).

L'augmentation de la teneur en eau des horizons modifie les contraintes hydriques et les propriétés physiques des matériaux (GRAS, 1988). Dans les sols, le mode d'application des contraintes est extrêmement varié (lithostatique, climatique) comme sont variés les types de contraintes (gravitationnelle, pneumatique, osmotique, piézométrique). Les variations de contraintes peuvent être suffisamment importantes pour provoquer des ruptures, voire dans certains cas des glissements de terrain.

Les contraintes appliquées préférentiellement à la phase aqueuse, par l'intermédiaire d'une succion, désignent le potentiel matriciel (ou capillaire) résultant des interactions entre l'eau et la matrice solide du sol. Le potentiel matriciel est exprimé par la notion de pF . Le pF est le logarithme à base 10 de la succion (h) exprimée en cm correspondant à une différence d'énergie libre de l'eau : $pF = \log h$ (GRIMALDI, 1981; TESSIER, 1984; SORANI *et al.*, 1987; HILLEL, 1988; AZZAOU, 1988; CURMI, 1988).

La seule connaissance de l'humidité du sol est insuffisante pour rendre compte des nombreux phénomènes observés dans le sol. Par exemple, à la même humidité, l'eau s'écoule d'un sol sableux, mais est retenue par un sol argileux qui paraît presque sec (GRAS, 1988). Cet exemple souligne l'importance de la connaissance des propriétés de rétention d'eau des différents horizons. C'est une condition préalable à l'étude des glissements de terrain.

Cette étude, couplée à l'étude des organisations pédologiques, permet d'expliquer une partie du comportement hydrique sur la séquence.

Cette partie sera consacrée à l'étude des propriétés physico-hydriques des horizons, qui seront appréhendées principalement par l'analyse des courbes de rétention de l'eau et de retrait.

Les propriétés de rétention d'eau (désorption d'eau) et de retrait sont déterminées sur des mottes d'une dizaine de cm^3 à structure conservée. Ces mottes sont mises en équilibre à différentes valeurs de potentiel matriciel, après une humectation initiale. Tous les matériaux étudiés subissent la même histoire hydrique. Différentes techniques de laboratoire sont utilisées pour fixer le potentiel matriciel dans une large gamme de variation de pression allant de 0,01 à 1000 bars ($pF1$ à $pF6$). Ces techniques sont décrites par TESSIER et BERRIER (1979); GRIMALDI (1981); TESSIER (1984, 1987); AZZAOU (1988); ROMERO DE CARVALHO (1990); LASSAUSSE (1991). La teneur en eau est mesurée par gravimétrie, la densité apparente des mottes par la technique au pétrole (MONNIER *et al.*, 1973). L'indice de vide des mottes (e_m) n'a été déterminé qu'à deux états hydriques (humide à

pF2 et sec à pF 6). La diminution de " θ_m ", obtenue à partir de la différence entre les valeurs de θ_m à pF2 et à pF6, traduit le retrait à l'échelle de la motte.

L'étude consiste à déterminer :

- (i) - la quantité d'eau retenue par l'échantillon en fonction de la succion, c'est-à-dire, de l'état énergétique de l'eau (pF). Les résultats obtenus sont représentés par la courbe de rétention de l'eau ;
- (ii) - la diminution de volume apparent de l'échantillon lorsque l'on fait varier son état hydrique. Les résultats sont exprimés par le retrait obtenu ici entre deux états hydriques extrêmes (humide à pF2 et sec à pF6).

A l'aide de la Loi de Jurin, ces courbes peuvent être rapportées à la géométrie de l'espace poral, c'est-à-dire que l'on peut établir une relation entre une valeur de l'état énergétique de l'eau et une valeur de diamètre de pores concernés équivalent (GRIMALDI, 1981; TESSIER, 1987; BRUAND et TESSIER, 1987; AZZAOU, 1988; GRIMALDI et BOULET, 1990; LASSAUSSE, 1991).

A - MATERIEL ET METHODE

Ces mesures ont été réalisées au Laboratoire de Science du Sol du Centre ORSTOM de CAYENNE, avec les conseils scientifiques et techniques de M. GRIMALDI et M.SARRAZIN.

Les horizons qui ont fait l'objet de ces mesures sont : l'altérite argilo limoneuse violacée (t3); l'horizon microagréé t2 (1 et 2); l'horizon argileux polyédrique (t6) et l'horizon argileux de l'aval (t5).

Etant donné qu'une motte ne sert qu'à une seule analyse et ce, pour un pF donné, 5 répétitions ont été effectuées pour chaque horizon. La moyenne, le coefficient de variation ainsi que l'intervalle de confiance ($\alpha = 0,05$), ont été calculés pour chaque échantillon et pour chaque contrainte hydrique (pF).

Les résultats sont exprimés ici en indice de vide (θ) et d'eau (θ_w) d'après GRIMALDI (1981) et TESSIER (1984). Ces grandeurs sont préférées aux volumes massiques de pores (V_v) et d'eau (V_w) pour comparer des échantillons de densités de solide différentes. Par ailleurs, contrairement au volume total, le volume de solide, choisi comme référence, est indépendant des volumes de pores et d'eau et donc identique pour tous les échantillons analysés.

B - RESULTATS ET DISCUSSION

Seuls les résultats obtenus sur l'altérite argilo-limoneuse violacée (t3), l'horizon microagréé t2 (1 et 2) et l'horizon argileux polyédrique (t6) sont présentés, ceci parce que l'agencement de ces horizons au sein du système amont peut entraîner des discordances hydriques et de comportement mécanique qui nous intéressent plus particulièrement.

Pour chaque horizon, les indices de vides et d'eau sont portés en fonction du pF (*tableau n° 11 et figure n° 40 a, b, c et d*).

Horizon argileux polyédrique t6								
pF	e Moy.	e inf.	e sup.	v Moy.	v inf.	v sup.	% d'eau retiré	% d'eau restant
1				0.947	0.8686	1.0254	0.00	100.00
2	1.1961	1.133	1.263	0.9032	0.8817	0.9246	4.63	95.37
3				0.8388	0.812	0.8656	11.43	88.57
4				0.7631	0.7371	0.7892	19.42	80.58
5				0.5385	0.5184	0.5587	43.14	56.86
6	1.0685	0.9911	1.1521	0.0531	0.0521	0.054	94.39	5.61

Horizon microagregé t2 (2)								
pF	e Moy.	e inf.	e sup.	v Moy.	v inf.	v sup.	% d'eau retiré	% d'eau restant
1				0.8701	0.8298	0.9104	0.00	100.00
2	1.0382	1.002	1.0757	0.6902	0.655	0.7254	20.68	79.32
3				0.5212	0.4458	0.5966	40.10	59.90
4				0.4287	0.3821	0.4753	50.73	49.27
5				0.2564	0.2504	0.2624	70.53	29.47
6	0.9228	0.8909	0.9557	0.0514	0.0482	0.0546	94.09	5.91

Horizon microagregé t2 (1)								
pF	e Moy.	e inf.	e sup.	v Moy.	v inf.	v sup.	% d'eau retiré	% d'eau restant
1				0.6734	0.5599	0.7869	0.00	100.00
2	0.916	0.8808	0.9525	0.4662	0.3755	0.5569	30.77	69.23
3				0.4366	0.3533	0.5198	35.16	64.84
4				0.2468	0.2204	0.2732	63.35	36.65
5				0.0831	0.0802	0.086	87.66	12.34
6	0.8607	0.762	0.9713	0.0171	0.0169	0.0173	97.46	2.54

Altérite argilo-limoneuse violacée (t3)								
pF	e Moy.	e inf.	e sup.	v Moy.	v inf.	v sup.	% d'eau retiré	% d'eau restant
1				0.9068	0.8938	0.9198	0.00	100.00
2	0.9171	0.9074	0.9269	0.8435	0.8288	0.8583	6.98	93.02
3				0.7717	0.7556	0.7878	14.90	85.10
4				0.4981	0.4904	0.5057	45.07	54.93
5				0.3997	0.3689	0.4304	55.92	44.08
6	0.797	0.7442	0.853	0.0323	0.0315	0.0332	96.44	3.56

Tableau n 11 : Indice de vide et indice d'eau pour chaque horizon en fonction du pF.

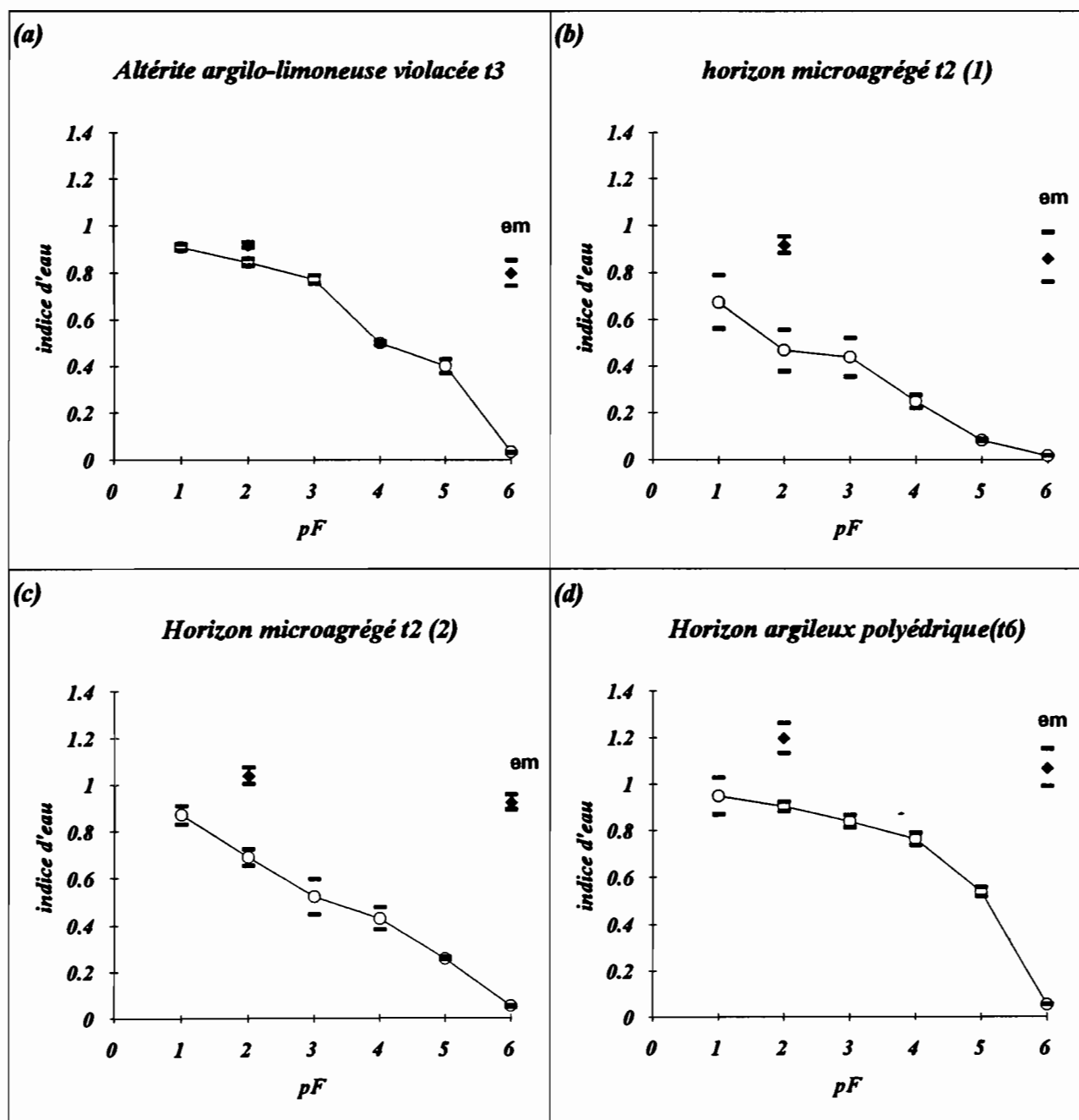


figure n°40: Courbes de rétention de l'eau et de retrait de mottes en fonction du pF

1- l'indice de vide de motte (e_m) et retrait

L'indice de vide de motte à pF2 délimite deux groupes d'horizons : (i) l'horizon argileux polyédrique t6 et l'horizon microagrégé t2 (2) pour lesquels e_m est supérieur à 1 ; (ii) l'horizon microagrégé t2 (1) et l'altérite argilo-limoneuse violacée t3 pour lesquels e_m est inférieur à 1 (tableau n° 12).

	<i>altérite argilo-limoneuse violacée t3</i>	<i>horizon microagrégé T2(1)</i>	<i>horizon microagrégé T2(2)</i>	<i>horizon argileux polyédrique t6</i>
<i>indice de vide e_m à pF2</i>	0,917	0,916	1,038	1,196
<i>indice d'eau v à pF2</i>	0,843	0,466	0,7	0,903
<i>Taux de saturation σ</i>	92 %	50 %	66 %	75 %

Tableau n° 12 : Indice de vide, indice d'eau et taux de saturation à pF2.

Le retrait à l'échelle de motte est faible pour l'ensemble des horizons analysés. Les résultats sont voisins de 0,12 pour l'horizon argileux polyédrique t6, l'altérite argilo-limoneuse violacée t3 et l'horizon microagrégé t2 (2). Les différences entre les horizons ne sont pas significatives. En revanche, l'horizon microagrégé t2 (1) présente le retrait le plus faible (0,055). La dispersion des mesures est particulièrement significative à pF6 pour l'horizon microagrégé t2 (1) et l'altérite argilo-limoneuse violacée t3 ; à pF2 et à pF6 pour l'horizon argileux polyédrique t6, ceci probablement à cause de la présence irrégulière de boxworks gibbsitiques de taille très variable dans ces horizons, notamment l'horizon microagrégé t2 (1).

Ces résultats rejoignent les observations de GRIMALDI et BOULET (1990) concernant les horizons microagrégés et les altérites développées sur socle en Guyane française.

2 - la courbe de rétention d'eau de chaque horizon

La courbe de rétention d'eau et les taux de saturation à pF2 distinguent plus nettement les quatre horizons étudiés (figure n° 40 a, b, c et d et tableau n° 12).

La dispersion des résultats concernant l'indice d'eau de l'horizon microagrégé t2 (1) est très importante. Les intervalles de confiance sont élevés aux faibles succions et diminuent au fur et à mesure que la contrainte augmente. Ces variations ordonnées de l'intervalle de confiance traduisent la variabilité de la macro- et méso-porosité. Ceci est valable pour l'horizon microagrégé t2 (2) à pF3

et pour l'horizon argileux polyédrique t6 à pF1 qui présentent également des intervalles de confiance élevés. Par contre, pour l'altérite argilo-limoneuse violacée t3, les intervalles de confiance de l'indice d'eau sont faibles et de même ordre quelle que soit la contrainte. Ceci confirme les observations de GRIMALDI (1981) et GRIMALDI et BOULET (1990) pour qui, les techniques utilisées imposant des échantillons de petite taille sont plutôt adaptées aux matériaux homogènes.

a - altérite argilo-limoneuse rouge violacée (t3)

La désorption d'eau de l'altérite argilo-limoneuse violacée (*figure n° 40 a*) est faible et continue aux faibles suctions (pF1, pF2, pF3 = environ 15% d'eau extraite) et s'accroît au-delà de pF3. On observe deux principaux domaines de dessèchement de ce matériau :

(i) - le premier, entre pF3 et pF4 où l'indice d'eau passe de 0,771 à 0,498, ce qui correspond à 30% environ d'extraction d'eau par rapport à la valeur d'indice d'eau à pF1 ;

(ii) le second, entre pF5 et pF6 où l'indice d'eau passe de 0,399 à 0,032, ce qui traduit 40% environ d'eau extraite.

En terme de vidange des pores et d'après la Loi de Jurin, la porosité déduite de la courbe de désorption d'eau indique donc deux grands domaines de taille de pores :

(i) les pores de taille essentiellement comprise entre 1,5 μm (pF3) et 0,15 μm (pF4). Cette porosité correspond aux pores ménagés par l'assemblage élémentaire des particules de la taille des limons fins ;

(ii) les pores de taille comprise entre 0,015 μm (pF5) et 0,0015 (pF6), ces pores étant probablement ménagés par les assemblages des particules d'argile.

Le rapport entre l'indice d'eau (θ) et l'indice de vide (e) permet de calculer la saturation : 92% des pores sont remplis d'eau à pF2. La motte est presque saturée.

b - horizon microagrégé t2 (1)

La désorption d'eau de l'horizon microagrégé t2 (1) est élevée aux faibles suctions (pF1, pF2), moyenne aux suctions intermédiaires et faible aux fortes suctions (*figure n° 40 b*). Le dessèchement de ce matériau s'effectue en deux domaines distincts :

(i) - le premier, entre pF1 et pF2 où l'indice d'eau passe de 0,673 à 0,466, soit 30% environ d'eau extraite ;

(ii) - le second, entre pF3 et pF5, où l'extraction est progressive : l'indice d'eau passe de 0,436 (pF3) à 0,247 (pF4) puis à 0,083 (pF5). Ceci correspond à une extraction d'environ 57% de l'eau.

On peut déduire de la courbe de désorption d'eau 2 domaines de tailles de pores concernés par la variations de teneur en eau :

(i) les pores de taille comprise entre 150 μm (pF1) et 15 μm (pF2). Il s'agit ici de la porosité d'assemblage inter-agrégats associée à des pores tubulaires intra- et inter-agrégats ;

(ii) les pores de taille comprise entre $1,5 \mu\text{m}$ (pF3) et $0,015 \mu\text{m}$ (pF5). Ceci correspond aux pores ménagés par les assemblages interparticules où on note la présence d'argile (kaolinite) mais également de la gibbsite (taille comprise entre 2 et $10 \mu\text{m}$).

A pF2, seulement 50% des pores sont occupés par l'eau. La motte n'est pas saturée.

c - l'horizon microagrégé t2 (2)

La désorption d'eau de l'horizon microagrégé t2 (2) est élevée aux faibles suctions (pF1, pF2, pF3) et s'accroît légèrement entre pF5 et pF6 (*figure n° 40 c*). On observe deux domaines distincts de désorption d'eau :

- (i) le premier correspond aux faibles suctions où l'indice d'eau passe de 0,87 (pF1) à 0,69 (pF2) puis à 0,521 (pF3), soit environ 40 % d'extraction d'eau ;
- (ii) le second, entre pF5 ($v = 0,256$) et pF6 ($v = 0,051$) soit environ 23,5% d'extraction d'eau.

On peut déduire de la courbe de désorption d'eau 2 domaines de taille de pores concernés par la variation de teneur en eau :

- (i) les pores de taille comprise entre $150 \mu\text{m}$ (pF1) et $1,5 \mu\text{m}$ (pF3). Ces pores correspondent à la macroporosité qui intègre les pores d'assemblage inter-agrégats et les pores tubulaires intra- et inter-agrégats ;
- (ii) les pores de taille comprise entre $0,015 \mu\text{m}$ (pF5) et $0,0015 \mu\text{m}$ (pF6). Cette porosité est ménagée par les assemblages des particules élémentaires, probablement de l'argile. Ce domaine est constitué par des pores de taille plus fine que celle de l'horizon microagrégé t2 (1). Nous avons en effet remarqué que dans l'horizon microagrégé t2 (2) la taille des particules élémentaires est nettement plus faible.

A pF2, 66% des pores sont occupés par l'eau. La motte n'est pas saturée.

d - l'horizon argileux polyédrique (t6)

La désorption d'eau de l'horizon argileux polyédrique (t6) (*figure n° 40 d*) est faible et régulière aux faibles suctions (pF1, pF2, pF3) : l'indice d'eau passe de 0,947 (pF1) à 0,838 (pF3). En revanche, elle est élevée entre pF5 et pF6. Le dessèchement de ce matériau s'effectue en une seule étape, aux fortes suctions : l'indice d'eau passe de 0,256 (pF5) à 0,051 (pF6), ce qui correspond à 51% environ d'eau extraite.

Cet horizon retient plus d'eau aux faibles suctions et son principal domaine de dessèchement se situe entre pF5 et pF6.

La porosité déduite de la courbe de désorption d'eau de cet horizon montre une faible macroporosité. Par contre, le domaine où le dessèchement de ce matériau est plus élevé indique la présence de pores de taille comprise entre $0,015 \mu\text{m}$ (pF5) et $0,0015 \mu\text{m}$ (pF6). Cette porosité est ménagée probablement par les assemblages des particules d'argile.

La courbe de rétention d'eau ainsi que la porosité déduite de cette courbe se rapprochent de celles observées pour l'altérite argilo-limoneuse violacée (t3). Cependant, seulement 75% des pores sont remplis d'eau à pF2.

3 - Conclusion

Les courbes de rétention de l'eau des horizons montrent que l'espace poral occupé par l'eau aux différents potentiels (pF) définit deux groupes d'horizons :

a - aux faibles potentiels ($pF \leq 3$) :

- les horizons microagregés t2 (1 et 2) retiennent 35 et 40% d'eau entre pF1 et pF3 ; ils conservent une part importante de la porosité libre à l'air à pF1, susceptible de se remplir de manière fugace lors d'une averse. Cette gamme de succion traduit les macro- et méso-structures et met en évidence la structure microagregée et la porosité qui en découle ;

- l'horizon argileux polyédrique et l'altérite argilo limoneuse violacée retiennent 11 et 15% d'eau entre pF1 et pF3. L'horizon argileux polyédrique présente une porosité structurale (intra-agrégats) libre à l'air tandis que l'altérite argilo-limoneuse violacée est saturée à pF1. Ceci concorde avec les observations jusqu'ici effectuées montrant que l'altérite argilo-limoneuse violacée présente une macroporosité très réduite.

- le taux de saturation à pF2 présenté dans le *tableau n° 11* souligne la quantité d'eau encore emmagasinable dans la porosité des horizons microagregés, alors que l'altérite argilo-limoneuse, quasi saturée, doit se comporter comme un niveau imperméable.

b - aux plus forts potentiels ($pF \geq 3$) :

- les horizons microagregés t2 (1 et 2) retiennent 62 et 54% d'eau entre pF4 et pF6. L'espace poral occupé par l'eau dans cette gamme de succion est nettement différent dans chacun des horizons. Dans l'horizon microagregé t2 (1), la désorption d'eau entre pF3 et pF4 (30%) traduit une porosité ménagée par les assemblages des particules limoneuses qui est en revanche peu représentée (10%) dans l'horizon microagregé t2 (2). Dans celui-ci par contre, la désorption d'eau entre pF5 et pF6 (24%) met en évidence des assemblages élémentaires des particules argileuses beaucoup plus fines ;

- l'horizon argileux polyédrique et l'altérite argilo-limoneuse violacée retiennent environ 82% de l'eau entre pF4 et pF6. La différence porte sur la désorption d'eau entre pF3 et pF4 (30%) de l'altérite argilo-limoneuse violacée qui correspond à une porosité ménagée par les assemblages des particules limoneuses presque absentes dans l'horizon argileux polyédrique. En revanche, la désorption d'eau entre pF4 et pF6 représente 75% d'eau retenue contre les 52% de l'altérite. Ceci traduit une différence appréciable de taille des constituants entre ces deux horizons.

III. POROSITE, ORGANISATION ET CIRCULATION DE L'EAU SUR LA SEQUENCE

Les mesures de porosité seules, aussi fines soient-elles, ne permettent pas d'établir un modèle de circulation préférentielle de l'eau dans les couvertures pédologiques (GRIMALDI et BOULET, 1990). D'autres études sont pour cela nécessaires: perméabilité des volumes pédologiques, étude du régime hydrique sur le terrain (piézométrie, tensiométrie).

Les études de l'espace poral et de rétention de l'eau, réalisées en fonction de l'organisation du sol, permettent :

- d'estimer globalement la circulation de l'eau au sein de chaque horizon ;
- en fonction de l'agencement des horizons sur la séquence, de proposer un schéma de circulations préférentielles sur le versant.

Un tel modèle doit être confronté aux observations de terrain.

A. CLASSEMENT DES HORIZONS.

Nous pouvons, à ce stade de l'étude de l'espace poral, résumer les caractéristiques principales des horizons et leur comportement vis à vis de l'eau. La porosité totale ne peut pas renseigner sur le fonctionnement hydro-dynamique de la couverture pédologique étudiée. Les résultats concernant ces mesures ont montré que le volume total de vides est élevé pour l'ensemble des horizons. Il apparaît ainsi que la caractérisation de la porosité d'une couverture pédologique ne peut pas être uniquement effectuée par une mesure globale (HUMBEL, 1976; GRIMALDI et BOULET, 1990; ROMERO DE CARVALHO, 1990; HALLAIRE et COINTEPAS, 1993, SALOMÃO, 1994).

La porosimétrie au mercure renseigne sur la distribution des tailles de pores dans une gamme de taille déterminée, principalement la microporosité et la mésoporosité. L'analyse d'images donne accès à des critères morphologiques des macropores (forme, taille) intervenant dans la circulation de l'eau. La fonctionnalité des pores n'a pas toujours de rapport direct avec les pores les plus grossiers (GRIMALDI et BOULET, 1990; HALLAIRE et COINTEPAS, 1993). Etranglements et interconnexion des pores sont des connaissances indispensables pour évaluer les circulations d'eau dans les horizons. Les courbes de rétentions permettent de comprendre le comportement de l'eau dans le sol.

1 - Horizon grumeleux de surface:

Il est très poreux, présentant des pores grossiers et interconnectés comme nous l'avons signalé lors de l'étude micromorphologique. Cet horizon est très favorable à l'infiltration des pluies comme en témoigne l'absence de ruissellement sur les versants (FURIAN, 1987).

2 - Horizon argileux polyédrique:

La macroporosité de l'horizon argileux polyédrique (t6) est caractérisée par des pores de très petite taille (nous l'avons classé dans le groupe des horizons à macroporosité réduite). On note cependant une porosité fissurale fine, non ramifiée à l'échelle des images étudiées, mais que l'on peut

estimer fonctionnelle. On peut donc supposer que ce niveau reste assez perméable et que cette porosité fissurale fine permet à l'eau d'atteindre la base de cet horizon.

3 - Horizon micro-agrégé:

Nous avons observé que l'indice d'allongement des macropores de l'horizon microagrégé t2 (2) est presque deux fois et demi plus élevé que celui de l'horizon microagrégé t2 (1). Ceci traduit deux types de porosité d'assemblage :

- le premier, caractéristique de l'horizon microagrégé t2 (2), est lâche et les pores inter-agrégats sont interconnectés; cet horizon très poreux peut constituer une zone d'écoulement préférentiel de l'eau en cas de blocage de l'infiltration plus en profondeur. Les courbes de rétention et de retrait montrent que ce niveau peut dans ce cas fonctionner comme un réservoir pour emmagasiner l'eau.

- le second, caractéristique de l'horizon microagrégé t2 (1), est plus compact, un grand nombre de pores restant non connectés. Il n'en demeure cependant pas moins poreux, et possède une capacité de réservoir encore plus forte que le niveau précédemment décrit.

Macroscopiquement, ces deux matériaux n'ont pas été distingués sur le terrain. Nous avons seulement souligné, lors de la caractérisation macroscopique de la séquence, une différence de taille de la micro-agrégation, peu nette. Lors des averses exceptionnelles, une grosse quantité d'eau peut être stockée très temporairement dans la porosité encore disponible de ces horizons. Un phénomène similaire peut se produire dans l'horizon grumeleux de surface. Ceci peut expliquer les traits d'hydromorphie locale observés au contact de cet horizon avec l'horizon argileux polyédrique sous-jacent (FURIAN, 1987).

4 - Altérite argilo-limoneuse violacée:

La macroporosité de l'altérite argilo-limoneuse violacée (t3) présente des indices d'allongements très faibles (< 20) avec des pores contenant des étranglements très importants (*figure n° 34*). La circulation de l'eau, au sein de cet horizon devrait être considérablement freinée. Les caractéristiques de cet horizon sont assez semblables à celles de l'horizon provoquant un drainage latéral et superficiel sur les séquences de sol guyanaises (ECEREX, 1983).

5 - Altérite sableuse rouge-violacée:

La porosité de ce niveau peut être appréciée à partir de l'étude micro-morphologique. Cette altérite épaisse est caractérisée par les boxwork gibbsitiques soulignant la structure initiale de la roche. Ces structures traduisent une porosité d'assemblage des particules, polyconcave, et une certaine porosité allongée qui semble moyennement connectée. On peut cependant supposer une circulation de l'eau facilitée le long des filonets gibbsitiques et une circulation diffuse plus lente au sein des boxworks.

- 1 - arène grisâtre
- 2 - altérite sableuse rouge violacée
- 3 - altérite argilo-limoneuse violacée
- 4 - horizon à blocs de l'amont
- 5 - horizon microagrégé
- 6 - horizon argileux à structure polyédrique
- 7 - horizon à blocs de l'aval
- 8 - horizon grumeleux de surface
- 9 - horizon argileux de l'aval
- ☼ eau libre

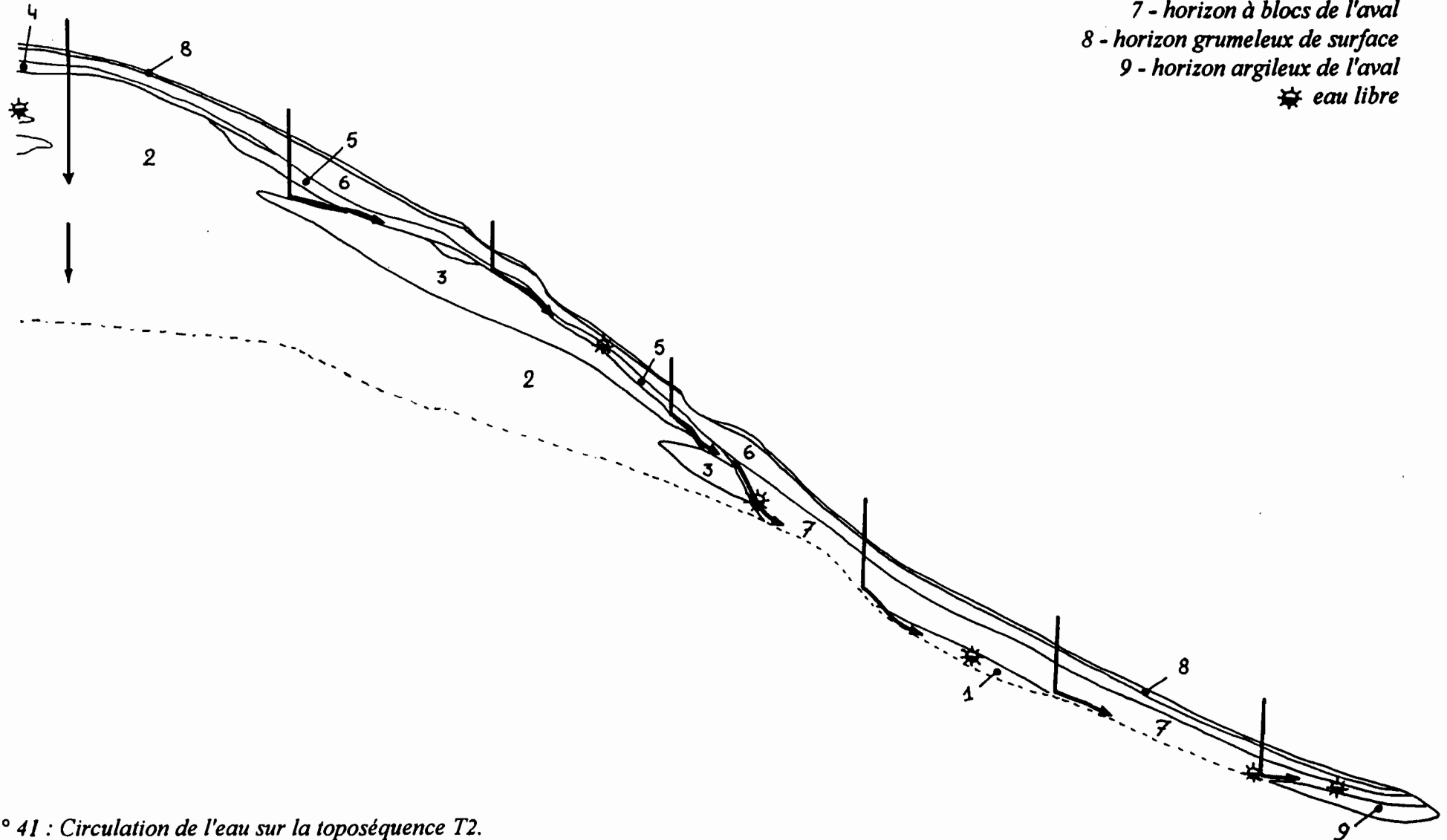


figure n° 41 : Circulation de l'eau sur la toposéquence T2.

B. CIRCULATIONS POSSIBLES AU SEIN DE LA COUVERTURE.

A l'échelle du versant, l'analyse du fonctionnement hydrique doit prendre en compte non seulement les caractéristiques morphologiques des pores de chaque horizon, mais également leur agencement au sein de la couverture pédologique.

En fonction des caractéristiques des horizons que nous venons de rappeler et en fonction de l'organisation de la couverture pédologique, nous pouvons proposer un schéma de circulation de l'eau au sein de la toposéquence T2. Ce schéma est présenté sur la *figure n° 41*.

C. COMPARAISON AVEC LES OBSERVATIONS DE TERRAIN:

En premier lieu, les études précédentes (FURIAN, 1987) ont mis en évidence l'absence de ruissellement à la surface des versants. Ensuite, selon ce schéma, la plus grosse discordance de perméabilité des horizons serait constituée par le contact entre l'horizon micro-agrégé (en l'occurrence t2 (2)) et l'altérite argilo-limoneuse violacée. Or, lors de la prospection pour la caractérisation macroscopique de la couverture pédologique, on a *toujours* observé de l'eau libre dans l'horizon micro-agrégé au dessus immédiat de ce contact. Cette observation confirme la présence d'un niveau à circulation latérale à la surface de l'horizon argilo-limoneux, provoquée par cette discordance de porosité.

A l'aval, on a également constaté en période pluvieuse un niveau à eau libre au dessus, soit de la roche dure, soit de l'arène grisâtre, ou encore au dessus de l'horizon argileux de l'aval. Aucun niveau à eau libre n'a été observé au dessus de l'horizon argileux à structure polyédrique et de l'horizon à blocs de l'aval ce qui confirme que ces deux volumes ne correspondent pas à des niveau générant une circulation latérale de l'eau (*figure n° 41*).

En conclusion, on peut dire que les horizons superficiels sont relativement poreux et perméables. Parmi les altérites se distingue l'altérite argilo-limoneuse violacée qui, en fonction de l'inclinaison de son plafond, génère une circulation latérale orientée vers l'aval du versant. Cette circulation latérale est facilitée par la présence, juste au dessus, de l'horizon micro-agrégé du type t2 (2) présentant une porosité très forte et connectée. Cet horizon peut éventuellement jouer le rôle de réservoir de l'eau canalisée par l'altérite argilo-limoneuse. L'altérite sableuse rouge-violacée semble permettre la percolation de l'eau en profondeur; elle ne semble pas constituer un blocage à son contact avec l'horizon micro-agrégé t2 (1). Seules les poches de l'altérite présentant un faciès plus micacé semblent être responsables d'un blocage localisé de l'infiltration, comme on peut le voir tout en haut de la séquence (*figure n° 41*).

QUATRIEME PARTIE ORGANISATION, FONCTIONNEMENT HYDRIQUE ET PROCESSUS ACTUELS DE VERSANTS

Dans les parties précédentes, nous avons étudié en continu et à plusieurs échelles l'organisation bidimensionnelle de la séquence T2. Les sondages menés, de manière isolée, sur les bassins versants voisins (notamment sur le bassin A) semblent indiquer la même succession verticale d'horizons. Les autres séquences étudiées sur le bassin D vont être présentées; leur organisation peut être rapprochée de celle de T2, qui apparaît ainsi représentative du système de sol rencontré dans ce secteur du Plateau Atlantique, haut bassin du Paraïbuna.

Nous proposerons l'hypothèse la plus probable, en fonction des observations collectées et de notre connaissance fine de la couverture pédologique, de relation entre cette organisation pédologique et les processus actuels de versants.

I - L'ORGANISATION PEDOLOGIQUE AU SEIN DU SOUS-BASSIN ELEMENTAIRE

Nous venons d'étudier en détail les caractéristiques de la séquence T2, de l'échelle de la séquence elle-même à l'échelle microscopique. Nous allons présenter les autres séquences étudiées sur le site de *Cunha*, sur le même versant. L'objectif est double :

- d'une part étudier la représentativité de cette séquence et de son organisation pédologique dans le bassin "D" par comparaison avec les autres séquences voisines, dont la description détaillée n'est pas reportée dans l'ouvrage ;
- d'autre part, augmenter le nombre d'observations concernant les organisations pédologiques, afin de pouvoir bâtir une hypothèse solide d'évolution de ces formations; l'étude des autres séquences peut en effet nous éclairer sur différents stades d'évolution de ces séquences de sol.

A - LOCALISATION ET CARACTERISTIQUES MACROMORPHOLOGIQUES DES SEQUENCES

Dix transects topographiques ont été réalisés à travers la forêt sur le sous-bassin étudié. Ce travail a permis la confection d'une carte topographique du site. Les séquences de sol sont replacées sur ce document (*figure n° 9b*).

La séquence T2 est située relativement en amont du bassin. Elle prend naissance sur la ligne de crête à 1160 mètres d'altitude, à proximité de la "cabane de radio". Deux autres séquences ont été étudiées, parallèlement à T2; ce sont les séquences T3 et T5 (*figure n° 9b*). La ligne de crête correspond à la séquence T1.

1 - La ligne de crête : séquence T1

Cette séquence est longue de 130 mètres pour un dénivelé de 30 mètres. A l'amont, elle débute quelques mètres avant le sommet topographique de la colline à 1160 mètres d'altitude, à son embranchement avec la séquence T2. La séquence T3 se raccorde juste après le petit palier visible sur la topographie et la séquence T5 au niveau du sondage S33.

Au sommet, la ligne de crête présente un segment convexe d'environ 30 m, suivi d'un segment concave de 100 m jusqu'au palier à l'aval. Ces deux segments se relient à mi versant par un segment à peu près rectiligne à pente moyenne. Un second segment rectiligne débute après ce palier et se poursuit jusqu'au bas de la partie étudiée. On n'observe pas de ruptures de pentes brutales comme sur la séquence T2.

L'ensemble de la ligne de crête présente une couverture pédologique que l'on peut rapprocher de celle du système amont de T2. On y observe des altérites épaisses au sein desquelles apparaissent les horizons argilo-limoneux (*figure n° 42*). La géométrie de ces horizons en forme de langues, épaisses dans leur partie aval et fines à l'amont, présentent deux segments à pentes différentes. La partie basale épaisse est nettement moins inclinée que la topographie alors que la partie plus fine de l'amont semble présenter une déclivité voisine de la topographie. La troisième

langue identifiée, la plus à l'aval de la séquence présente une jonction fine avec la partie basale de la langue située à l'amont (Sondage S44).

Les langues sont discontinues au niveau de leur terminaison amont ; ceci est visible par exemple en T1t1, à l'échelle du profil, chaque segment de langue semble prendre appui sur un volume d'altérite plus micacé et moins drainant ou sur des blocs de roche. Dans l'organisation générale de la séquence, il faut noter que les langues d'altérite argilo-limoneuse violacée ne se chevauchent pas comme sur la séquence T2. Ces horizons en langue sont surmontés de l'horizon à blocs de l'amont (présentant un matériel micro-agrégé entre les blocs) principalement dans le segment convexe, de l'horizon argileux à structure polyédrique et de l'horizon grumeleux de surface.

2 - séquence T5

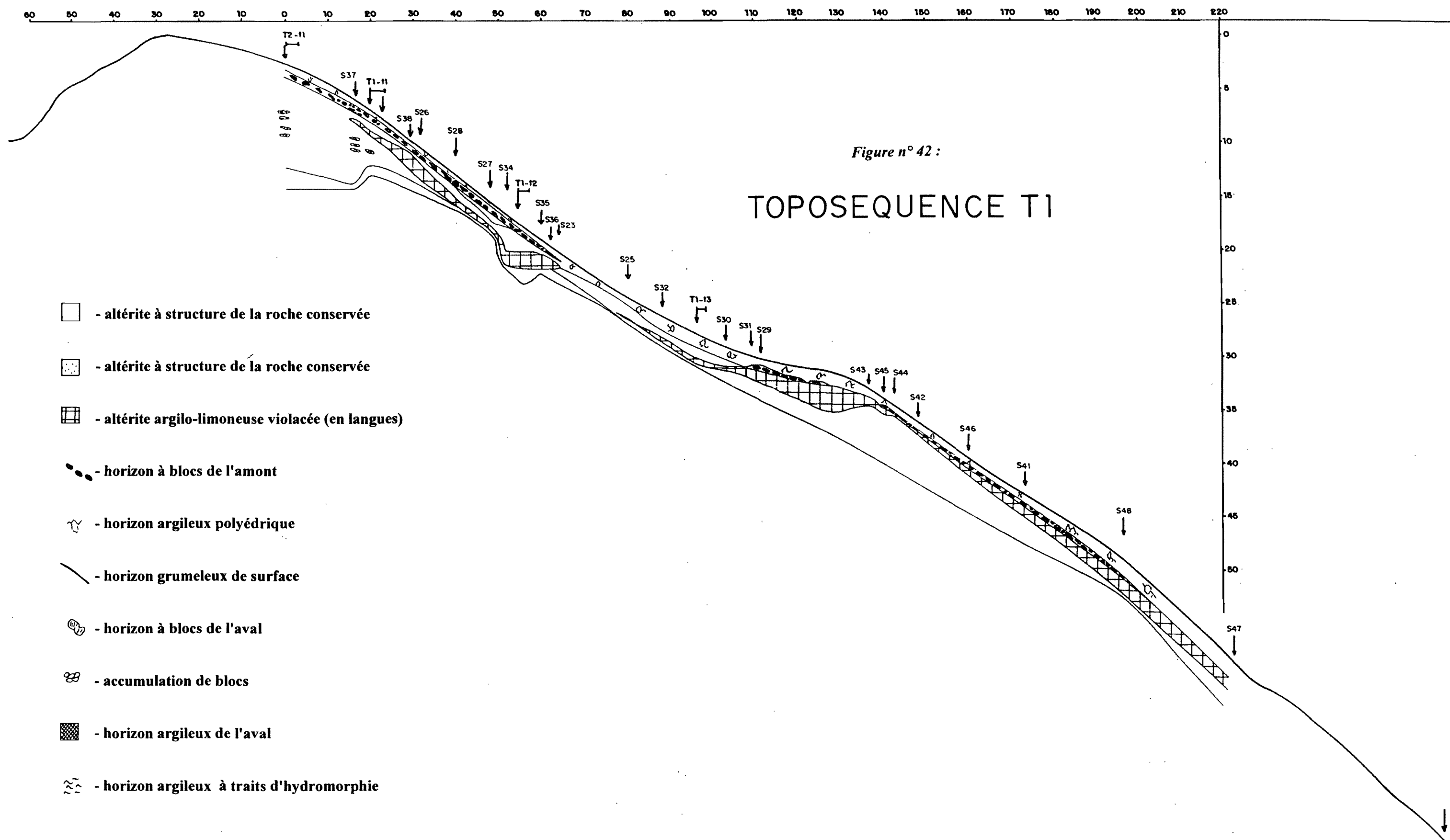
Cette séquence débute à l'amont sur le sondage T1-S33 située à 1140 m d'altitude sur la ligne de crête. Elle atteint à l'aval un chenal d'écoulement secondaire à 1090 m d'altitude. Elle est longue de 65 m pour un dénivelé de 50 m et se situe dans un grand décrochement visible sur la *figure n° 9b*.

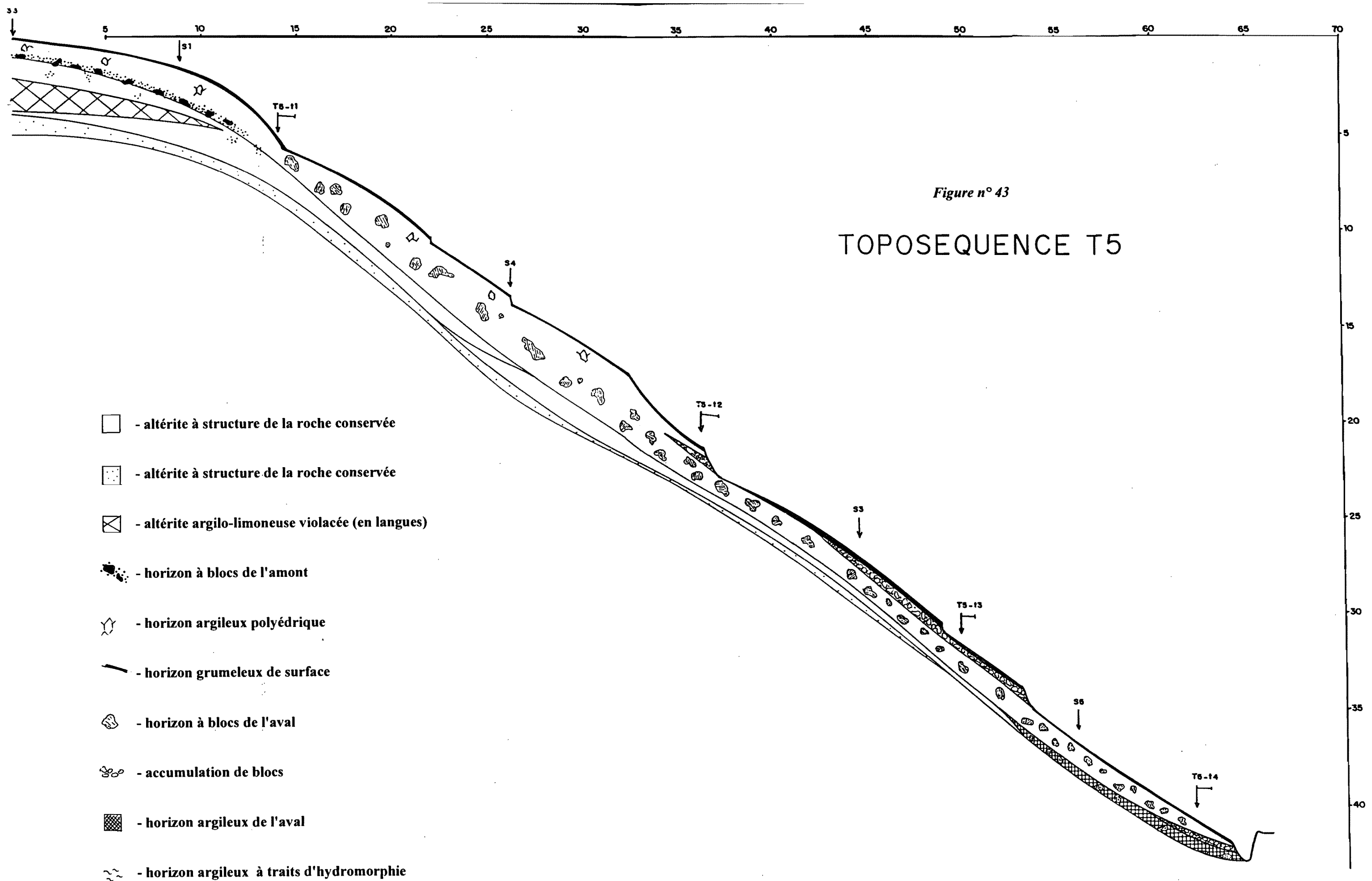
D'un point de vue topographique, la séquence T5 (*figure n° 43*) est composée de la succession de trois segments convexes puis d'un segment concave-rectiligne à l'aval. Ces segments sont séparés par des ruptures de pentes abruptes.

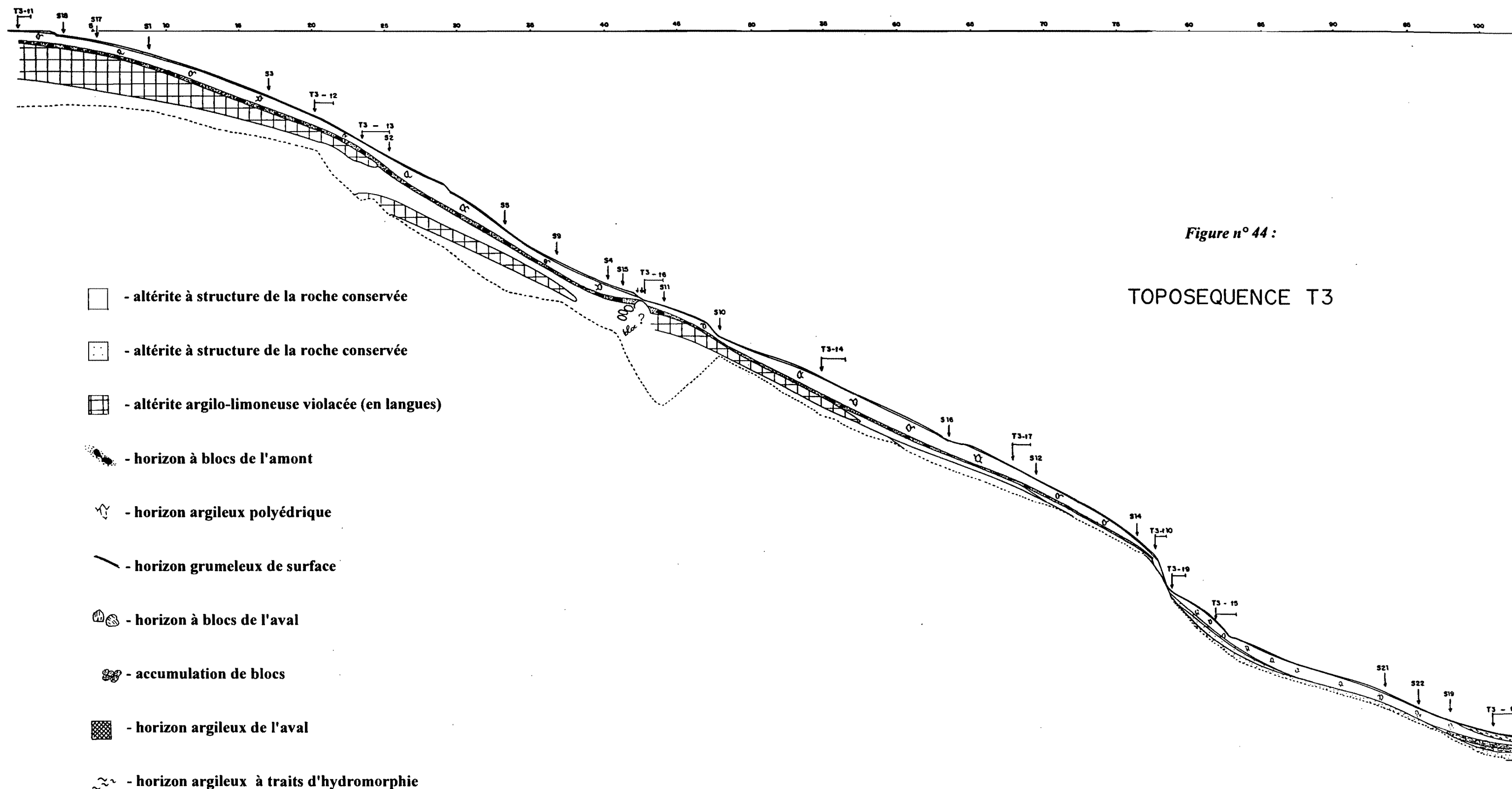
La couverture pédologique observée sur le premier segment convexe peut être rapprochée de celle du système amont de T2. On y observe une seule langue argilo-limoneuse violacée à l'amont de la séquence, présentant une épaisseur maximale (50 cm) aux environs de la ligne de crête, s'affinant vers l'aval de la séquence, et discordante par rapport à la topographie. Cette altérite argilo-limoneuse est surmontée de l'horizon à blocs de l'amont dont l'orientation, concordante avec l'orientation de la roche mère, souligne l'autochtonie du matériau. En revanche, dès la tranchée T5t1, située relativement à l'amont de la séquence, on observe, dans la partie supérieure des profils, un matériau argileux à structure polyédrique, riche en blocs présentant des états d'altération différents, et dont l'orientation est aléatoire. Les altérites à structure de la roche conservée, observables à la base des profils, montrent que seule la partie supérieure des profils est remaniée.

Cette succession verticale peut être observée jusqu'en bas de la séquence. A la fin de chaque segment convexe, on observe un cône de concentration relative de blocs, recoupé dans sa partie aval par la topographie en raison de la rupture de pente. Comme sur la séquence T2, l'horizon grumeleux de surface disparaît au niveau des ruptures de pente.

Ces systèmes convexes de mi-versant ainsi que le segment rectiligne de bas de séquence peuvent être rapprochés de l'aval de la séquences T2 de par leur organisation pédologique. Il faut noter cependant que c'est seulement au niveau de ce segment rectiligne aval que la couverture pédologique se développe directement au contact de la roche dure. Sur le reste de la séquence, on observe toujours une altérite à structure de la roche conservée entre la roche dure et le matériau remanié.







3 - séquence T3

Cette séquence, longue de 140 m, débute à 1130 m d'altitude sur le palier de la ligne de crête (séquence T1). A l'aval, elle se termine à 1065 m d'altitude dans la plaine alluviale, 13 m au dessus du talweg actuel du ruisseau Barracao (*figure n° 44*).

Cette séquence, plus longue que les précédentes, est la plus proche de l'exutoire du bassin "D". Elle présente une partie convexe dans sa partie haute jusqu'à T3-t6, puis une partie sensiblement rectiligne jusqu'à T3-t10. On observe à ce niveau une rupture de pente qui correspond à une paroi rocheuse. De ce point vers le début de la plaine alluviale (T3-t8) s'étend un segment concave-rectiligne.

A l'amont de la séquence, on retrouve une couverture pédologique dont l'organisation peut être rapprochée de celle du système amont de T2. On observe trois horizons argilo-limoneux violacés développés en langues. Les deux premiers présentent de la même façon qu'en T2, une légère superposition visible sur le profil T3-t3. Le chevauchement de ces langues est de faible extension. On note cependant que les deux langues de l'aval présentent une inclinaison parallèle à la topographie.

A l'aval immédiat de la troisième langue, l'altérite sableuse violacée s'observe presque en surface avec de nombreux blocs, qui empêchent la progression à la tarière et l'ouverture d'une fosse conséquente. Les blocs présentent tous la même orientation, concordante avec l'orientation de la roche.

A l'aval de la troisième langue, l'altérite sableuse traduit des variations de faciès de la roche mère, de façon similaire à ce que l'on observe en T5. L'autochtonie du matériau est cependant indiscutable.

La rupture de pente en T3-t10 correspond au passage à un système aval, en tout point comparable avec le système aval de la séquence T2 :

- (i) - absence de l'altérite et roche dure à faible profondeur ;
- (ii) - présence de nombreux blocs sans orientation préférentielle ;
- (iii) - présence d'un horizon argileux à l'aval extrême de la séquence.

La principale différence avec la couverture du système aval de T2 porte sur le développement plus important de l'altérite sableuse claire, principalement entre T3-t9 et T3-t5. En T3-t5, cette altérite passe progressivement d'une structure de la roche conservée en profondeur à une arène à structure massive vers le haut. Elle est surmontée par un horizon microagrégé où l'on observe des chenaux de diamètre supérieur à 10 cm, parfois de 20 cm. Ces horizons sont très friables et eux même surmontés par l'horizon argileux à structure polyédrique peu nette avec une concentration relative de blocs sans orientation préférentielle. Vers l'aval, l'altérite sableuse claire s'étend latéralement comme une couche fine continue.

Quelques traces d'hydromorphie s'observent tout à fait à l'aval de la séquence.

B - LA COUVERTURE PEDOLOGIQUE DU SOUS-BASSIN

L'étude rapide de l'organisation de ces quelques séquences nous permet de souligner que l'organisation pédologique de la séquence T2 n'est pas un cas particulier, mais qu'au contraire elle semble correspondre à un stade intermédiaire dans l'évolution du versant.

1 - Système amont et système aval

Les deux systèmes identifiés sur T2, se retrouvent, d'une façon plus ou moins complexe et plus ou moins développée sur toutes les autres séquences.

Toutes les séquences de versant présentent à l'aval un dépôt plus ou moins vaste de matériau colluvionné et à l'amont une organisation pédologique en place. Dans le cas de T3, le système amont est bien développé, avec la succession de trois langues de l'altérite argilo-limoneuse violacée. Ces langues ne sont recoupées ni par la topographie, ni par l'apparition du système aval. Dans le cas de T2 que nous avons étudié en détail, le système d'amont occupe la moitié de la séquence ; les langues argilo-limoneuses violacées sont recoupées, l'une par la topographie, et la seconde par le système aval. Enfin, en T5, seule la partie extrême de l'amont est en place jusqu'en surface, une seule langue est visible et grossièrement concordante avec la topographie de la crête. Le système d'aval de ces séquences est d'autant plus développé que le système amont est restreint.

L'organisation globale de ces séquences permet de supposer qu'elles ont subi des mouvements de masse qui ont intéressé une partie plus ou moins importante du versant, toujours dans la partie aval.

2 - Caractéristiques des langues de l'altérite argilo-limoneuse violacée

Les horizons en langues de l'altérite argilo-limoneuse violacée correspondent à une formation pédologique et ne dérivent pas de faciès distincts de la roche mère. Ceci est attesté par le fait qu'elles se développent aux dépens de différents types d'altérite de différents faciès.

Ces langues s'observent à la fois sur la ligne de crête et sur le versant. Dans certains cas elles sont discordantes par rapport à la topographie (T2) et par rapport aux horizons superficiels, mais elles peuvent localement suivre la même inclinaison comme sur la séquence T3. Sur la ligne de crête, la partie aval de ces langues est moins inclinée que la topographie et la partie amont est parallèle. Toutes ces observations peuvent souligner que les langues semblent se développer parallèlement à la topographie, et qu'une discordance par rapport à la topographie indique un départ de matière et une modification brutale de cette topographie. Sous cette hypothèse, l'inclinaison des langues peut nous renseigner sur la topographie passée.

On peut supposer que la succession des langues traduit une nouvelle formation de ces altérites après chaque mouvement de masse, mais la séquence T3 nous enseigne que cette hypothèse

n'est pas nécessaire pour expliquer la succession des langues sur un même versant, car on y observe deux langues non recoupées, en prolongement l'une de l'autre, et parallèles à la topographie.

On note que les langues ne s'observent qu'au sein de l'altérite sableuse à structure de la roche conservée. Elles ne semblent pas se reformer dans les matériaux mélangés du système aval.

La forme de ces langues, épaisse à l'aval et plus fine dans leur partie amont, la transformation de l'altérite sableuse violacée mise en évidence dans la partie amont de la langue, semblent indiquer une progression remontante de ces langues. Même si les mécanismes chimiques de progression de la langue ont été éclaircis (dissolution du quartz et de la gibbsite, précipitation de la kaolinite), il reste à comprendre le pourquoi de cette organisation, notamment son caractère discontinu. Ce type de système pédologique n'a pas encore été décrit à ce jour (BOULET, communication orale). Il faut garder en mémoire que ces langues n'ont été suivies que d'un point de vue bidimensionnel et qu'elles se répartissent probablement en écailles sur le versant.

Enfin, l'étude de la porosité sur la séquence T2 montre la présence d'une nette discontinuité entre le système poral de ces horizons en langue et les horizons sus-jacents. Sur le terrain, on observe toujours de l'eau libre au dessus de ces langues, ce qui prouve qu'elles génèrent une circulation latérale et sub-superficielle au sein des horizons microaggrégés.

3 - Une éventuelle "couche savon"

A la fin de l'étude des organisations de la séquence T2, nous avons signalé que, le mouvement de masse ayant recoupé tous les horizons jusqu'à la roche dure, il ne semble pas y avoir de "couche savon" préférentielle. La séquence T5 montre cependant que le matériel remanié surmonte une altérite à structure conservée. La même observation peut être faite sur la séquence T3. A partir de là, deux hypothèses peuvent être formulées :

1 - Il y a plusieurs types de mouvements de masses, certains prennent naissance au sein de l'altérite sableuse, d'autres intéressent tout le matériau, jusqu'à la roche dure. Ceci a déjà été signalé par CRUZ (1974) dans la *Serra do Mar*.

2 - Les mouvements de masse qui ont sévi en T3 et T5 sont plus anciens que celui ayant sévi en T2. L'altération de la roche mère au sein du système aval serait alors postérieure au glissement. Dans ce cas de figure, on ne devrait plus retrouver de minéraux primaires altérables au sein du matériau remanié aval de T3 et T5. Cette hypothèse sera vérifiée par la suite, en dehors du cadre de ce doctorat.

4 - La dissolution de gibbsite et la formation de kaolinite

a - Séquence "normale" ou "inverse"

L'observation au microscope optique polarisant de la gibbsite juste en amont de la langue d'altérite argilo-limoneuse violacée permet de constater que la gibbsite perd ses propriétés optiques. Une observation plus fine au MEB montre que ce caractère est dû à une dissolution des cristaux de

gibbsite. Les figures de corrosion des quartz qui l'accompagnent montrent que silice et aluminium sont libérés dans le milieu et peuvent donc fournir les éléments chimiques nécessaires à la formation de la kaolinite quelques centimètres à l'aval sur la séquence.

La langue argilo-limoneuse apparaît, à l'échelle du profil, au sein d'un matériel gibbsitique, alors que les horizons superficiels sont de nature kaolinique. La séquence verticale kaolinite / gibbsite / kaolinite / gibbsite, qui peut même apparaître localement plus complexe au niveau de la superposition des langues, kaolinite / gibbsite / kaolinite / gibbsite / kaolinite / gibbsite, peut apparaître comme "inverse" dans le sens de TARDY (1993b), qui considère comme "normale" la séquence gibbsite (au sommet des profils et à l'amont des séquences, dans des conditions de bon drainage) / kaolinite (à la base des profils et à l'aval des séquences, dans des conditions de mauvais drainage) (MILLOT, 1964; SEGALEN, 1965 d'après TARDY, 1993b). TARDY signale la nécessité de prendre en compte l'activité de l'eau en fonction de la porosité du sol, pour expliquer certaines "inversions".

Nombreux sont les auteurs qui ont décrit une séquence "inverse" : gibbsite au contact de la roche mère, surmontée d'horizons kaoliniques (DELVIGNE, 1965; BOURGEAT, 1972; LUCAS, 1989; et d'après TARDY, 1993b : LAROIX, 1913; LAPPARENT, 1939; ALEXANDER *et al.*, 1941; GORDON et TRACEY, 1952; GOLDMAN, 1955; LENEUF, 1959; BONIFAS, 1959; NAVIKOFF, 1974). LUCAS (1989) signale la présence d'horizons superficiels kaoliniques au dessus de niveaux gibbsitiques et montre, à partir des organisations, que les premiers transforment les seconds. Dans ce cas, certaines espèces végétales de la forêt interviennent pour recycler la silice des horizons profonds vers la surface et fournit le matériel nécessaire à la formation de la kaolinite, par voie microbienne, au sein même des cellules racinaires (CALLOT *et al.*, 1991).

b - observations microscopiques

La dissolution de la gibbsite et la formation de la kaolinite ont été observées à l'échelle microscopique par DELVIGNE (1965). Cet auteur a constaté la disparition de gibbsite macrocristalline (10 μm) au profit d'une kaolinite microcristalline (< 1 μm), qui détruit complètement les structures préexistantes, référencées dans ce cas par la structure de la roche conservée ; cette structure des altérites disparaît quand apparaissent les empilements de kaolinite.

Dans le même sens, ESWARAN et DAUD (1980) montrent, à l'aide du microscope électronique à balayage, de grands cristaux de gibbsite présentant des faces cristallines avec des figures de corrosion. Ces figures sont irrégulières, parsemées de points. Les faces cristallines corrodées sont recouvertes de fins agrégats de kaolinite. Des formes semblables ont été signalées par KELLER et CLARK (1984).

c - hypothèses

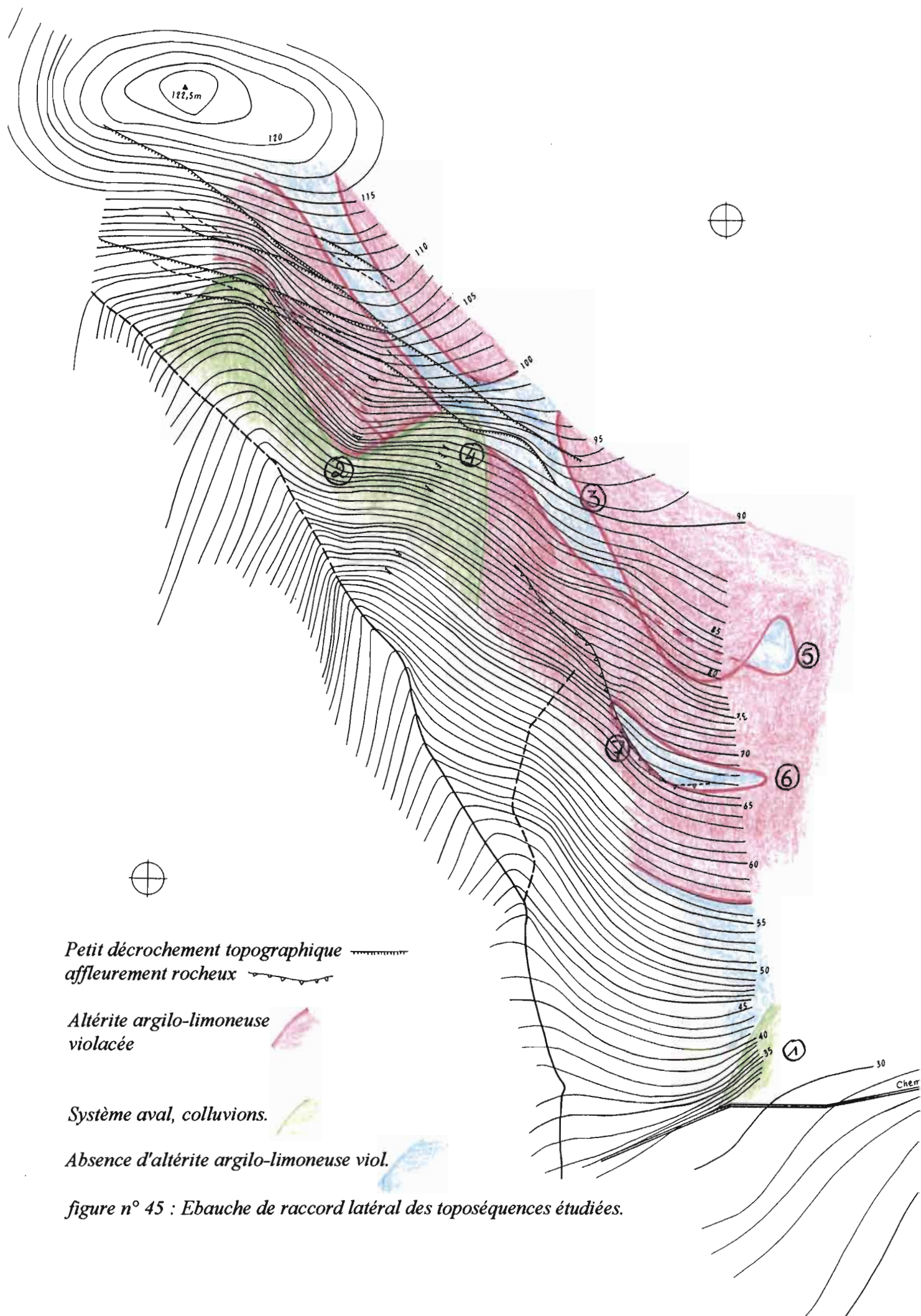


figure n° 45 : Ebauche de raccord latéral des toposéquences étudiées.

Les horizons superficiels sont caractérisés par une activité biologique intense et le rôle de la faune du sol sur la stabilité des minéraux, en fonction des micro-milieus qui peuvent être localement créés, est encore mal connu. TOUTAIN *et al.*, (1983) ont mesuré des pH pouvant atteindre la valeur de 3 et des potentiels d'oxydo-réduction voisins de 350 à 500 mV dans le tube digestif de certaines larves ou de certains anéciques. Ainsi, les conditions chimiques de ces micro-milieus sont susceptibles de déstabiliser la gibbsite. On peut rappeler également que l'activité microbienne peut intervenir au sein même des cellules végétales pour former une kaolinite racinaire à partir de l'acide silicique intra-cellulaire (CALLOT *et al.*, 1991). Ces actions, que l'on peut considérer comme directes, de la faune ou flore du sol peuvent expliquer la présence de kaolinite dans les horizons superficiels. En revanche, les langues de l'altérite argilo-limoneuse se développant au sein de l'altérite sableuse à structure de la roche conservée, sans remaniements biologiques, une action directe de la biologie du sol n'est pas envisageable pour expliquer la disparition de la gibbsite au profit de la kaolinite.

On remarque cependant que les langues ne se forment pas n'importe où mais juste au dessous des horizons superficiels présentant une activité biologique importante. La nature des solutions filtrantes, et notamment leur teneur en acides organiques, n'est probablement pas indépendante de la dissolution de la gibbsite et de la destruction des structures en boxwork au contact de l'altérite argilo-limoneuse violacée. Il s'agirait alors d'une action à distance de l'activité biologique. Ces hypothèses concernant le rôle de l'activité biologique sur la complexité de la succession entre kaolinite et gibbsite serviront de base à un travail ultérieur.

C. EBAUCHE TRIDIMENSIONNELLE

Connaissant l'organisation de ces quelques séquences et leur distribution sur le versant, une approche tridimensionnelle peut être tentée. Sur le document topographique réalisé à partir de 10 transects, nous avons replacé les caractéristiques principales de ces séquences, et essayé de les relier latéralement (*figure n° 45*). Ce sont :

- les systèmes amont et aval ;
- les altérites argilo-limoneuses.

1 - Systèmes amont/aval

Le raccord des systèmes amont et aval, qui correspond à l'apparition du matériau colluvionné, se fait sur les trois séquences au niveau d'une rupture de pente. Le resserrement des courbes de niveau sur le document aide à replacer latéralement cette limite. Le système aval de T3, de faible extension ①, semble indépendant de celui de T5. Les deux n'ont pas été reliés. En revanche, il est possible de relier le système aval de T2 avec celui de T5, même si la topographie semble indiquer la présence de deux glissements distincts en coup de cuillère et se recoupant ②.

2 - Les altérites argilo-limoneuses violacées

Les altérites argilo-limoneuses discontinues que nous avons qualifiées de langues sur les séquences apparaissent en écailles lorsqu'on les considère en trois dimensions sur le versant. La jonction des volumes d'altérite argilo-limoneuse de la ligne de crête avec ceux observés à l'amont des séquences de versant est possible du fait de la continuité des observations. On peut supposer que l'extension latérale, par rapport à la ligne de crête, de ces volumes est proportionnelle à leur épaisseur

③.

La seconde langue du versant de T3 a été raccordée à la première langue du versant de T2. Ce long volume ④ aurait alors été recoupé par le mouvement de masse, ce qui explique que l'on ne puisse pas l'observer sur T5. Ce même volume peut être également prolongé sur le versant qui se poursuit dans l'axe de la ligne de crête ⑤, et se raccorder à la langue unique observée sur l'aval de T1. Enfin, la troisième langue observée sur T3, en prolongement et à faible distance de la seconde langue, peut s'y raccorder latéralement ⑥. De l'autre côté de la séquence T3, on peut penser que la progression de ce même volume est gênée par l'affleurement rocheux ceinturant le versant ⑦, signalé par J. PELLERIN lors de la prospection. Cet affleurement rocheux constituerait alors la limite amont de la langue.

On peut noter que les nombreuses marches d'escalier, signalées sur la séquence T2 se répartissent principalement à la jonction entre les deux systèmes amont/aval. Nous allons en donner une interprétation suite à la reconstitution génétique d'une séquence.

Le document élaboré à partir du raccordement latéral des séquences devra bien sûr être confronté à une série d'observations de terrain le long des transects 4, 8, 6 et 7 (*figure n° 45*). Ce schéma de la couverture pédologique du versant sera repris par la suite, lors de l'établissement des critères de risques de glissements de terrain dans ce type de milieu.

II. INTERACTIONS PEDOGENESE/MORPHOGENESE : TENTATIVE D'INTERPRETATION

A. GENESE DE LA TOPOSEQUENCE T2

A partir de nos connaissances de la couverture pédologique au sein du bassin élémentaire, nous pouvons proposer un schéma hypothétique d'évolution de versants. Ce schéma doit être compatible avec toutes les observations recueillies. Aussi, ce schéma doit permettre une reconstitution génétique des séquences.

La séquence T2, intermédiaire du point de vue de l'importance des systèmes amont/aval, va faire l'objet de cette reconstitution.

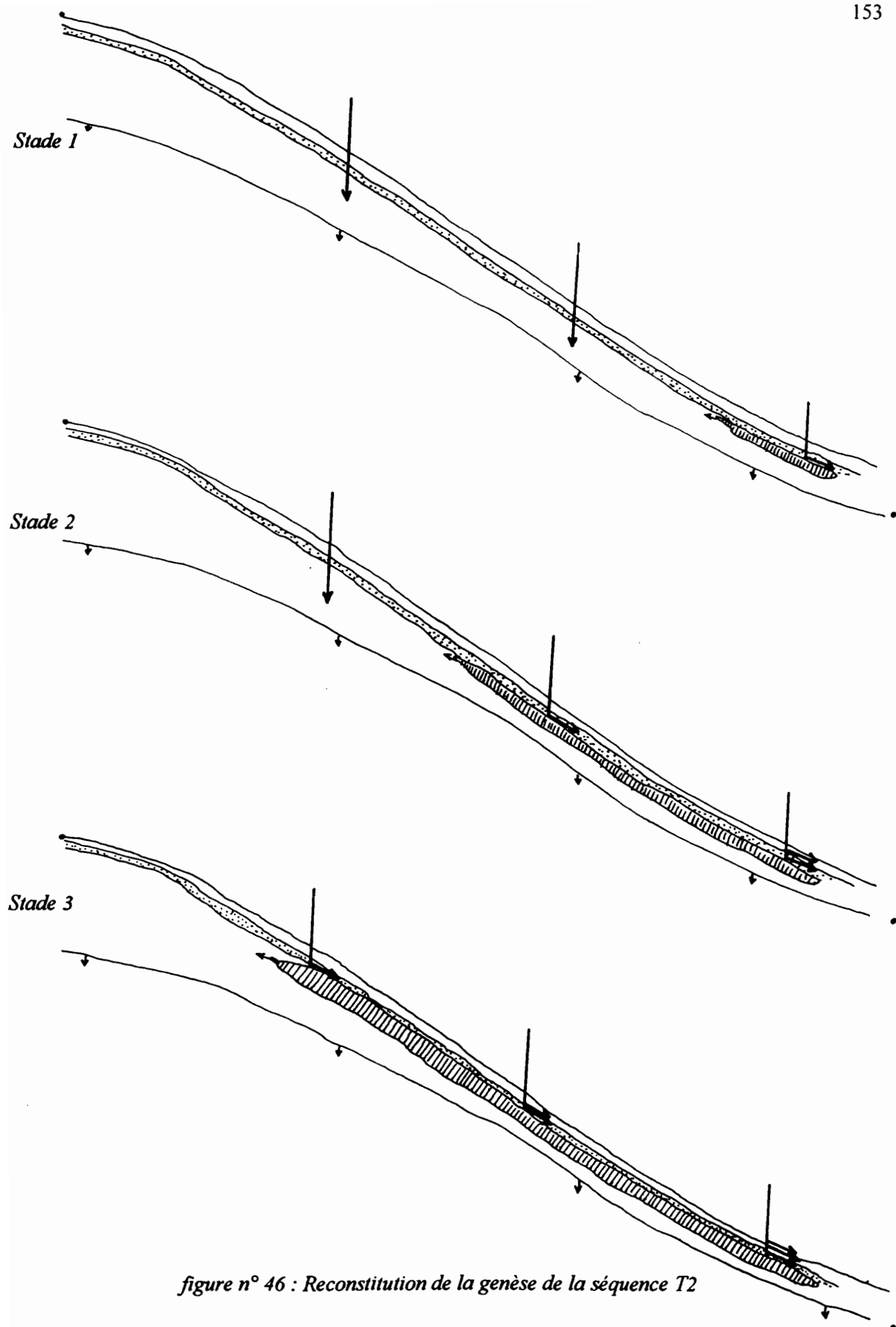
STADE 1 : le versant initial était probablement moins incliné comme en témoignent l'orientation des langues de l'altérite argilo-limoneuse sur la *figure n° 46*. Un sol probablement voisin de celui observé dans la partie amont s'y développe (horizons pédologiques restreints et altérite épaisse). La partie supérieure de l'altérite à structure conservée subit une ferruginisation qui protège des blocs d'altérites face au développement du latosol peu épais. Un ralentissement du drainage, pouvant être créé par une nappe aval, un bloc, un volume de l'altérite à faciès minéralogique différent... initie le développement d'une langue de l'altérite argilo-limoneuse, aux dépens de l'altérite sableuse. Cette langue provoque elle-même un ralentissement du drainage. Elle s'auto-entretient et remonte progressivement le versant. La partie du versant occupée par la langue connaît un drainage latéral et sub-superficiel au sein de l'horizon microagrégé. Pendant ce temps, la base de la saprolite descend lentement ;

STADE 2 : la langue progresse et la surface drainée par cet horizon augmente. L'eau qui tombe sur cette surface est canalisée par le matériel peu perméable et migre vers l'aval en fonction de l'inclinaison du toit de la langue. Ce phénomène provoque une surcharge à l'aval du versant d'autant plus forte que :

- 1) - la migroagrégation est forte (réservoir important) ;
- 2) - la surface drainée est grande ;

STADE 3 : la surface drainée par la langue augmentant, la surcharge pondérale augmente également et devient critique. Le front d'altération descend lentement.

STADE 4 : une pluie exceptionnelle génère une surcharge aval suffisante pour provoquer un glissement de terrain. Ce mouvement de masse est probablement similaire à celui observé à l'aval de T3 et T5. Il se déclenche au sein de l'altérite sableuse, constituée principalement de boxworks gibbsitiques, dépourvue d'argile à feuillets, ce qui peut lui conférer une certaine fragilité,



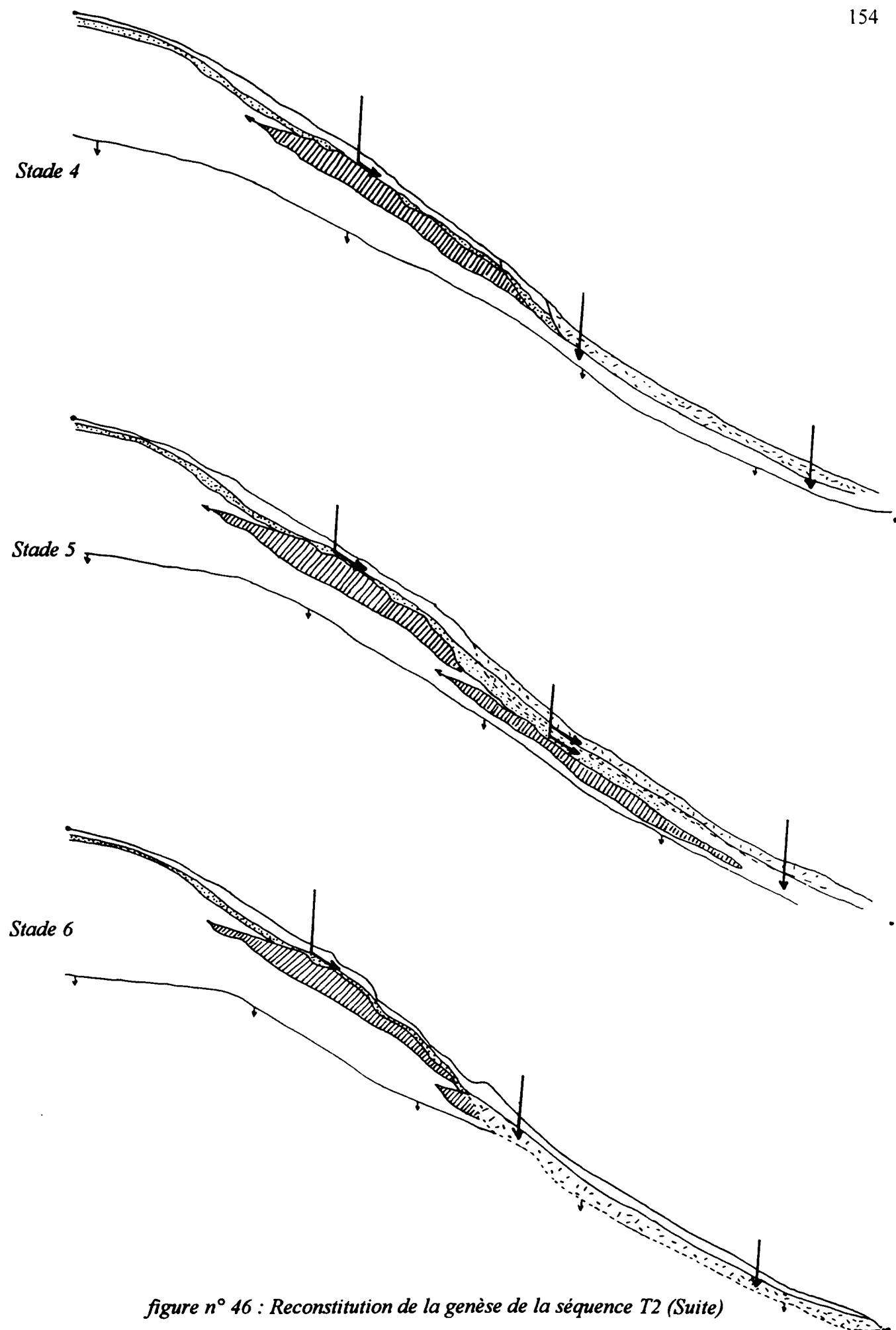


figure n° 46 : Reconstitution de la genèse de la séquence T2 (Suite)

notamment une faible résistance au cisaillement. Le versant plus abrupt se rééquilibre; les horizons de surface se reforment dans les colluvions.

STADE 5 : Sous le matériau colluvionné, au sein de l'altérite sableuse, une seconde langue apparaît et évolue toujours en remontant parallèlement à la pente. Lorsqu'elle passe sous la première, la surface drainée devient subitement très forte, la quantité d'eau drainée par la première langue se déversant sur la seconde.

STADE 6 : Lors d'une pluie exceptionnelle, la surcharge pondérale provoquée par la canalisation de l'eau vers l'aval provoque une nouvelle rupture : elle recoupe l'ensemble et le matériau est remanié jusqu'à la roche dure à faible profondeur en raison de la lenteur de descente du front d'altération. A ce stade d'évolution, on retrouve la séquence T2.

Ce schéma de reconstitution permet d'expliquer l'ensemble de l'organisation de la séquence T2, en accord avec l'organisation des autres séquences, notamment :

- des matériaux en place à l'amont et des colluvions à l'aval ;
- une altérite épaisse à l'amont et quasi absente à l'aval ;
- un versant à forte déclivité par départ préférentiel des matériaux en bas de séquence, là où se localise la surcharge pondérale ;
- une légère superposition de deux langues de l'altérite argilo-limoneuse moins inclinées que la topographie.

Ce schéma de formation fait intervenir deux glissements de terrain ; c'est une possibilité mais les deux glissements de terrain ne sont pas nécessaires pour expliquer la superposition des langues argilo-limoneuses. Une telle superposition s'observe en effet à la jonction entre la ligne de crête et le versant sur la séquence T3 sans que le matériel ne soit remanié à ce niveau sur cette séquence.

La loupe de glissement observée au raccord des deux systèmes sur la séquence T2 peut intervenir pour rééquilibrer la topographie après le dernier mouvement de masse. La présence de ce petit mouvement superficiel peut être interprétée comme une formation cicatricielle.

B. LE ROLE DE L'EAU DANS LES MOUVEMENTS DE MASSE

Dans l'étude des mouvements de masse, l'eau est généralement considérée comme un agent venant modifier les propriétés physiques de résistance des matériaux. Ainsi, DE PLOEY et ses collaborateurs (1978) ont étudié d'emblée le rôle de la teneur en eau sur la valeur de l'angle de frottement interne ϕ' des limons argileux, qui caractérisent le bas des pentes colluviales, dans la région de *Campos de Jordão (Serra da Mantiqueira - SP)*. Ils ont déterminé, à partir de mesures de

terrain à l'aide d'un appareil SHEAGRAPH portable, complétées par des mesures au laboratoire, une épaisseur critique à la rupture des altérites de l'ordre de 8 mètres.

Sur le site de *Caraguatatuba (Serra do Mar - SP)*, ces mêmes auteurs ont abouti à la conclusion qu'il y avait probablement une nappe d'eau suspendue dans des niveaux prédestinés aux cisaillements, ceci à partir des observations de CRUZ (1974). Selon DE PLOEY *et al.* (1978), l'angle de frottement interne ϕ' diminue (et donc le risque augmente) linéairement en fonction de la fraction saf définie par :

$$\text{saf} = (\text{limons} + \text{argile} + \text{Fer})$$

La relation linéaire est :

$$\phi' = - 41 \text{ saf} + 45$$

L'analyse réalisé à *Cunha* montre l'existence de ces niveaux à circulation préférentielle et leur organisation sur le versant, au sein des toposéquences de sol. Il s'agit des niveaux microagrégés surmontant les altérites argilo-limoneuses peu perméables. Ces organisations se répètent et ne sont pas du tout exceptionnelles.

L'étude de l'organisation générale de la couverture pédologique peut montrer que l'eau est susceptible d'intervenir non seulement sur les propriétés intrinsèques des matériaux, mais aussi en créant une surcharge pondérale à l'aval des versants. Cette surcharge pondérale, dont le rôle a déjà été signalé par MOEYERSONS (1989-90) au Rwanda, peut être estimée dans notre cas en fonction de l'épaisseur de l'horizon micro-agrégé et en fonction de sa porosité: par exemple, pour une épaisseur de 50 cm et une porosité de 65 %, cette surcharge pondérale due à l'eau emmagasinée est de l'ordre de 325 Kg/m².

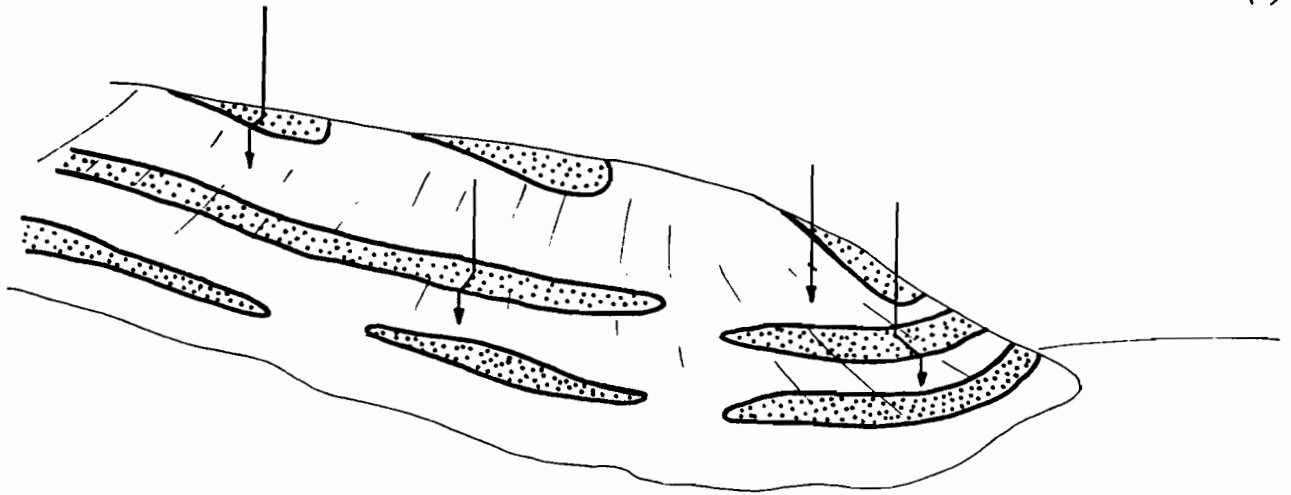
Les toposéquences T3 et T5 montrent que c'est l'altérite sableuse qui subit le cisaillement et non l'altérite argilo-limoneuse. Cette observation est en contradiction avec les résultats des mesures isolées réalisées par DE PLOEY *et al.* (1978) et à la relation qu'ils ont établie.

Cruz (1974) signale l'occurrence de divers types de mouvements de masses différant par leur plus ou moins grande profondeur. La saturation en eau de l'horizon micro-agrégé peut diminuer sa résistance au cisaillement et favoriser les petits mouvements de masse superficiels qui interviennent pour rééquilibrer la topographie du versant. Les nombreuses marches d'escalier cartographiées sur la *figure n° 45* au raccord entre les systèmes amont/aval témoignent de cette remise à l'équilibre.

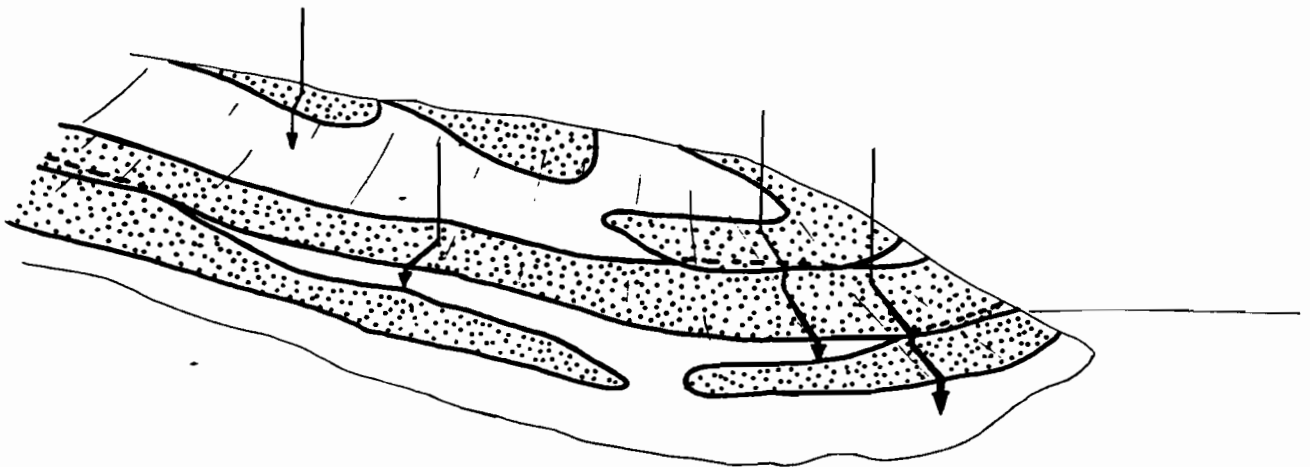
C. ETABLISSEMENT DE CRITERES ET DE CARTE DE RISQUE DE MOUVEMENT DE MASSE

Une rapide prospection sur les bassins versant environnants (à environ 20 km du site de Cunha) nous a montré que l'organisation pédologique se répète et qu'elle est représentative au moins

(a)



(b)



(c)

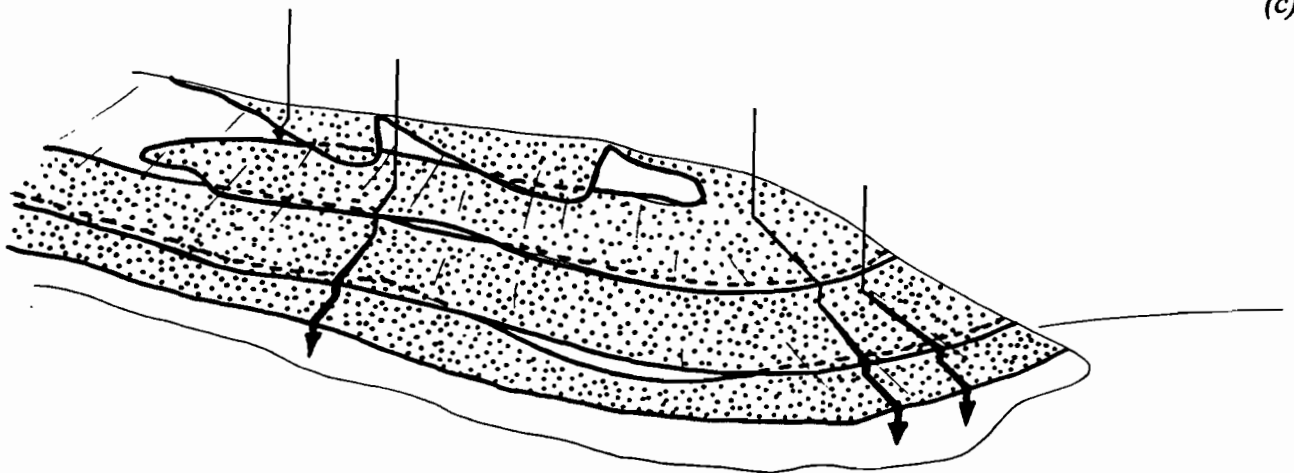


figure n° 47 : Evolution de la surcharge pondérale due au drainage latéral et donc du risque de mouvement de masse en fonction du développement de la couverture pédologique. a - risque faible, b - risque moyen et local, c - risque fort et généralisé.

d'une petite région (rayon d'au moins 30 km). Quelques sondages ont en effet permis de repérer la présence des horizons microagrégés surmontant les altérites argilo-limoneuses violacées.

En fonction des résultats qu'apporte l'étude des organisations pédologiques de versant, l'hypothèse de contribution de ces organisations au modelé de versant par le biais de mouvements de masse doit être retenue. Aussi, peut-on proposer quelques critères de risques, principalement la nature des altérites et l'architecture des langues argilo-limoneuses violacées.

1 - Nature des altérites

Les altérites profondes reconnues sur le site de Cunha présentent la particularité d'être essentiellement gibbsitiques, avec une architecture fine en boxwork respectant les plans de clivage des minéraux primaires. Leur nature sableuse et l'absence d'argiles à feuillets peuvent leur conférer des propriétés physiques particulières comme une faible résistance au cisaillement (VARGAS, 1977). La recherche de la nature des altérites sur les sites où l'on souhaite apprécier les risques de mouvement de masse peut fournir une première indication.

2 - les langues argilo-limoneuses

Les langues argilo-limoneuses correspondent à la formation pédologique "clef" en fonction des observations réalisées à *Cunha*. La surface intéressée par le drainage latéral et sub-superficiel augmente en fonction de la taille et de la superposition des langues. La surcharge pondérale potentielle provoquée par la formation d'une nappe au dessus des langues dépend de cette surface drainée. L'épaisseur de l'horizon micro-agrégé situé au dessus intervient également et commande la taille du réservoir d'eau. Le poids de l'eau emmagasinée peut être estimé en fonction de l'épaisseur, sachant que sa porosité est sensiblement constante et voisine de 65 %.

Tous ces résultats soulignent l'importance d'une prospection en continu de la couverture meuble avant l'ouverture de quelque ouvrage dans les zones à risques. Connaissant les principaux volumes pédologiques impliqués dans ce type de séquences, une reconnaissance du stade d'évolution de la couverture et donc de la circulation de l'eau et du risque de glissement peut être proposée rapidement.

Sur la figure n° 45 qui, encore une fois devra être confrontée aux observations de terrain, on constate qu'une partie du versant n'a pas subi de mouvements de masse, à l'entrée du bassin "D", entre les séquences T3 et T5. Or, cette partie de la séquence se caractérise par une organisation discontinue des altérites argilo-limoneuses qui ne se superposent pas sur le versant, et qui laissent ainsi quelques zones à drainage vertical. Il sera utile d'étudier la circulation de l'eau sur cette partie du versant afin de préciser si une surcharge pondérale aval est évitée par la présence de ces zones à drainage vertical.

Nous pouvons présenter trois stades d'évolution des couvertures pédologiques et les risques de glissements de terrain correspondant, dans un système pédologique similaire à celui rencontré à Cunha (*figure n° 47 a, b et c*).

Dans un premier cas (*figure n° 47a*), bien que le système pédologique soit identique à celui identifié à Cunha, les langues de l'altérite argilo-limoneuse ne se chevauchent pas. Il y a alternance de zones à drainage vertical et de zones à drainage latéral et sub-superficiel sur le versant. Le risque de glissement est faible.

Dans le second cas (*figure n° 47b*), les langues de l'altérite argilo-limoneuses sont plus développées et une superposition de ces langues peut être observée sur le versant. La surface intéressée par le drainage latéral et sub-superficiel augmente considérablement et il y a un risque de glissement local créé par une surcharge pondérale à l'aval du versant.

Dans un troisième cas (*figure n° 47c*), le recouvrement des langues de l'altérite argilo-limoneuse violacée est total sur le versant et quasi total sur la ligne de crête. La surface à drainage latéral et sub-superficiel ainsi que la surcharge à l'aval des versants sont très grandes. Le risque de glissement est très fort.

D - CONCLUSION

L'étude de l'organisation des séquences de sol apparaît comme un préalable indispensable à l'établissement des cartes de risques sur quelque site que ce soit. La connaissance des organisations permet de raisonner sur l'histoire de la séquence et son fonctionnement actuel. Cette nécessité a déjà été mentionnée par VILLAIN (1984) qui souligne l'importance de la connaissance des agencements entre les différents matériaux pour comprendre la stabilité des versants et des talus de route.

La connaissance des organisations apparaît également indispensable pour mettre en place un suivi hydrologique (localisation des tensiomètres, piézomètres...) pour une étude plus quantitative de la circulation de l'eau, dans le cadre d'une approche dynamique.

Enfin, connaissant l'organisation et l'agencement des volumes, il est possible de localiser avec précision l'endroit propice à l'installation des drains nécessaires pour limiter la surcharge pondérale sur l'aval des versants et les risques de mouvements de masse. Il est clair que dans notre cas les drains devraient être positionnées au contact entre l'horizon microagrégé et l'altérite argilo-limoneuse violacée.

CONCLUSION GENERALE

La *Serra do Mar* est régulièrement le siège de glissements de terrains qui peuvent être catastrophiques. Plusieurs études ont déjà été menées dans cette région pour tenter de comprendre et de prévoir ces phénomènes, d'établir une relation avec des facteurs géologiques, climatiques pédologiques... Ainsi, BIGARELLA et MOUSINHO (1965), FELICISSIMO JUNIOR (1967), CRUZ (1974), GUIDICINI et NIEBLE (1976), GUIDICINI et IWASA (1976), entre autres, ont montré certaines corrélations intéressantes entre les glissements de terrain et la roche-mère, la pente, la pluviosité, etc. On a cependant souligné au début de ce travail, que le sol, principal intéressé par les mouvements de masse, a rarement été "fouillé". Les études de la couverture meuble se sont en effet contentées soit de mesures isolées (DE PLOEY *et al.*, 1978; DE PLOEY et CRUZ, 1979; MODENESI, 1988; FERNANDES *et al.*, 1994) ciblées sur les caractéristiques physiques des matériaux, soit de mesures d'entrées/sorties de l'eau au sein de la couverture pédologique à l'échelle du versant (CRUZ, 1982; FURIAN, 1987), le sol étant considéré comme une "boîte noire". Pour cette raison, une observation prenant en compte la couverture pédologique, son organisation en continu, à différentes échelles, reliée avec la circulation de l'eau sur les versants, a été tentée.

La couverture pédologique sur le versant du bassin "D".

La couverture pédologique, est une couverture de type latosolique peu épaisse développée sur des altérites épaisses, essentiellement gibbsitiques.

A l'amont des séquences, la disparition très progressive de la structure de la roche, qui peut se reconnaître pratiquement jusqu'en surface à l'échelle microscopique du fait de l'alignement des filonets gibbsitiques, l'absence de discordance dans la succession verticale des horizons, permet de souligner que le matériau est *in situ*.

Le système amont des séquences de sol étudiées se caractérise principalement par le développement latéral, aux dépens d'une altérite sableuse rouge-violacée gibbsitique, d'un horizon de nature kaolinique, dans lequel la structure de la roche peut être encore reconnue localement, et que nous avons nommé altérite argilo-limoneuse violacée.

Cette seconde altérite est surmontée d'un horizon microagréé et d'un horizon à blocs dont la matrice entre les blocs est également microagréée. L'architecture de la roche peut être reconnue au sein des blocs et ceux-ci présentent tous la même orientation, concordante avec celle de la roche mère. Cette observation permet également de souligner le caractère *in situ* du sol dans le système amont.

Ces résultats sont en contradiction avec de nombreux travaux réalisés dans la *Serra do Mar* qui signalent la présence d'un matériau colluvionné sur l'ensemble des versants, se fondant principalement sur la couleur différenciée de certains niveaux pédologiques (jaune-rouge). Les observations macro- et microscopiques effectuées au cours de ce travail, nous permettent de

suggérer une révision de ces travaux (BIGARELLA et MOUSINHO, 1965; CRUZ, 1974; FERNANDES *et al.*, 1994).

De surcroît, la séquence de sol observée à Cunha ne comporte aucune trace de bouleversement climatique et rejoint ainsi les travaux de COLTRINARI (1993). Seule la ferruginisation des blocs de l'amont qui apparaît antérieure au développement du latosol, pourrait exprimer une période légèrement plus sèche, ou simplement une accentuation de la saison sèche (juillet août) durant le quaternaire.

Ce système amont de sol est fréquemment recoupé (et non recouvert) à différents niveaux du versant (*figure n° 10, 42, 43, 44*) par un système de sol que nous avons nommé système aval, dont le matériau résulte d'un mouvement de masse. Ceci est attesté par un mélange de matériaux dont les constituants, à des états d'altération très variables, résultent d'histoires très différentes (dans le fond matriciel, reliques gibbsitiques à côté de hornblendes vertes, de feldspaths sains...). L'analyse microscopique des horizons de l'ensemble supérieur, identifiés à la fois à l'amont et à l'aval de la séquence, a montré une différence minéralogique amont/aval malgré une même structure macroscopique. Cette observation souligne la puissance d'homogénéisation probablement biologique des horizons de surface.

L'agencement entre ces deux systèmes permet d'établir que le système aval est postérieur au système amont. Le fait que le système amont soit recoupé et non recouvert par les matériaux du système aval permet d'établir que ce système amont représente le type d'organisation pédologique qui subit les mouvements de masse et que le matériau du système aval est le matériau résultant.

Les analyses classiques réalisées sur la séquence T2 corroborent la séparation en deux systèmes établie à partir de l'étude, à différentes échelles, de la couverture meuble.

Le fonctionnement hydrique sur la séquence a été approché par le biais de l'étude de la porosité. L'étude de la porosité totale des horizons souligne que cette approche est insuffisante pour cerner le fonctionnement hydrique. La taille des pores et leur connexité ont été étudiées par porosimétrie au mercure et analyse d'images. Cette étude a permis une caractérisation fine des principaux volumes pédologiques. En outre, elle a permis d'établir deux origines distinctes de la microaggrégation, l'une issue du démantèlement de la structure en boxwork de l'altérite sableuse gibbsitique, l'autre issue de remaniements par la faune du sol.

Le couplage des résultats concernant la porosité avec l'étude du comportement de l'eau dans le sol à partir des courbes de rétention et de retrait a permis d'aboutir à un schéma cohérent, en accord avec les observations de terrain faites lors de la prospection (présence localement d'eau libre, de matériau très humide...)

L'altérite argilo-limoneuse violacée, relativement peu perméable, saturée à faible pF (2), provoque un drainage latéral et sub-superficiel au sein des horizons microaggrégés qui la surmontent, caractérisés au contraire par une très forte porosité interconnectée. En fonction de l'inclinaison du

toit de l'altérite argilo-limoneuse violacée, l'eau s'écoule en sub-surface vers l'aval du versant. En l'absence d'altérite argilo-limoneuse, le drainage est essentiellement vertical.

L'importante porosité du niveau microagrégé qui surmonte l'altérite argilo-limoneuse violacée, est susceptible de se remplir d'eau de manière fugace lors des fortes averses. Le drainage latéral vers l'aval du versant crée alors une surcharge pondérale pouvant atteindre des valeurs élevées, estimées en fonction de l'épaisseur de l'horizon microagrégé et de sa porosité à environ 300 Kg/m². La surcharge pondérale doit se produire de manière fugace après les fortes pluies de saison pluvieuse.

Les langues de l'altérite argilo-limoneuse violacée, présentant un développement latéral et remontant sur les séquences, la surface intéressée par le drainage latéral et sub-superficiel augmente parallèlement. Ceci s'accompagne d'une augmentation de la surcharge pondérale à l'aval des versants.

Toutes ces données recoupent parfaitement les données de la littérature qui soulignent que les mouvements de masse ont lieu principalement dans la partie aval des versants, et à la fin de la saison pluvieuse. Elles permettent ainsi d'établir que ***l'organisation de la couverture pédologique contribue à la morphogenèse de versant par le biais de glissements de terrain.***

Quelques observations rapides sur des sites voisins (Bassin C) nous ont indiqué que cette organisation pédologique est représentative au moins de la région dans un rayon d'une trentaine de kilomètres, éventuellement plus. Le schéma d'évolution de la couverture pédologique et de la morphogenèse des versants permet d'expliquer l'organisation générale des sols sur le versant, les pentes convexo-concaves et la bonne corrélation entre pluviosité et mouvements de masse.

Se fondant sur ces résultats, les critères de risques de glissement et de fragilité des couvertures pédologiques peuvent être résumés :

La nature des altérites. La couverture pédologique observée sur le site de Cunha repose sur des altérites gibbsitiques épaisses. Il est envisageable que la nature sableuse de ces altérites, la quasi absence d'argiles à feuillets telles que la kaolinite, puissent procurer à la couverture meuble des caractéristiques physico-hydriques (résistance au cisaillement) particulières. Ce point n'a pas été vérifié dans ce travail, mais il serait nécessaire de comparer ces caractéristiques avec celles d'une altérite plus riche en kaolinite observable dans la région. DE PLOEY *et al.* (1978) ont effectué plusieurs mesures de résistance au cisaillement sur les matériaux de l'aval des versants de la *Serra do Mar*, mais l'absence de référence entre les mesures et les volumes pédologiques dans l'organisation générale des toposéquences de sol ne permet pas de faire le lien avec notre travail.

L'étude fine de l'organisation des toposéquences de sol et la connaissance de l'hydrologie des versants doit au moins servir de repère de base pour localiser les mesures de résistance au cisaillement, comme l'ont signalé DE PLOEY *et al.* (1978) en conclusion à leur travail.

L'organisation en langues de l'altérite argilo-limoneuse violacée. Ces volumes sont responsables du drainage latéral sur les versants. Lorsqu'ils sont espacés, alternent des zones à drainage latéral et des zones à drainage vertical. La surcharge pondérale aval peut être évitée. En revanche, en cas de continuité ou de superposition, la langue de l'amont déversant sa charge d'eau sur la langue de l'aval, les risques de mouvement de masse sont maximum.

Des volumes pédologiques en langue ou en lentille, créant un drainage latéral, concordant avec la topographie des versants, ont déjà été signalés au Sud-Est du Brésil notamment à *Marília*-SP (CASTRO, 1989, QUEIROZ NETO et PELLERIN, 1992 et 1993) à *Baurú*-SP (SANTOS *et al.*, 1992, SALOMÃO, 1994) à *Umuarama*-PA (CUNHA *et al.*, 1994). Ces volumes présentent toujours des caractéristiques propres en fonction des sites. A *Cunha*, aucune trace d'illuviation n'a été observée et le front de progression de la langue se caractérise par une dissolution des quartz et de la gibbsite ce qui fournit le matériel nécessaire à la formation de la kaolinite juste en aval, créant l'altérite argilo-limoneuse violacée. Le pourquoi de la progression des langues vers l'amont des versants, de la forme de ces volumes, de leur discontinuité, voire même de leur superposition reste problématique.

Une hypothèse faisant intervenir plusieurs mouvements de masse pour la genèse morphologique des versants a été proposée (*figure n° 46*) et peut expliquer la superposition des altérites argilo-limoneuses sur le versant. En revanche, ce schéma est difficilement applicable pour expliquer la superposition de ces volumes à la jonction "ligne de crête/versant".

L'hypothèse d'intervention d'une nappe dans un schéma d'évolution similaire à celui présenté par BOULET (1978) à *Garango*, en Haute Volta (Burkina Faso) est également à exclure à *Cunha*.

En revanche, il est clair que dans ce cadre d'évolution, la forêt et toute la vie dans le sol qui l'accompagne ont été écartées. Nous avons souligné que certaines conditions créées par les organismes du sol peuvent expliquer un remplacement de la gibbsite par la kaolinite dans les horizons bioturbés. On peut ainsi expliquer la nature kaolinique des horizons superficiels par action directe de la faune du sol.

Nous avons avancé également l'hypothèse d'une contribution indirecte par percolation de solutions riches en certains acides organiques, et qui pourraient déstabiliser la gibbsite dans la partie supérieure de l'altérite sableuse.

Tout ceci mériterait un travail spécifique qui devra s'appuyer sur l'organisation de la couverture pédologique.

Le site étudié est sur un domaine à versants abrupts convexo-concaves, comme nous l'avons décrit. Cette zone est à proximité d'une autre zone qui se caractérise au contraire par un relief convexe typique en demi-orange. La comparaison de la nature des altérites sur les deux sites (gibbsitique/kaolinique) et de l'organisation de la couverture pédologique sur chacun des versants apporterait certainement des renseignements précieux.

L'interaction entre l'évolution des couvertures pédologiques et la morphogenèse de versants a déjà été signalée par différentes études. Le mécanisme est variable :

- BOULET (1978) a observé en Haute Volta (Burkina Faso) que l'effondrement de la micro falaise de l'horizon A des solonetz contribuait à un aplanissement remontant des glacis sahéliens. Un mécanisme similaire a été décrit par BARBIERO (1994) au Niger ;

- En Casamance, CHAUVEL (1977) a observé que la transformation de sols rouges microagregés en sols beiges provoque un affaissement du centre des plateaux, la propagation étant centrifuge, du coeur vers la bordure des plateaux. Le mécanisme initial est une réorganisation interne des particules du sol suite à l'affaissement de la structure microagregée, un transfert de matière sous la forme dissoute et particulaire, des transformations sur place avec perte de volume. L'érosion en nappe intervient alors sur les sols beiges.

- en Guyane française, le rapprochement, de la surface, des altérites peu poreuses provoque un basculement du drainage qui passe de vertical à l'amont à latéral et superficiel à l'aval des versants. Ce basculement de drainage s'accompagne d'une augmentation de l'érosion qui peut être multipliée par 7 (BOULET *et al.*, 1993). Cette érosion modèle alors la forme du versant. Les séquences continuent alors d'évoluer par de nouvelles transformations et une érosion géochimique (FRITSCH, 1984)

- en Amazonie, LUCAS (1989) signale un abaissement moyen des paysages d'une vingtaine de mètres et le remplacement d'un modelé de plateau par un modelé de basses collines. L'évolution se fait par exportation latérale des solutions d'altération suite à l'installation d'un régime éluvial sur les versants;.

- dans le bassin de Taubaté-SP, au sud-est du Brésil, FILIZOLA (1993) a montré que le réseau de drainage s'initie dans des dépressions fermées dont l'évolution est essentiellement géochimique. Ces dépression fermées sont alignées et se localisent sur des points de croisement de failles. L'efficacité de cette évolution a été quantifiée (FILIZOLA et BOULET, 1993) et apparaît comparable à celle de l'évolution par érosion mécanique superficielle.

- à Baurú-SP, SALOMAO (1994) a montré que les systèmes de transformation au sein de la couverture pédologique interviennent par le biais de l'action combinée des eaux superficielles et sub-superficielles générant des ravines d'érosion linéaires (*Boçorocas*).

L'interaction pédogenèse/morphogenèse est aujourd'hui largement reconnue. Les mécanismes mis en jeux peuvent être l'érosion en masse (Haute Volta, Niger), la réorganisation

interne au sein du sol (Casamance), l'érosion en nappe (Guyane française, Casamance), l'érosion géochimique (Amazonie, Guyane française, Taubaté), l'érosion linéaire (Baurú).

L'étude réalisée à *Cunha* s'intègre dans cette liste (non exhaustive) avec la mise en évidence d'une interaction pédogenèse/morphogenèse par glissements de terrain.

Cette recherche souligne l'importance des études en continu de l'organisation des matériaux de versants, de l'échelle macroscopique à celle des agrégats (des mottes), jusqu'à l'échelle microscopique ; (i) pour la compréhension des mécanismes des mouvements de masse, (ii) pour le contrôle de ces phénomènes, (iii) pour la confection des cartes de risques. La méthode choisie pour réaliser ce travail s'avère être une contribution importante aux études de mouvements de masse dans la *Serra do Mar* et sur le Plateau Atlantique.

BIBLIOGRAPHIE

AB'SABER A., 1956 - Etat actuel des connaissances sur les niveaux d'érosion et les surfaces d'aplanissement au Brésil - Premier Rapport de la Commission pour l'Etude et la Correlation des Niveaux d'Erosion et des Surfaces d'Aplanissement Autour de l'Atlantique. UGI, 18ème Congrès International de Géographie, Rio de Janeiro, Vol.V et VI: 7-27.

AB'SABER A., 1966 - O dominio dos "mares de morros" no Brasil. *Rev. Geografia e Geologia* n° 2, USP, Inst.de Geografia, 7p.

AB'SABER A., 1975 - Formas do Relevo, Projeto Brasileiro Para Ensino de Geografia. Ed.EDART, Sao Paulo, 80p.

ALMEIDA, F. F. M., 1981 - Mapa Geologico do Estado de Sao Paulo. IPT, Div. de Min. e Geol. Aplicada, *Monografias* n° 6, Vol.II, Sao Paulo.

AVENARD J.M., 1962 - La solifluxion: quelques méthodes de mécaniques des sols appliquées au problème géomorphologique des versants. *Travaux du lab. géog. phys.*, Centre de géog. Ap. Univ. Strasbourg, vol.1, Paris, Centre de documentation universitaire.

AVENARD J.M., 1989/90 - Sensibilité aux mouvements de masse (Solifluxion). *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, vol XXV, n° 1 et 2: 119 - 129.

AZZAOUI M., 1988 - Comportement et organisation de matériaux argileux soumis à des contraintes hydriques et mécaniques: rôle des différents types de forces d'hydratation. Th. Doc. Univ. Paris VI.

BARBIERO L., 1994 - Les sols alcalinisés sur socle dans la vallée du fleuve Niger : origines de l'alcalinisation et évolution des sols sous irrigation. *Thèse Doct.* ENSA-Rennes, 209 p.

BERTOLDO DE OLIVEIRA, J., JACOMINE, P. K. T. e CAMARGO, M. N., 1992 - Classes gerais de solos do Brasil: Guia auxiliar para seu reconhecimento. UNESP *campus de Jaboticabal*, FUNEP, Sao Paulo, 201p.

BIGARELLA J.J., MOUSINHO M. R., e SILVA J. X., 1965 - Considerações a respeito da evolução das vertentes. *Bol. Paranaense de Geografia* n° 16 e 17 : 85-116.

BLANCHART E., 1990 - Rôle des vers de terre dans la formation et la conservation de la structure des sols de la savanne de lamto (Côte d'Ivoire). Th. Doc. Univ. Rennes I, 263 p.

BONIFAS M., 1959 - Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. *Mémoires ORSTOM* n° 17, 159 p.

BOULANGE B., 1984 - Les formations bauxitiques latéritiques de Côte-D'Ivoire. *Travaux et Documents ORSTOM* n° 175, 362 p.

BOULET R., 1978 - Toposéquences des sols tropicaux en Haute-Volta: Equilibre et Déséquilibre Pédobioclimatique. *Mémoires ORSTOM* n° 85, 267 p.

BOULET R., CHAUVEL A., HUMBEL F.X. et LUCAS Y., 1982 - Analyse structurale et cartographie en pédologie (I) - Les études de toposéquences et principaux apports à la connaissance des sols. *Cah. ORSTOM, ser. pédol.* vol. XIX n° 4, 309-321.

BOULET R., CHAUVEL A., HUMBEL F.X. et LUCAS Y., 1982 - Analyse structurale et cartographie en pédologie (II) - Une méthode d'analyse prenant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologiques. *Cah. ORSTOM, ser. pédol.* vol. XIX n° 4, 323-339.

BOULET R., CHAUVEL A., HUMBEL F.X. et LUCAS Y., 1982 - Analyse structurale et cartographie en pédologie (III) - Passage de la phase analytique à une cartographie générale synthétique. *Cah. ORSTOM, ser. pédol.* vol. XIX n° 4, 341-351.

BOULET R., GODON P., LUCAS Y. et WOROU S., 1984/85 - Analyse structurale de la couverture pédologique et expérimentations agronomiques en Guyane Française. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XXI, n° 1 : 21-31

BOULET R., LUCAS Y., FRITSCH E. et PAQUET H., 1993 - Géochimie des paysages: le rôle des couvertures pédologiques *Coll. Séd. et géoch. de la surface* à la mémoire de G. MILLOT, Acad. des Sci., PARIS, 55 - 76.

BOURGEAT F., 1972 - Sols sur socle ancien à Madagascar: types de différenciation et interprétation chronologique au cours de quaternaire. *Mémoires ORSTOM* n° 57, 335 p.

BRASIL, 1983 - Levantamento dos Recursos Naturais, Ministério das Minas e Energia, *Projeto RADAMBRASIL*, v.32 Folhas SE 23/24: (a) de geologia, (b) de solos e (c) de geomorfologia, Rio de Janeiro, 780p.

BRUAND A., 1985 - Contribution à l'étude de la dynamique de l'organisation de matériaux gonflants. Application à un matériau provenant d'un sol argilo-limoneux de l'Auxerrois. *Th. 3^o cycle*, Univ. Paris VII, 226 p.

BRUAND A. et PROST R., 1987 - Effect of water content on the fabric of a soil material : an experimental approach. *Journal of Soil Science*, 38, 461-472.

BRUAND A. et TESSIER D., 1987 - Etude de l'organisation d'un matériau argileux en microscopie: modifications intervenant lors de la déshydratation. *Micromorphologie des sols/Soil Micromorphology*. FEODOROFF N., BRESSON L.M. et COURTY M.A. (Eds) AFES., Plaisir, France. 31-36

CAILLERE S.; HENIN S. et RAUTUREAU M., 1982 - Minéralogie des argiles: (I) - Structure et Propriétés Physico-Chimiques, 184p. (II) - Classification et Nomenclature, 189p. *Actualités Scientifiques et Agronomiques de L'INRA* n^{os} 8 et 9; 2^e édition, Masson, Paris.

CALLOT G., CHAUVEL A., ARVIEU J.C. et CHAMAYOU H., 1991 - Mise en évidence de kaolinite et de silice dans les structures cellulaires de l'épiderme et du cortex de racines de palmier en forêt d'Amazonie. *Bull. Soc. Bot. Fr.*

CAMBIER P. et PROST R., 1981 - Etude des association argiles-oxydes - Organisation des constituant d'un matériau ferrallitique. *Agronomie*, 1(9), 713-722.

CARNEIRO C. D. R. et PONÇANO W. L., 1981 - As unidades geológicas do Estado de São Paulo. *Monografias* n^o 6, IPT - Div. de Min. e Geologia Aplicada, Sao Paulo, Vol.1: 4-11.

CARVALHO A. W., PANOSO L. A., PFEIFER R. M. et ROSSI M., 1990 - Levantamento de reconhecimento detalhado dos solos do Parque Estadual da Serra do Mar - Nucleo Cunha, SP (Bacia D). *Rev.Inst.Flor. Sao Paulo*, 2 (2): 127-155.

CASTRO S. S., 1990 - Sistemas de transformação pedológica em Marília, SP : B latossólicos e B texturais. *Tese Doutorado DG/FFLCH/USP*, SP

CHAUVEL A., 1977 - Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées : évolution et réorganisation des sols rouges de moyenne Casamance (Sénégal). *Travaux et Documents ORSTOM* n° 62, 532 p.

CHORLEY R.J. et KENNEDY B.A., 1971 - Physical Geography - A System Approach. *Prentice Hall int. Inc.* London, 370 p.

CHORLEY R.J. et HAGGET P., 1975 - Modelos físicos e de informação em geografia. USP Edt, *Livros técnicos e Científicos*, R.J., 260 p.

CHRETIEN J., 1986 - Rôle du squelette dans l'organisation des sols. conséquences sur les caractéristiques de l'espace poral des sols sur arène et sur terrasse fluviales. *Th. Doc. Univ. Dijon*, 412 p.

CICCO V., ARCOVA F. C. S., SHIMOMICHI P. Y. et FUJIEDA M., 1986 - Interceptação das chuvas por floresta natural secundaria de Mata Atlântica - SP. *Rev. Silvicultura Sao Paulo*, 20 (22): 25-30.

CICCO V., EMMERICH W. et FUJIEDA M., 1987 - Determinação da curva-chave do vertedouro da bacia experimental "D" no Parque Estadual da Serra do Mar-Núcleo Cunha/SP. *Bol. Téc. do Inst. Florestal Sao Paulo*, 42(1): 79-96.

CICCO V., ARCOVA, F. C. S., et SHIMOMICHI P. Y., 1989 - Estimativa da evapotranspiração em bacia hidrografica com floresta natural secundaria de Mata Atlântica-SP. *Rev. do Inst. Florestal Sao Paulo*, 1(2): 43-54.

CICCO V. et FUJIEDA M., 1992 - Pesquisa em manejo de bacias hidrograficas em Sao Paulo. *Anais do 2º Congresso Nacional sobre Essências Nativas*, Sao Paulo: 808-816

CLAISSE G., 1968 - Etude expérimentale de l'analyse aux trois acides: Comportement du quartz pour l'attaque triacide. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, vol. VI, n° 2, 130-149.

COLTRINARI L., 1993 - Global Quaternary changes in South America. *Global and Planetary Change*, 7 Amsterdam, p. 11-23.

COSTER M. et CHERMANT J. L., 1985 - Précis d'analyse d'images. CNRS, Paris.

CRUZ O., 1974 - A Serra do Mar e o litoral na área de Caraguatatuba. IG-USP, *Ser. Teses e Monografias* n° 11, 181 p.

CRUZ O., 1982 - Estudo de processos geomorfológicos do escoamento pluvial na área de Caraguatatuba/SP. *Tese de Liv. Docen. Geografia Física-USP*, SP, 151 p.

CRUZ O., 1985 - A geografia física, o geossistema, a paisagem e os estudos de processos geomórficos. *Bol. de Geog. Teorética*, 15(29-30) : 53-62

CUNHA J. E., 1994 - Estudo das correlações entre as propriedades pedológicas e geotécnicas do NO do estado do Paraná. *Res. e Com., IX Sem. Análise Estrutural da Cob. Pedológica*, Sorocaba/SP

CURMI P., 1988 - Structure, espace poral du sol et fonctionnement hydrique : Analyse de quelques cas concrets. *Science du Sol*, 26 (3) : 203-214.

DEJOU.J., GUYOT, J., et ROBERT M., 1977 - Évolution superficielle des roches cristallines et cristallophylliennes dans les régions tempérées. *Pub. INRA*, 464 p.

DELAUNE M., REIFFSTECK M. et FELLER C., 1991 - *Note technique*. L'analyse granulométrique de sols et sédiments à l'aide du microgranulomètre "Sedigraph 5000 ET". Comparaison avec la méthode "pipette Robinson". *Cah. ORSTOM, sér. pédol.*, vol. XXVI, n° 2, 183-189.

DELVIGNE J. 1965 - Pédogenèse en zone tropicale: la formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. *Mémoires ORSTOM* n° 13, 177p.

DE PLOEY J., CRUZ O. and MODENESI M. C., 1978 - Résistances au cisaillement et conditions de glissements de terrain à Caraguatatuba et à Campos do Jordão (Etat de São Paulo). *Coloquio Interdisciplinar Franco-brasileiro*, Vol. 1, Comunicações e Debates, USP-FFLCH, Depto de geografia, São Paulo, 393-401.

DE PLOEY J. et CRUZ O., 1979 - Landslides in the Serra do Mar, Brazil. *Catena* vol. 6, 111-122.

DE PLOEY J., 1981 - The ambivalent effects of some factors of erosion. *Mém. Inst. Géol. Univ. Lauvain*, t. XXXI, Belgique, 171-181.

DE PLOEY J., 1985 - O estudo de processos geomorfológicos e a interpretação dos depósitos Quaternários. *Rev. IG*, 6 (1 / 2) : 7-13, São Paulo.

DERBYSHIRE E., GREGORY K.J. et HAILS J.R., 1979 - Geomorphological process. *Dawson W. Press*, Folkenstone/Kent., 312 p.

DYLIK J., 1968 - The signifiante of the slope in geomorphology. *Bull. Soc. Sci. Let. Łódz*, Poland, vol XIX (3), 1-19.

ECEREX, 1983 - L'écosystème forestier guyanais, étude et mise en valeur. *Bull. Liaison du groupe de travail ECEREX. ORSTOM Cayenne*. vol. n° 1-2-3-4-5.

ESWARAN H. et DAUD N., 1980 - A scanning electron microscopy evaluation of the fabric and mineralogy of some soils from Malaysia. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 44 : 855-861.

FELICISSIMO JUNIOR J., 1967 - Wegener e a escarpa da Serra do Mar : intemperismo, deslizamento e erosão. *Rev. do IGG-SP*, n°24 : 1-10

FERNANDES A.J., 1991 - O Complexo Embu no leste do Estado de Sao Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamorfa. *Dissertação de Mestrado em Geoquímica e Geotectônica*, Instituto de Geociências USP, Sao Paulo.

FIES J.C., 1984 - Analyse de la répartition du volume des pores dans les assemblages argile-squelette : comparaisons entre un modèle d'espace poral textural et les données fournies par la porosimétrie au mercure. *Agronomie*, 4(9) : 891-899.

FILIZOLA H. F. et BOULET R., 1993 - Une évaluation de la vitesse de l'érosion géochimique à partir de l'étude de dépressions fermées sur roches sédimentaires quartzo-kaoliniques au Brésil. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 316, Sér. II : 693-700.

FILIZOLA H. F., 1993 - O papel da erosão geoquímica na evolução do modelado na bacia de Taubaté/SP. *Tese Doutorado FFLCU-DG/USP*, SP, vol. 1, 114p.

FITZPATRICK E. A., 1980 - The micromorphology of soils : a manual for the preparation and description of thin sections of soils. Department of Soil Science, University of Aberdeen.

FRITSCH E., 1984 - Les transformations d'une couverture ferrallitique : analyse minéralogique et structurale d'une toposéquence sur schiste en Guyane française. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Paris VII, 138p.

FRITSCH E.; BOCQUIER G.; BOULET R.; DOSSO M. et HUMBEL F. X., 1986 - Les systèmes transformants d'une couverture ferrallitique de Guyane française. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XXII, n° 4, : 361-395.

FURIAN S., 1987 - Estudo geomorfológico do escoamento superficial pluvial em parcelas experimentais no Parque Estadual da Serra do Mar Nucleo Cunha/SP: Um esboço metodológico. *Dissertação de mestrado Geografia Física*, Depto de Geografia da FFLCH USP, Sao Paulo, 187p.

FURIAN S. et PFEIFER R.M., 1986 - Levantamento de Reconhecimento do Meio Físico do Nucleo de Cunha-SP. *Bol. Téc. Inst. Flor. Sao Paulo*, 40 (2) : 183-193.

GRAS R., 1988 - Physique du sol pour l'aménagement. Masson Edt, Paris, 587 p.

GRIMALDI M., 1981 - Contribution à l'étude du tassement des sols - Evolution de la structure d'un matériau limoneux soumis à des contraintes mécaniques et hydriques. *Thèse Doct. Ing. ENSA Rennes*, 221 p.

GRIMALDI M. et TESSIER D., 1986 - Changements des propriétés de retrait, de gonflement et de rétention d'eau d'un matériau limoneux soumis à un compactage dynamique. *Science du Sol*, Vol. 24, n° 4 : 319-336.

GRIMALDI M. et BOULET R., 1990 - Relation entre l'espace poral et le fonctionnement hydrodynamique d'une couverture pédologique sur socle de Guyane française. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, Vol. XXV, n° 3 : 263-275.

GRIMALDI M., SARRAZIN M., CHAUVEL A., LUIZAO F., NUNES N., RODRIGUES M.R.L., AMBLARD P. et TESSIER D., 1993 - Effets de la déforestation et des cultures sur la structure des sols argileux d'Amazonie brésilienne. *Cah. Agricultures 2* : 36-47.

GUIDICINI G. et NIEBLE C.M., 1976 - Estabilidade de tabuleas Naturais e de escavações. BLÜCHER e Ed. Edt., USP, São Paulo, 170 p.

GUIDICINI G. et IWASA O.Y., 1976 - Eusaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical Úmido. *Publ. IPT* n° 1080, São Paulo, 48 p.

HALLAIRE V. et COINTEPAS J.P., 1993 - Caractérisation de la macroporosité d'un sol de verger par analyse d'images. *Agronomie*, 13, 155-164.

HASUI H., DANTAS A.S.L.D., CARNEIRO C.D.R. et BISTRICHI C.A., 1981 - O embasamento pré-cambriano e eopaleozoico em Sao Paulo. *Monografias* n° 6 IPT - Div.Min.e Geol. Aplicada, Sao Paulo, Vol.I:12-96.

HILLEL D., 1988 - L'eau et le sol: principes et processus physiques. *Collection PEDASUP* n° 5, ACADEMIA, 2e édition revue, Louvain-la-Neuve, 288p.

HUMBEL F.X., 1976 - L'espace poral des sols ferrallitiques du Cameroun. *Travaux et Documents ORSTOM* n° 54, Paris, 306 p.

KALOGA B., 1987 - Le manteau kaolinique des plaines du centre sud de la Haute-Volta: Dynamique et relation avec le manteau smectitique. *Coll. Etudes et thèses*, ORSTOM, 344 p.

KELLER, W. D. et CLARK, O. M., 1984 - Resilication of bauxite at the Alabama street mine, saline county, Arkansas, illustrated by scanning electron micrographs. *Clays and Clay Minerals*, Vol. 32, N° 2 : 139-146.

KIRKBY M.J., 1969 - Erosion by water in hillslopes. *Water, Earth and Man* (Chorley Edt.), London, 211 p.

KOBILSEK, 1990 - Géochimie et pétrographie des bauxites latéritiques d'Amazonie brésilienne. Thès. Doc. Univ.Louis Pasteur de Strasbourg, Inst. Géologie, 201 p.

LAHMAR R., 1988 - Les sols rouges lessivés sur micaschiste à chlorites ferriques (Grande Kabylie, Algérie): Organisation de la couverture pédologique d'un bassin versant - Altération, pédogenèse et morphogenèse - *Th. Doct.* ENSA Rennes, 216 p.

LAMOTTE M., 1993 - Les sols sableux à forte cohésion des zones tropicales arides. Etude du Hardé Lagadé au nord Cameroun. *Th. Doc.* Paris VI, 315 p.

LASSAUSSE C., 1991 - Organisation et comportement physico-hydrique comparés de deux sols à structure micro-agrégée de l'Aubrac (Massif central, France): Sols andiques et sols bruns acides. *Th. Doc.* Univ. Paris VI, 191 p.

LAUTRIDOU J. P. et OZOUF J. C., 1987 - Définition de normes d'analyses physiques de roches: acquisitions nouvelles sur la porosité et sur la perméabilité des roches au cours des dix dernières années. Fascicule 1, *Centre de Géomorphologie du CNRS-CAEN*, 29 p.

LAUTRIDOU J. P. et OZOUF J. C., 1987 - Définition de normes d'analyses physiques de roches: étude critique des normes employées proposition de nouvelles normes. Fascicule 2, *Centre de Géomorphologie du CNRS - Caen*, 45p.

LEVEQUE A., 1967 - Les sols ferrallitiques de Guyane Française. *Mémoires ORSTOM* n° 3, Paris, 168 p.

LUCAS Y., 1989 - Systèmes pédologiques en Amazonie brésilienne. Equilibres, déséquilibres et transformations. *Thèse Doc.* Université de Poitiers, 177p.

MIKLOS A. A. W., 1992 - Biodynamique d'une couverture pédologique dans la région de Botucatu (São Paulo - Brésil). *Thèse Doct.* Univ. Paris VI, Vol. 1, 247p.

MODENESI M. CH., 1983 - Weathering and morphogenesis in a tropical plateau. *Catena* Vol. 10 : 237-251.

MODENESI M. CH., 1988 - Significado dos depósitos correlativos quaternários em Campos do Jordão/SP : Implicações paleoclimáticas e paleoecológicos. *Bol. IG-SP* n° 7, 155p.

MONNIER G., STENGEL P. et FIES J.C., 1973 - Une méthode de mesure de la densité apparente de petit agglomérats terreux. Application à l'analyse des système de porosité du sol. *Ann. Agron.*, 24(5), 533-545.

MONTEIRO C. A. F., 1973 - A dinâmica climática e as chuvas no Estado de Sao Paulo. *Bol. Inst. de Geografia*, Universidade de Sao Paulo, 14p.

MOYERSONS J., 1989/90 - Les glissement de terrain au Rwanda occidental - Leurs causes et les possibilité de leur prévention. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, vol XXV, n° 1 et 2, 131-149.

MULLER J. P., 1987 - Analyse pétrologique d'une formation latéritique meuble du Cameroun: essai de traçage d'une différenciation supergène par les paragenèses minérales secondaires. *Thèse Doc.* Université de Paris VII, 2 tomes.

NICOLA S. M. C., 1994 - Sistemas pedológicos desenvolvidos sobre basalto na região de Ilha Solteira (SP-Brasil) : gênese e transformações. *Tese Doutorado IG/USP*, SP, Vol. 1, 116p.

OLIVEIRA J. B., JACOMINE P. K. T. e CAMARGO M. N., 1982 - Classes gerais de solos do Brasil : Guia auxiliar para seu reconhecimento. UNESP/Jaboticabal, FUNEP, São Paulo, 201p.

ORSTOM, 1969 - Glossaire de pédologie. *Initiations, documentations techniques* n° 13, Paris.

PEDRO G., 1966 - Intérêt géochimique et signification minéralogique du paramètre moléculaire $K_i = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ dans l'étude des latérites et bauxites. *Bull. gr. Fr des argiles*, t. XVIII, f. 13 (11), 19-31.

PEDRO G., CHAUVEL A. et MELFI A. J., 1976 - Recherches sur la constitution et la genèse des *terra roxa estruturada* du Brésil. *Ann. Agron.*, 27 (3), 265-294.

PEDRO G., 1987 - Géochimie, minéralogie et organisation des sols : aspects coordonnés des problèmes pédogénétiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, Vol. XXIII, n° 3 : 169-186.

PELLERIN J. J. et QUEIROZ NETO J. P., 1992 - Relations entre la distribution des sols, les formes et l'évolution géomorphologique du relief dans la haute vallée du Rio do Peixe (État de São Paulo, Brésil). *Science du Sol*, Vol. 30 (3) : 133-147.

PELLERIN J. J. e QUEIROZ NETO J. P., 1993 - Morfogênese e pedogênese no Córrego da Invernada (Marília, SP). *Anais III Congr. ABEQUA*, Belo Horizonte, 111-122.

PONÇANO W.L., CARNEIRO C.D.R., BISTRICHI C.A., ALMEIDA F.F.M. et PRANDINI F.L., 1981 - Mapa Geomorfologico do estado de Sao Paulo. IPT - Div.de Min. e Geol. Aplicada *Monografias* n° 5, V.1, Sao Paulo, 94p.

ROCHEFORT M., 1958 - Rapports entre la pluviosité et l'écoulement dans le Brésil subtropical et le Brésil Tropical Atlantique. *Travaux et mémoires de l'institut des hautes études de l'amerique latine* II, Paris, 279p.

ROMERO DE CARVALHO S., 1990 - Tassements des sols ferrallitiques mis en culture: apport d'une analyse compartimentale de l'espace poral de sols "podzolicos" (état de Rio de Janeiro, Brésil), *Thèse Doctorat* de l'Université Paris VI, 199p.

ROMERO DE CARVALHO S., BRUAND A., HARDY M., LEPRUN J.C. et JAMAGNE M., 1991 - Tassement des sols ferrallitiques *Podzolico vermelho amarelo* sous culture de canne à sucre (Etat de São Paulo, Brésil). Apport d'une analyse de la porosité associée à une connaissance détaillée de la phase minérale. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, vol XXVI, n° 3, 195-212.

RUELLAN A., 1984/85 - Les sols dans le paysage. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XXI, n° 2 et 3, 198-207.

RUELLAN A., 1989 - Les structures de la couverture pédologique. Document n° 19 du Cours An. Struc. de l'Ecole d'été de Rennes, septembre 1989.

RUELLAN A.; DOSSO M. et FRITSCH E., 1988 - L'analyse structurale de la couverture pédologique. Document n° 3 du Cours An. Struc. de l'Ecole d'été de Rennes, septembre 1989.

SALOMÃO F.X. de T., 1994 - Processos erosivos em Baurú (SP). Regionalização cartográfica aplicada ao controle preventivo urbano e rural. *Tese Doutorado* Depto geografia Física USP-São Paulo, 200 p.

SANTOS L. J. G., CASTRO S. S., SALOMÃO F. X. T., 1992 - Evidências micromorfológicas do material de origem e da pedogênese quaternária dos solos Podzólicos Vermelho-Amarelo no oeste do estado de São Paulo. *Anais III Congr. ABEQUA*, Belo Horizonte, 65-87.

SCHUMM S.A. et LICHTY R.W., 1965 - Time, space and causality in geomorphology. *Am. Journ. of Sci.* vol. 263.

SHIMOMICHI P.Y., CICCIO V., ARCOVA F.C.S. et FARIA A., 1987 - Correlação entre métodos de calculos de precipitação média mensal em bacia hidrografica experimental. *Bol. Téc. do Inst. Florestal Sao Paulo*, 41(1):1-26.

SORANI V., BRUAND A., FOURNIER B. et TESSIER D., 1987 - Comportement des horizons d'un sol argileux en fonction de l'état hydrique : étude d'échantillons à structure conservée. *Science du Sol* n° 3, Vol. 25 : 133-144.

SOUBIES F., 1974 - Contribution à l'étude de la pédogénèse ferrallitique: morphologie, minéralogie et évolution géochimique des formations superficielles de la Cuvette D'Ambalavao (Madagascar). *Thèse de Doctorat* Université Paul Sabatier de Toulouse, ORSTOM, France.

SOUZA SOBRINHO R. R. de, 1988 - Uma abordagem em direção à previsão de movimentos de massa : caso da Rio-Santos (Trecho Itaguaí - Conceição de Jacareí). *Geociências*, São Paulo, 7: 43-76.

STOOPS G., 1990 - The influence of the fauna on soil formation in the tropics. Micropedological aspects. *Bull. Séanc. Acad. r. Sci. Outre-Mer* 36 (3) : 461-469.

STRAHLER A.N., 1984 - Geografia física. Ed Omega, S.A., 7^o ed., Barcelona, 767 p.

TARDY Y., 1993(a) - Climats, paléoclimats et biogéodynamique du paysage tropical. *Coll. Séd. et Géoch. de la surface* à la mémoire de G. MILLOT, Acad. des Sci., Paris, 141 - 175.

TARDY Y., 1993(b) - Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. Masson Edt, Paris, 461 p.

TERZAGHI K. et PECK R.B., 1965 - Mécanique des sols appliquée aux travaux publics et au bâtiment. DUNOD, Paris, 565p.

TESSIER D. et BERRIER J., 1979 - Utilisation de la microscopie électronique à balayage dans l'étude des sols. Observations de sols humides soumis à différents pF. *Science du Sol*, 1, 67-82.

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 Doct. es Sci.* Univ. Paris VII, 361 p.

TESSIER D., 1987 - Validité des techniques de déshydratation pour l'étude de la micro-organisation des sols : apport des matériaux argileux purs. *Soil Micromorphology*, 23-29.

TOUTAIN F., BRUN J.J. et RAFIDISON Z., 1983 - Rôle des organismes vivants dans les arrangements structuraux des sols : biostructures et modes d'altération. *Sci. Géol. Mém. n° 73*, Strasbourg, p.115-122.

VACHIER P.; CAMBIER P. et PROST R., 1979 - Structure d'un milieu poreux: la craie, *Ann.Agron.*, 30 (3), 247-263.

VARGAS M., 1977 - Introdução á mecânica dos solos. USP, Mac Graw Hill Edt, 509 p.

VIDALIE J.F., 1976 - Relations entre les propriétés physico-chimiques et les caractéristiques mécaniques des sols compressibles. *Thèse doctorat de 3e cycle* de l'Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay.

VILLAIN J., 1981 - Sur le rôle des structure géologiques dans les glissements de terrain. *Bull. Liaison Lab. des Ponts et Chaussées*, spécial X, 119-125.

VOINOVITCH I.A., 1971 - L'Analyse minéralogique des sols argileux. Editions Eyrolles, *Collection du Laboratoire Central des Ponts et Chaussées*, Paris, 93 p.

VOLKOFF B., 1985 - Organisations régionales de la couverture pédologique du Brésil. Chronologie des différenciations. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, Vol.XXI, n°4 : 225-236.

YOUNG A., 1972 - Slopes. K.M. Clayton Oliver & Boyd Edt, Edinburg, 288 p.

ANNEXE 1 - DESCRIPTIONS MORPHOLOGIQUES DES HORIZONS

FIGURE 1: le profil sommital: (T2-t1)

3+ à 6+ cm - présence d'une litière formée de feuilles, de débris végétaux, de racines et de sable propre, ceci est abondant surtout à la limite avec l'horizon de surface;

0-12 cm : brun rougeâtre foncé (5YR 3/3) avec des agrégats brun rougeâtre (5YR 4/4); sablo-argileux à sable grossier; graviers de quartz peu abondants (environ 2%); structure grumeleuse fine très abondante juxtaposée à une structure polyédrique arrondie moins abondante; de nombreux vides d'assemblage inter agrégats et tubulaires intra agrégats; racines fines fasciculées très abondantes; présence de sable propre sur quelques surfaces des agrégats mélangé au chevelu racinaire et aussi sur quelques parois des vides tubulaires les plus grossiers. La transition est irrégulière légèrement ondulée et distincte du point de vue de la couleur, de la structure et de la texture;

12 - 35 cm: brun-rougeâtre (5YR 4/4) avec de pédotubules remplis de matériel très plastique brun foncé (7,5YR 4/4); argileux; quelques graviers de quartz et cailloux de roche (2 à 5%), abondants nodules ferrugineux de la roche de taille comprise entre 2 et 5 mm (environ 30%); structure polyédrique subanguleuse nette (2,0 à 0,5 cm) avec une nombreuse sous-structure fine polyédrique arrondie à forte cohésion, associées à une structure micro agrégée développée autour de racines et des vides tubulaires; quelques vides grossiers tubulaires intra agrégats et des nombreux vides fins tubulaires et fissuraux inter agrégats; nombreuses racines fines fasciculées; dans quelques chenaux encore de sable propre. Les pédotubules sont plus nombreux en haut de l'horizon et décroissent vers le bas. La transition est régulière, légèrement ondulée, et graduelle au niveau de couleur;

35 - 70 cm: couleur intermédiaire entre brun rougeâtre clair et brun rougeâtre (5YR 5,5/4) avec quelques pédotubules remplis d'un matériel plastique brun rougeâtre foncé (5YR 3/3); argileux; quelques graviers de quartz et très abondants cailloux de roche (> 50%); la matrice fine est peu abondante à structure polyédrique moins nette que dans l'horizon précédent (5 à 20 mm), associée à une structure micro-agrégée; des nombreux vides fins tubulaires intra agrégats et des vides tubulaires et fissuraux fins inter agrégats; quelques racines fines autour des blocs. Les éléments grossiers dépassent largement en quantité la matrice fine. Ils sont à structure de la roche conservée, leur forme et leur taille sont diversifiées, il y en a autant des grands que des petits:

a- les plus gros à teinte variable entre violacée et jaune-rougeâtre (2 et 10 cm de largeur), friables, présentent souvent un plasma ferrugineux et dans les plans de schistosité on observe de couches blanchâtres millimétriques;

b- les plus petits (2,0 à > 0,5 cm de largeur), présentent une nette organisation de nodules avec un cortex fin (1 à 2 mm d'épaisseur). Ces nodules conservent plus ou moins la structure pétrographique de la roche:

- (1) à cortex jaune-vif (10YR 7/8) avec un noyau constitué d'un plasma ferrugineux de couleur rougeâtre (2,5YR 4/8) où on observe des grains bien individualisés de quartz, ils sont durs;

- (2) à cortex tacheté (7,5 YR 7/8; 5 YR 7/8; 2,5 YR 5/8) et noyau à plasma rougeâtre (2,5 YR 4/8), moyennement friable et,

- (3) à cortex rougeâtre plus foncé (2,5 YR 3/4) et noyau rougeâtre (2,5YR 5/4) très friables.

La transition est graduelle du point de vue de la couleur et de la structure et irrégulière au niveau des blocs;

70-100 cm: rougeâtre (2,5 YR 4/6); argilo-sableux à sable grossier; quelques graviers de quartz; des nodules de taille comprise entre 2 et 6 mm, de forme arrondie, à cortex très fin brun rougeâtre foncé, très friables (30% environ); quelques blocs de roche en forme de plaquettes, très friables; la matrice fine présente une structure polyédrique peu nette (moyenne à fine), friable, associée à une structure micro agrégée plus développée autour des blocs et des racines; de vides tubulaires fins intra agrégats peu nombreux et de vides fins d'assemblage inter agrégats nombreux; quelques racines fines. La transition est graduelle au niveau de couleur et irrégulière au niveau des blocs;

100 - 125[±] cm: horizon rouge violacée (2,5 YR 4/8) à structure de la roche conservée présentant une foliation très nette (dont la direction au fond de la fosse est 70°NE/E) constituée par de successions de lits clairs quartzo-feldspathiques et de lits foncés micacés, ferrugineux. Elle se débite en plaquettes de taille supérieure à 10 cm entre lesquelles se développe un matériel d'altération fin et micro agrégé brun-rougeâtre (2,5YR 4/4), sablo-argileux à forte porosité d'assemblage inter particules présentant quelques vides tubulaires. Les plaquettes sont plutôt sableuses, riches en quartz et en couches blanchâtres millimétriques (PHOTO X). Sur les plaquettes, situées principalement dans la partie supérieure de l'horizon, on retrouve de sable propre abondant irrégulièrement distribué. Les surfaces des plaquettes sont fréquemment recouvertes d'un revêtement argileux rougeâtre (2,5 YR 5/8 à 4/8) très mince présentant l'apparence d'écailles. Deux types de vides sont observés dans l'ensemble:

a- dans les domaines micacés, des vides fins, orientés, en forme de canaux fins;

b- dans les domaines quartzo-feldspathiques, des gros vides, sans orientation, en forme de cavités irrégulières;

base de la fosse décrite par sondage:

125-350 cm - matériel violacé présentant des alternances successives de faciès quartz-feldspathiques et micacés de la roche, plus ou moins friables. Ces faciès traduisent soit des matériels plus sableux soit des matériels plus argileux ou sablo-argileux, soit des matériels sablo-limoneux avec des volumes rouges violacés plus nets (faciès quartzo-feldspathique) et d'autres noirs et verdâtres (faciès micacé riche en feuillets de micas). A 200 cm, présence de matériel violacé grisâtre avec de l'eau libre;

350-430 cm - matériel limoneux violacé avec des feuillets de micas altérées;

430-550 cm - matériel violacé avec une phase sableuse importante, nombreux grains de quartz et de micas broyées;

550-650 cm - matériel violacé limono-argileux;

650-750 cm - réapparaît le matériel violacé de la phase sableuse friable, intercalé d'une phase sablo-argileuse à fragments rougeâtres de roche;

750-1060 cm - matériel limoneux à micas très abondants, la couleur passe de brun rouge verdâtre à verdâtre foncé, les fragments de micas sont dorés. Ensuite, réapparaît le matériau sableux à sablo-argileux rougeâtre. Cette succession se repète jusqu'à 1060 cm de profondeur avec quelques intercalations des phases sablo-argileuses et d'autres sablo-limoneuses;

1060 à 1110 cm - matériel sableux à taches noires d'un faciès riche en volumes rouge-foncés, blancs, ocres, violacés foncés, avec des nombreuses biotites dorées;

1110-1150 cm - matériel sableux clair avec des grains blanc, jaune pâle, noir et des biotites verdâtres broyées;

1150 cm - des grains blanc/gris/noir jusqu'à 12 mètres de profondeur où les sondages ont été arrêtées à cause de la dureté du matériel.

FIGURE 2: (T2-t3) - le profil de mi-versant sur le palier à la fin de la "tête de loupe"/"slumps"

-3-0 cm litière peu développée et très mélangée au sol; la limite est ondulée et nette;

0-7 cm: terre remaniée par l'activité biologique soit des fourmis soit des "tatus"; rouge jaunâtre (5YR 4/6); argileux; structure polyédrique fine à surfaces lisses associée à une structure micro agrégée développée sur les faces structurales des agrégats; quelques vides tubulaires intra agrégats et d'abondants vides d'assemblage inter agrégats; très nombreuses racines fines fasciculées; la transition est régulière et distincte;

7-20 cm: rouge jaunâtre légèrement plus foncé (5YR 4/6) avec des pédotubules remplis d'un matériel très plastique brun rougeâtre foncé (5YR 3/2); argileux; structure fine polyédrique arrondie très friable; présence d'abondants vides d'assemblage inter agrégats et des vides tubulaires fins intra agrégats; nombreuses racines, plus que dans l'horizon supérieur; la transition est ondulée et graduelle;

20-70 cm: rouge jaunâtre un peu plus rouge (5YR 4/6) avec des pédotubules remplis d'un matériel plastique très foncé à limites nettes avec le matériau circundant; argileux; structure polyédrique nette bien développée (2 à 4 cm) avec quelques surfaces lisses, associée à une structure micro agrégée développée autour de racines, dans les vides tubulaires et sur les surfaces des agrégats; de nombreux vides tubulaires fins intra agrégats et d'assemblage inter agrégats; les pédotubules disparaissent progressivement du milieu de l'horizon vers la base où ils sont absents. La transition est ondulée au niveau de la structure et diffuse au niveau de la couleur;

70-140 cm: rouge jaunâtre légèrement plus rouge (5YR 4/6); argileux; structure polyédrique subanguleuse avec les agrégats à une cohésion un peu plus forte par rapport à l'horizon précédent, associée à une structure micro agrégée en forme de réseau liée aux racines; abondants vides tubulaires fins intra agrégats et très nombreux vides d'assemblage inter agrégats; quelques racines fines; la transition est irrégulière et très graduelle au niveau de la couleur;

140-160 cm: rouge violacé légèrement jaunâtre (5YR 4,5/6); argileux; quelques cailloux de roche dispersés dans la matrice fine (5% environ); structure micro agrégée très abondante avec une sous-structure peu nette polyédrique; très nombreux vides d'assemblage inter agrégats et quelques vides tubulaires fins intra agrégats; la transition est ondulée et très graduelle;

160-180 cm: rouge jaunâtre légèrement violacé (5YR 4,5/6); argileux; présence de cailloux de roche de couleur violacé, riches en couches blanchâtres millimétriques (environ 30%), graviers de quartz peu abondants (2 à 5% environ); structure massive peu nette associée à une structure micro agrégée développée surtout autour des vides et des éléments grossiers; quelques vides tubulaires et fissuraux fins et de vides d'assemblage inter agrégats peu nombreux; à la base de cet horizon on observe des nombreux feuillets de micas. La transition est très irrégulière et graduelle avec interpénétrations entre les deux horizons;

180-240⁺ cm: rouge violacé (2,5YR 4/7) avec des nombreuses petites ponctuations blanches (probablement des feuillets de micas), argilo-limoneux; abondants cailloux et blocs de roche très friables de couleur violacée, de taille variable (jusqu'à 50 cm), présentant des couches millimétriques blanchâtres (probablement de la gibbsite) à orientation oblique; à la base de l'horizon, la structure est massive nette à éclats anguleux; vers le sommet, la structure devient graduellement moins nette et associée à une structure micro agrégée peu abondante, développée autour de quelques vides tubulaires; les vides sont peu nombreux, avec quelques vides tubulaires fins et quelques vides d'assemblage inter agrégats, quelques vides fissuraux très fin observés à la loupe; présence de quelques taches de forme arrondie, de couleur noire, de taille variable (0,5 à 2 cm), très friables (ferro-magnésiennes ?). à limites très contrastées et nettes avec la matrice fine, associés ou pas aux éléments grossiers. Les éléments grossiers présentent fréquemment des couches blanches-rosâtres horizontales (probablement de la gibbsite) coupant longitudinalement le foliation de la roche;

base de la fosse décrite par sondage:

240-300 cm: rouge violacé (10R 4,5/5); argilo-limoneux. Il devient très humide à 290 cm de profondeur;

300-340 cm: matériel violacé sableux riche en volumes blancs et noirs dans lequel les fragments de la roche deviennent chaque fois plus durs;

345 cm: roche très dure.

FIGURE 3: Le profil de tiers inférieur de pente: T2-t4

0-10 cm: brun rouge jaunâtre (5YR 4,5/5) avec quelques agrégats brun rougeâtre foncé (5YR 3/3); argilo-sableux; structure grumeleuse fine friable; très nombreux vides d'assemblage inter agrégats et tubulaires intra agrégats; nombreuses racines (chevelu racinaire très développé). La transition est ondulée et distincte;

10-30 cm: brun rouge jaunâtre (5YR 4,5/6) avec des pédotubules remplis d'un matériel plastique de couleur peu contrastée rouge jaunâtre (5YR 4/6) par rapport au matériel circundant; argileux; présence abondante de cailloux (de roche altérée) très durs, riches en micas, de taille inférieure à 10 cm; quelques graviers de quartz; structure polyédrique friable (1 cm) associée à une structure micro agrégée; abondants vides fins d'assemblage inter agrégats et de vides tubulaires fins intra agrégats; les racines sont moins abondantes que dans l'horizon précédent. La transition est ondulée et graduelle;

30-58 cm: brun rouge jaunâtre (5YR 4,5/6); argileux; quelques éléments grossiers de roche à états divers d'altération et de friabilité, taille d'environ 2 cm; structure polyédrique fine (1 cm) en haut, plus grossière (2 cm) en bas, avec une sous-structure polyédrique arrondie plus fine (< 5 mm) développée surtout au sommet de l'horizon; de nombreux vides fins d'assemblage inter agrégats et tubulaires fins intra agrégats; présence de quelques racines fines. La transition est ondulée et diffuse au niveau de la couleur;

58-230 cm: rouge jaunâtre (5YR 5/6); argileux; environ (10%) de cailloux et de blocs de roche à divers états d'altération et de friabilité (migmatite, micaschiste (?)), distribués de façon aléatoire présentant probablement une discordance de l'orientation avec celle de la roche au dessous. Ces blocs, à schistosité fine (foliation fine), sont très riches en biotite (feuillettes de 1 cm de large) et en minéraux noirs (tourmaline?). La forme est en plaquettes plus ou moins aplaties d'environ 30 cm (les plus grossiers), les couleurs sont variées (blanche/noire/grise) avec domaines (jaunâtre/rougeâtre) pâles; leur position est horizontale par rapport à celle de la pente; quelques (5%) fragments de quartz anguleux (<10 cm) où on peut retrouver de feldspaths associés; la structure de la matrice fine est polyédrique fine (1 cm) à faible cohésion, très friable, associée à une structure micro agrégée bien développée autour des blocs et de quelques racines; des nombreux vides d'assemblage inter agrégats et des vides tubulaires fins intra agrégats; de nombreuses racines. Dans cette matrice fine on observe des petits feuillettes de micas très abondants;

base de la fosse décrite par sondage:

230-240 cm: brun rouge jaunâtre (5YR 4,5/6); argileux, quelques fragments broyés de roche de couleur blanche, grise et noire;

240-250 cm: arène sableuse grisâtre (matériel sableux grisâtre); à environ **245 cm** il y a une limite brutale entre le matériel argileux sous-jacent et ce matériel sableux grisâtre après lesquels apparaît, tout de suite, la roche dure (250 cm).

FIGURE 4: le profil de bas de pente: t5

0-15 cm: brun grisâtre très foncé (10YR 3/2); argilo-sableux; structure grumeleuse fine très nombreuse associée à une structure polyédrique subanguleuse fine peu abondante; des nombreux vides d'assemblage inter-agrégats et des vides tubulaires fins à moyens intra-agrégats; présence de nombreuses racines fasciculées. La transition est ondulée et distincte;

15-40 cm: brun jaunâtre foncé (10YR 4/5); argileux; nombreux éléments grossiers (environ 15 à 25%): des graviers de quartz propre et des cailloux durs de roche; structure polyédrique

nette (1 cm); d'abondants vides tubulaires fins intra agrégats; présence de quelques racines fines fasciculées. Les cailloux de roche présentent une périphérie très friable, un noyau plus dur à minéraux noirs, à feldspaths et à quartz individualisés. La transition est irrégulière vis-à-vis de la disparition des cailloux et diffuse au niveau de couleur;

40-63 cm: brun jaunâtre foncé (10YR 4/5); argileux; quelques cailloux de roche et quelques graviers de quartz dispersés (2 à 5%); structure polyédrique (2 cm) nette avec une légère augmentation de taille des agrégats par rapport à l' horizon précédent; abondants vides fissuraux inter agrégats et tubulaires fins intra agrégats. La transition est irrégulière par la présence de blocs et diffuse au niveau de couleur;

63-80 cm : brun jaunâtre foncé (10YR 4/5); argileux; abondants blocs de roche (environ 35 à 40%); entre les cailloux et les blocs de roche se développe une matrice fine à structure polyédrique (2 cm); abondants vides fissuraux fins inter agrégats et des vides tubulaires fins intra agrégats; la plupart des blocs ont la forme allongée, de taille variable (les plus petits de 10 à 15 cm et les plus grands de 50 à 70 cm); ils sont placés presque horizontalement à la pente. Dans les divers types des blocs, uns sont friables (rouge violacé) comme les plaquettes rouge violacées de roche d'amont; la plupart sont durs présentant des minéraux primaires reconnaissables (feldspaths, biotites (minéral noir) et/ou des tourmalines). La transition est très irrégulière au niveau des blocs et diffuse au niveau de couleur et de structure;

80-140 cm : brun jaunâtre (10YR 5/6); argileux; très plastique; quelques (2%) graviers de quartz dispersés et un gros bloc (10 x 3 cm) de roche en forme de plaquette rouge violacée, friable, avec de mica; structure massive peu nette associée à une structure micro agrégée peu développée localisée principalement dans les vides tubulaires ou autour des racines; quelques vides tubulaires fins intra agrégats et des vides d'assemblage inter agrégats peu abondants. La transition est abrupte avec la roche et interrompue par les "fissures" de la roche où on observe le développement d'une fine couche d'altérite grisâtre friable, sableuse, à structure granulaire-massive.

ANNEXE N° 2 : MICROSCOPIE OPTIQUE POLARISANT

Pour cette étude des lames minces ont été taillées pour chaque profil de façon à pouvoir caractériser l'organisation microscopique de chaque horizon et suivre à cette échelle d'observation toutes les variations observées au niveau macroscopique. L'orientation des échantillons est toujours repérée.

Pour la toposéquence T2, ont été prélevées 40 échantillons non remaniés. Au Laboratoire de Science du Sol du INRA-Rennes, après déshydratation par les techniques de séchage à l'air et d'échange eau-acétone (DELAYE, 1984), ces blocs ont été imprégnés par capillarité par une résine polyester non saturé (Crystic Polyester), additionnée d'un pigment fluorescent (Uvitex OB). Ce pigment, excité par des rayons ultra-violet, facilite l'analyse des structures, la distinction des vides et des constituants solides incolores au microscope polarisant et l'observation directe au stéréomicroscope de la porosité sur les blocs ainsi imprégnés.

Les techniques de déshydratation employées permettent:

1°) d'amener l'échantillon à l'équilibre avec une humidité relative proche de 50%, valeur qui est atteinte lors d'un séchage à l'air libre des échantillons au laboratoire, suivi d'un passage à l'étuve à 40°C;

2°) de remplacer l'eau contenue dans l'échantillon par l'acétone, liquide miscible avec l'eau et avec la résine d'imprégnation. Cet échange est fait en phase liquide:

- a) - l'échantillon est saturé par capillarité avec l'acétone pure sous une dépression de 50 cm de mercure pour éviter l'éclatement de bulles d'air piégés;
- b) - puis, après 48 heures, l'échantillon est directement placé pendant environ 1 à 2 mois, dans un bain d'acétone renouvelé périodiquement jusqu'à élimination complète de la phase aqueuse. Cette méthode, par rapport à la dessiccation à l'air ou à la lyophilisation, minimise considérablement le retrait macroscopique des échantillons; elle permet une meilleure imprégnation par la résine en maintenant la continuité du réseau poral favorisant ainsi l'obtention des lames minces de meilleure qualité (DELAYE, 1984; LASSAUSSE, 1991);
- c) - finalement, les échantillons sont imprégnés et, après séchage, taillés jusqu'à l'obtention d'une épaisseur d'environ 30 µm.

Les observations présentées ici ont été faites sur échantillons déshydratés par échange eau-acétone dont la plupart ont été imprégnés par résine additionnée du pigment fluorescent. Pour cette étude ont été décrites 25 lames mince de grandes dimensions (9 x 16 cm) et 15 de petites dimensions (6 x 9 cm).

Les concepts de base et la terminologie employées sont ceux proposés par BREWER (1964), CHAUVEL (1976), BOULET (1978), FITZPATRICK (1980) et BULLOCK et al (1985) avec traduction française de STOOPS (1986).

Les critères généraux de description adoptés, comme: taille, abondance, classement, triage, couleur, forme, sphéricité, rugosité, limites, motifs d'orientation et de distribution - sont valables pour les différents niveaux de grossissement.

Pour l'estimation quantitative:

1°) - de la porosité, de la structure et des traits pédologiques est faite:

A - pour fréquence en pour cent de la surface totale:

- dominant = > 50%
- très abondant = 25 - 50%
- abondant = 15 - 25%
- très fréquent = 10 - 15%
- fréquent = 5 - 10%
- occasionnel = 2 - 5%
- rare = 0,5 - 2%
- très rare = < 0,5%

B - pour taille de pores:

- microvides = < 50 μm
- mesovides = 500 - 50 μm
- macrovides = 500 - 5000 μm
- megavides = 5 mm - 50 mm

C - pour type de pores : inter-agrégats, intra-agrégats et trans-agrégats (biblio);

D - pour taille de structure: (table handboock)

2°) - des éléments minéraux et organiques est basée sur leurs proportions relatives (fréquence), sans prendre en compte la porosité. L'estimation de leurs tailles est basée sur les classes proposées par FITZPATRICK (1980):

- argile = 2 μm
- limon = 2 - 50 μm
- sable très fin = 50 - 100 μm
- sable moyen = 100 - 200 μm
- sable grossier = 500 - 1000 μm

- sable très grossier = 1000 - 2000 μm

3°) - pour l'estimation des proportions relatives entre les éléments grossiers du squelette et la matrice fine du plasma (rapport G/F), la taille limite a été fixée à 10 μm .

Les estimations de surface pour chacune des phases identifiées sont effectuées à l'oeil sur l'ensemble de la lame et/ou du bloc. Les objets dont la taille est inférieure à 2000 μm sont comptabilisés en microscopie optique. Les descriptions sont faites à partir de la base du profil vers la surface et de l'amont vers l'aval.

Trois sortes de données seront particulièrement utilisées dont les définitions adoptées sont celles données par CHAUVEL (1977) et BOULET (1978) :

1) - relatives aux constituants: soit le **squelette** et le **plasma** dont les définitions sont celles proposées par BOULET (1978). Ces termes ont été définis par rapport à la description de la taille, identifiable au microscope optique, des constituants en supprimant les implications génétiques telles que la mobilité (du plasma) ou la stabilité (du squelette). Ainsi, le squelette comprend l'ensemble des cristaux de diamètre $> 2 \mu\text{m}$ et le plasma, l'ensemble des phases minérales et organiques dont la taille échappe au pouvoir de résolution maximum de microscope optique (1 à 2 μm).

2) - concernant les niveaux d'organisation (CHAUVEL, 1978) qui correspondent:

* à la **structure plasmique** - c'est -à -dire, au mode d'assemblage des particules de dimensions $< 2 \mu\text{m}$ et des très petits vides qui résultent de leur entassement;

* à la **structure de base** - (structure du fond matriciel), la taille, la forme et l'arrangement des grains simples (plasma + squelette) et des vides;

* à la **structure primaire** - qui intègre, en plus, les traits pédologiques inclus dans le fond matriciel et à l'espace poral qu'y en résulte.

3) - relative aux traits pédologiques: (mettre définitions BOULET, CHAUVEL) **authigènes, reliques.**

ANNEXE 3 : SEDIMENTOMETRIE METHODE DU SEDIGRAPH

MODE PREPARATOIRE

préparation:

- séchage des échantillons à température ambiante; pesée;
- séparation des graviers sur passoire de 2 mm d'ouverture après dissociation ménagée des agrégats; lavage; pesée;
- prélèvement de 10 g après homogénéisation de la fraction < 2 mm;
- destruction à chaud de la matière organique par action de H₂O₂ (20 vol.);
- évaporation à chaud de l'excès d'oxygène;
- élimination des solubles par centrifugation (3 minimum);
- séparation par voie humide des sables sur tamis de 50 mm d'ouverture et récupération de la fraction fine et de l'eau dans un cristalliseur (l'utilisation d'une cuve à ultra-sons permet de réduire le temps de manipulation et le volume d'eau nécessaire);
- séchage des sables à 100°C;
- décantation de la fraction fine, siphonnage du surnageant; centrifugation pour éliminer l'excès d'eau; ne pas faire sécher;
- tamisage des sables sur tamis d'ouverture: 1, 0,5, 0,2, 0,1 mm et 50 mm (la séparation par voie humide ne permet pas aux grains de diamètre 50 mm de passer alors qu'ils passeront à sec); pesée des fractions sableuses; ajout du passé de 50 mm au culot de centrifugation;
- ajout au culot de centrifugation d'une solution de tripolyphosphate de sodium à 0,2% en quantité telle que la concentration de l'échantillon soit légèrement supérieure à 40 g/l;
- agitation rotative de 12 h;
- pipetage de 25 ml du mélange maintenu homogène par l'action d'un agitateur à hélice plongeant dans la préparation; le prélèvement est versé dans un erlenmeyer de 50 ml contenant un barreau aimanté et placé sur l'agitateur magnétique situé dans la chambre de mesure du Sédigraph.

PRINCIPE DU SEDIGRAPH

- Basé sur la loi de Stokes;
- Un très mince faisceau de rayon X traverse - à une distance H de la surface - la suspension en cours de sédimentation dans une cellule à fenêtres transparentes; l'absorption décroît en fonction de la vitesse de chute des particules;
- La courbe d'absorption est tracée automatiquement en XY et se présente sous forme de courbe cumulée de répartition des particules;
- axe des X logarithmique: diamètre équivalent;
- axe des Y décimal: pourcentage.

- très rare = < 0,5%

B - pour taille de pores:

- microvides = < 50 µm

- mesovides = 500 - 50 µm

- macrovides = 500 - 5000 µm

- megavides = 5 mm - 50 mm

C - pour type de pores : inter-agrégats, intra-agrégats et trans-agrégats ;

D - pour taille de structure: (table handboock, *op. cit.*)

2°) - **des éléments minéraux et organiques** est fondé sur leurs proportions relatives (fréquence), sans prendre en compte la porosité. L'estimation de leurs tailles est basée sur les classes proposées par FITZPATRICK (1980):

- argile = 2 µm

- limon = 2 - 50 µm

- sable très fin = 50 - 100 µm

- sable moyen = 100 - 200 µm

- sable grossier = 500 - 1000 µm

- sable très grossier = 1000 - 2000 µm

3°) - **pour l'estimation des proportions relatives** entre les éléments grossiers du squelette et la matrice fine du plasma (rapport G/F), la taille limite a été fixée à 10 µm.

Les estimations de surface pour chacune des phases identifiées sont effectuées à l'oeil sur l'ensemble de la lame et/ou du bloc. Les objets dont la taille est inférieure à 2000 µm sont comptabilisés en microscopie optique. Les descriptions sont faites à partir de la base du profil vers la surface et de l'amont vers l'aval.

- BIBLIOGRAPHIE

BULLOCK, S., FEDOROFF, N., JONGERIUS, A., STOOPS, G. and TURSINA, T., 1985 - Handbook for soil thin section description, Wayne Research Publication, 152 p.;

DELAYE, R. 1984 -

STOOPS, G., (ed.) 1986 - Multilingual translation of the terminology used in The Handbook for Soil Thin Section Description, *Pédologie* (3) : 337-349

ANNEXE N° 4 - METHODE RAYONS X

Les rayons X sont des radiations électromagnétiques de très courtes longueurs d'onde ($0,1 < \lambda < 10 \text{ \AA}$).

Les cristaux constituent des réseaux naturels dont les intervalles entre plans réticulaires caractéristiques, sont du même ordre de grandeur que la longueur d'onde des rayons X. En conséquence, les rayons X sont diffractés par les cristaux. Les conditions de diffraction d'un rayonnement X par une famille de plans réticulaires sont définies par la loi de Bragg:

$$n \lambda = 2d_{hkl} \sin \theta$$

où

$n \lambda$ = nombre entier désignant l'ordre de la réflexion

λ = longueur d'onde du rayonnement X

d_{hkl} distance entre les plans réticulaires d'une même famille désignée conventionnellement par les indices de Miller h, k, l

θ = angle de diffraction

L'intensité des réflexions d'une même famille de plans réticulaires varie avec la constitution de la maille élémentaire et la nature des constituants du cristal. Chaque espèce cristalline donne un diagramme de diffraction caractéristique, c'est à dire, un ensemble de raies de diffraction dont la position et l'intensité correspondent à sa structure cristalline.

621 - matériel et méthodes (les analyses qualitatives)

Dans les cas des échantillons à minéraux argileux, les méthodes plus utilisées sont:

(1) - la méthode des poudres de Debye-Scherrer

Dans ce cas, les poudres sont obtenus par broyage de blocs et cailloux de roche et d'altérites. Ils constituent des échantillons désorientés qu'on place directement sur un porte-échantillon dans le diffractomètre à une anticathode au cobalt. Ensuite, on fait tomber un faisceau parallèle de rayons X monochromatiques sur les échantillons composés de cristaux orientés au hasard, dont les plans réticulaires font avec le rayon incident un angle qui satisfait la relation de Bragg. Ils donnent alors un rayon diffracté faisant l'angle 2θ avec le rayon incident.

La méthode consiste à enregistrer pour chaque groupe de rayons diffractés par un plan réticulaire, l'angle θ que le caractérise. Dans ce cas, un compteur de particules a été utilisé, à partir duquel on obtient directement sur un diagramme la position des raies de diffraction et leur intensité.

(2) - la méthode des agrégats orientés

En considérant la tendance à l'orientation préférentielle des minéraux argileux due à leur morphologie et le degré de perfection de leur réseau cristallin, il est nécessaire de mettre en évidence leurs plans de base pour mieux identifier ces minéraux par diffraction des rayons X. L'orientation préférentielle de ces minéraux se fait parallèlement aux plans de base ($00l$) ce qui favorise le réflexion des rayons X et donne des raies ($00l$) très intenses. Cependant, les autres raies disparaissent ou sont fortement affaiblies, ce qui provoque une simplification des diagrammes mais rend difficile la différenciation des minéraux argileux qui peuvent être masqués entre eux, à cause de leurs structures souvent similaires. Cet inconvénient est affaibli en ayant recours à des traitements (saturation Mg^{++} , K^+ , stabilité thermique, résistance aux agents chimiques)) des échantillons faisant appel aux propriétés physiques et chimiques des divers minéraux argileux, tels que la fixation de cations échangeables (K^+ , NH_4^+ , Ca^{++} , Mg^{++}) et de liquides à fonction alcool (glycérol, éthylène-glycol). Ces fixations provoquent un écartement plus ou moins grand des feuillets argileux que se traduit sur les diagrammes par le déplacement des raies de base, variable selon les espèces, notamment de différencier les minéraux argileux dont les agrégats orientés, à l'état brut, donnent une raie de diffraction correspondant à une distance interréticulaire de $14 \text{ \AA}$.

Pour cela, des agrégats broyés du sol sont utilisés pour la séparation par dispersion des fractions $< 2 \mu m$, préalablement défloculées et débarrassées des matières organiques. Le principe donc adopté au laboratoire pour la détermination des minéraux argileux s'appuie sur la préparation d'argiles orientées déposées sur des lames de verre.

L'extraction des argiles est obtenue en colonne de sédimentation par siphonage. On réalise ensuite un échange de sodium qui sature les minéraux argileux par l'ion magnésium (Mg) d'une part et l'ion potassium (K) d'autre part.

L'intérêt de ces deux cations est de fixer l'état d'hydratation inter feuillet des argiles quel que soit le degré d'humidité relative de l'air.

minéraux	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺
vermiculite def.de charge	2 couches d'eau	fermeture	une ou deux couches selon HR
smectite de transformation DC: 0,5 - 0,6	2 couches	fermeture	une ou deux couches selon HR
smectite type DC: 0,5			

Pour lever les ambiguïtés qui se créent pour la distinction des intergrades alumineux, de la vermiculite, des smectites de transformation, des smectites types, il est nécessaire de faire subir aux échantillons des traitements particuliers:

- la saturation avec des polyalcools (éthylène glycol ou glycérol) pour la détermination des minéraux 2/1 expansibles;
- le chauffage des échantillons (saturés au potassium et chauffés respectivement à 350°C; 450°C et 550°C) pour la détermination des vermiculites, intergrades alumineux et chlorites.

ANNEXE N° 5 - Expressions utilisées en physique du sol

Pour quantifier l'espace poral d'un échantillon par densimétrie, deux types de mesures sont nécessaires :

1 - densité réelle (γ_s) :

La densité réelle ou densité de solide du matériau, sans dimension (γ_s), est la masse volumique de solide rapportée à masse volumique de l'eau. Elle a été obtenue au laboratoire à l'aide d'un pycnomètre à eau, sur sol sec tamisé à 2 mm puis broyé à 200 μm . Une mesure a été faite pour chaque horizon (§ II, 3ème partie : courbes de retrait). Pour les calculs du volume poral déduit par densimétrie (§ I, 3ème partie : étude de la porosité "A") on a considérée la valeur de la densité réelle comme constante (2,65). La densité réelle est exprimée par le rapport :

$$\gamma_s = \frac{r_s}{r_w}$$

avec:

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \text{ masse volumique de solide (g / cm}^3\text{)}$$

$$\rho_w = \frac{M_w}{V_w} \text{ masse volumique de l'eau (considérée comme égale à 1 g / cm}^3\text{, à 4°C)}$$

où:

- * M_s = masse à l'état sec (105°C) d'un échantillon de sol
- * M_w = masse d'eau
- * V_s = volume des constituants solides de l'échantillon
- * V_w = volume d'eau

2 - densité apparente (γ_d) du sol en place:

La densité apparente (γ_d) est le rapport entre la masse volumique du sol et la masse volumique de l'eau. Elle a été obtenue sur le terrain par la technique d'anneaux volumiques, dits de Kopecky (STENGEL, 1983). Cette technique consiste à prélever un échantillon de sol de volume fixe (251,2 cm^3), dont on détermine la masse humide, puis la masse sèche au laboratoire, donc la densité. Trois répétitions ont été faites pour chaque horizon de la toposéquence T2. La teneur en eau lors des prélèvements était enregistrée. La densité est exprimée par le rapport sans dimension :

$$\gamma_d = \frac{r_d}{r_w}$$

$$\text{avec } \rho_d = \frac{M_s}{V_t} \text{ masse volumique sèche de l'échantillon (g / cm}^3\text{)}$$

où:

- * M_s est la masse de sol sec à l'étuve à 105°C (en g)
- * V_t volume total de l'échantillon, à l'état humide (cm^3)
- * ρ_w la masse volumique de l'eau (g/cm^3)

La teneur en eau utilisée dans les différentes expressions est la teneur en eau massique (W) exprimée en % de la masse du sol sec à 105°C. C'est la masse d'eau relative à la masse des particules de sol sec (sans dimension) :

$$W = \frac{M_w}{M_s} \cdot 100$$

La teneur en eau volumique, exprimée en %, est calculée sur la base du volume total de sol (sans dimension) :

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} \cdot 100$$

La relation entre teneur en eau volumique (θ) et teneur en eau massique (W) est la suivante:

$$\theta = W \cdot \gamma_d$$

La porosité totale (n_t), exprimée en %, c'est le rapport entre le volume des vides (V_v) et le volume total ou apparent du sol (V_t) (sans dimension) :

$$n_t = \frac{V_v}{V_t} \cdot 100 = \frac{V_t - V_s}{V_t} \cdot 100 = 1 - \frac{V_s}{V_t} \cdot 100$$

$$n_t = \left(1 - \frac{V_s}{V_t}\right) \cdot 100$$

nt peut s'exprimer en fonction de γ_s et de γ_d

$$n_t = \left(1 - \frac{\gamma_d}{\gamma_s}\right) \cdot 100$$

Un autre mode d'expression de l'espace poral du sol est l'indice de vide (e). L'indice de vide (e) est le rapport entre le volume de vide (V_v) et le volume de solide (V_s):

$$e = \frac{V_v}{V_s} = \frac{V_t - V_s}{V_s} = \frac{V_t}{V_s} - 1$$

En remplaçant V_t et V_s par leur expression en fonction de γ_s et γ_d dans la définition de (e), on obtient:

$$e = \frac{\gamma_s}{\gamma_d} - 1$$

Ce mode d'expression, se rapportant au volume de solide du sol permet de comparer l'évolution de l'espace poral de matériaux gonflants (dont le volume total varie) et de matériaux de constitutions différentes dont la densité réelle est différente.

L'autre expression de la teneur en eau, aditive avec l'indice de vide, est l'indice d'eau (u) qui est le volume d'eau rapporté au volume de solide :

$$u = \frac{V_w}{V_s} = \frac{V_w}{M_w} \cdot \frac{M_w}{M_s} \cdot \frac{M_s}{V_s} = W \cdot \frac{\gamma_s}{\gamma_w}$$

La différence $e - u$ exprime l'indice d'air et traduit l'espace occupé par l'air dans l'échantillon.

ANNEXE 6 : METHODE POROSIMETRIE A MERCURE

La porosimétrie au mercure est un outil de caractérisation quantitative de la structure des matériaux poreux, tels que les roches (LAUTRIDOU, et al 1987 (a), (b)), les couvertures de sols et d'altération (VACHIER et al, 1979 ; CAMBIER et PROUST, 1981; GRIMALDI et al; 1987). Elle est employée pour caractériser l'espace poral et l'importance volumique des pores. Cette technique permet d'analyser le spectre de porosité, c'est-à-dire, la répartition du volume des pores en fonction de leur rayon équivalent (VACHIER et al 1979; GRIMALDI, 1987; LASSAUSSE, 1991).

Le principe général de cette méthode est fondé sur trois points principaux (GRIMALDI et al, 1987):

- 1°) - le mercure est un liquide non mouillant qui ne pénètre dans un système poreux qu'à condition qu'on exerce sur lui une pression. La taille des pores dans lesquels le mercure s'introduit est fonction de la pression exercée: plus celle-ci est importante, plus les pores pénétrés sont petits;
- 2°) - les pores sont assimilés à des tubes capillaires de différents diamètres où la relation entre la pression et le rayon de ces tubes est donné par la loi de Jurin:

$$P = \frac{2\gamma |\cos \theta|}{r} = \frac{7500}{r}$$

avec:

P = pression en bars

r = rayon équivalent (r_{eq}) en nanomètres

γ = tension superficielle du mercure dans le vide ($0,48 \text{ N.m}^{-1}$)

θ = angle de contact mercure/surface des constituants de l'échantillon (141°).

Les 2 termes γ et θ ne varient pas si on considère que le mercure est exempt de polluants et qu'on analyse toujours le même type de matériaux.

3°) - la notion de rayon équivalent.

Les systèmes poreux étudiés ne sont jamais constitués de tubes capillaires cylindriques mais de fissures, de chenaux et d'espaces intergranulaires dont il est impossible d'avoir une image exacte au moyen de la porosimétrie au mercure. Pour cette raison il est convenu de parler de rayon équivalent, noté " r_{eq} ". La loi de Jurin donne donc seulement une relation entre la pression exercée sur le mercure et le rayon équivalent des pores pénétrés par celui-ci.

Lors de sa progression dans l'échantillon, le mercure peut atteindre des pores reliés entre eux par des étranglements. Dans ce cas la pression de remplissage de ces pores est celle qui dépend de la taille des étranglements (Figure n°). Ce phénomène est celui de la "bouteille d'encre" qui existe également dans l'interprétation de la courbe de rétention d'eau en terme de spectre de porosité. Pour cette raison, la porosimétrie donne plutôt une distribution du volume poral en fonction du rayon équivalent du seuil de pores, appelés encore pores de constriction.

L'échantillon doit être deshydraté et dégazé avant l'analyse. Il a été montré que cette déshydratation n'était pas sans conséquence sur la distribution de l'espace poral (TESSIER, 1984). Parmi les techniques employées, le séchage à chaud (étuve à 105°C) utilisé sur nos échantillons, provoque entre autres un retrait dû au

employées, le séchage à chaud (étuve à 105°C) utilisé sur nos échantillons, provoque entre autres un retrait dû au départ de l'eau de l'espace interfoliaire des argiles. Il faut donc tenir compte de ces faits au moment de l'interprétation des résultats. Selon GRIMALDI *et al*, 1990; BRUAND, 1985 ; CURMI, 1992 ; LASSAUSSE, 1991, la comparaison des spectres de porosité obtenus, d'une part en porosimétrie au mercure et d'autre part à partir des courbes de rétention d'eau, permet d'apprécier l'influence de la déshydratation sur l'espace poral de l'échantillon. La quantité d'échantillon utilisée par une mesure est de l'ordre d'environ 0,6 cm³ de terre non remaniée.

L'appareil utilisé pour cette étude au Laboratoire de Science du Sol du Centre ORSTOM de Cayenne est fabriqué par Carlo Erba. Il se compose de :

1 - un dilatomètre: il s'agit d'un tube de verre ayant dans sa partie supérieure une ouverture constituée d'un rôdage et dans sa partie inférieure une soudure enserrant un fil métallique. Le rôdage permet de placer un tube capillaire de diamètre intérieur de 3 mm et d'une hauteur de 90 mm. L'échantillon est placé dans ce tube où est effectué le vide et ensuite il est rempli de mercure ;

2 - une Unité Macropore: cet appareil permet de faire le vide dans le dilatomètre et de suivre la pénétration du mercure dans l'échantillon lorsque la pression exercée sur le mercure varie de 0 à 1 bar, soit du vide à la pression atmosphérique. Un dispositif de surpression avec de l'air comprimé pousse les limites d'investigation de cet appareil jusqu'à 3 bars. Le rayon équivalent (r_{eq}) des pores analysés est donc compris entre 100 μ m et 6,8 μ m (pression atmosphérique) ou 2,4 μ m (3 bars).

Le vide est maintenu longtemps pour éliminer l'eau qui aurait pu s'adsorber sur l'échantillon après la sortie du dessiccateur. Ensuite le mercure est mis, l'échantillon se situant alors dans la partie haute du dilatomètre où il est surmonté d'une colonne de mercure d'environ 11 à 12 cm. Ceci est une limite de l'appareil, car cette hauteur de mercure initiale correspond à la pression minimale du mercure dans l'échantillon, correspondant à la taille maximale des pores analysés. La pression est ensuite amenée par paliers de 0,1 bar jusqu'à la pression atmosphérique. Pour chaque palier on note la hauteur de mercure dans le capillaire afin de connaître le volume qui a pénétré dans l'échantillon. Lorsque la pression atmosphérique s'exerce dans la partie haute du capillaire, la pression au niveau de l'échantillon est égale à la pression atmosphérique augmentée de la pression due à la hauteur du mercure en fin de mesure ;

3 - un Porosimètre 2000: cet appareil permet de donner la répartition du volume poral de la pression atmosphérique jusqu'à 2000 bars, soit en terme de rayon équivalent de 6800 à 3,75 nm. Après passage à l'Unité Macropore, le dilatomètre est placé dans l'enceinte du Porosimètre 2000 qui est fermée et remplie d'une huile conductrice du courant électrique. La montée en pression est obtenue à l'aide d'une pompe à piston alimentant en huile des vérins hydrauliques. La partie électronique de l'appareil enregistre le signal d'un capteur de pression et la variation de hauteur d'huile dans le capillaire. Elle commande également une vanne permettant la descente en pression lorsque les 2000 bars ont été atteints. Une table traçante reliée à l'appareil permet d'obtenir la courbe du volume cumulé de mercure qui a pénétré dans l'échantillon en fonction de la pression exercée.

ANNEXE N° 7 : Rétention de l'eau / retrait (courbes de pF)

Nous avons prélevé sur le terrain des échantillons à structure non remaniée et de taille décimétrique. Ces échantillons ont été stockés de façon à préserver l'état d'hydratation où ils étaient lors du prélèvement. Au laboratoire et avant chaque série de mesures, ils ont été fragmentés à la main en mottes de taille de 5 à 10 cm³, tout en les conservant la structure. Les horizons qu'ont fait l'objet de ces mesures sont les mêmes utilisés pour faire les mesures en porosimétrie à mercure: l'altérite argilo limoneuse violacée (t3); l'horizon microagrégé t2 (1 et 2); l'horizon argileux polyédrique (t6) et l'horizon argileux de l'aval (t5).

Le principe de la méthode repose sur l'étude des mottes sur lesquels sont appliqués des contraintes hydriques allant de 0,010 à 15 bars (TESSIER et BERRIER, 1979). En fonction du potentiel de l'eau appliqué on mesure sur chaque échantillon:

- a) - la teneur en eau par gravimétrie après chauffage à 105°C;
- b) - le volume (ou densité) apparent par l'intermédiaire de la poussée d'Archimède dans du pétrole (MONNIER et al 1973). Dans le cadre de ce travail, ces mesures ont été faites seulement à pF2 (état humid) et à pF6 (état sec).

En principe, cette méthode permet de suivre l'évolution simultanée du contenu en eau retenu dans l'échantillon et son volume apparent, soit de suivre les réorganisations du matériau en fonction du potentiel de l'eau appliqué. Connaissant la masse volumique de la phase solide, on calcule l'indice des vides (e) et l'indice d'eau (u) correspondant à chaque valeur du potentiel matriciel. Pour cela, après une humectation initiale, les mottes sont mises en équilibre à différentes valeurs de potentiel matriciel (ou contrainte hydrique), exprimé par la notion de pF. Ensuite, sont déterminés son volume apparent et sa teneur en eau. La concentration saline de la solution interstitielle est telle que le potentiel osmotique peut être négligé.

Les techniques utilisées pour mettre les échantillons à l'équilibre avec une contrainte hydrique déterminée sont les suivantes :

- a) - pour des pF entre 1 et 5 les échantillons ont été soumis à une pression pneumatique en utilisant :
 - 1- pour les pressions inférieures à 1 bars (pF 1 à 3), le dispositif d'ultrafiltration mis au point par TESSIER et BERRIER (1979) ;
 - 2 - pour les suctions comprises entre 1 et 15,8 bars (pF 3 à 5), une presse à membrane dont le principe est celui de RICHARDS (1947) ;
- b) - pour des pF > 5, les échantillons ont été séchés à l'étuve à 105°C durant 24 H et cet état hydrique a été assimilé à pF 6,0 (GRIMALDI, 1981).

Etant donné qu'une motte ne sert qu'à une seule répétition et ce, pour un pF donné, généralement le nombre de répétitions varie de 5 à 10. Pour les échantillons de la toposéquence T2, cinq (5) répétitions ont été effectuées au Laboratoire de Science du Sol du Centre ORSTOM de CAYENNE, sous orientation scientifique et technique de GRIMALDI et SARRAZIN. La moyenne, le coefficient de variation ainsi que l'intervalle de confiance, à 95%, ont été calculés pour chaque type d'échantillon et pour chaque contrainte hydrique (pF). Les indices de vides des mottes (e_m) ont été déterminés à deux états hydriques seulement (pF 2,0 et pF 6,0).

LISTE DE FIGURES

Fig. n° 1 - Localisation du site d'étude.

1(a) - Amérique du Sud - Brésil.

1(b) - EST de l'état de *São Paulo* - localisation du Secteur de *Cunha* du Parc Forestier de la *Serra do Mar*.

1(c) - Secteur de *Cunha* - Le bassin "D" du ruisseau du *Barracão*.

Fig. n° 2 - Bassin du fleuve "*Paraíba do Sul*".

Fig. n° 3 - Géologie régionale.

Fig. n° 4 - Coupe géologique schématique de l'état de *São Paulo*, d'après AB'SÁBER, 1956.

Fig. n° 5 - Profil morpho-structural régional - localisation du site d'étude.

Fig. n° 6 - Précipitations annuelles.

Fig. n° 7 - Réseau hydrographique de la partie NORD du Secteur de *Cunha* (Parc Forestier de la *Serra do Mar*).

Fig. n° 8 - Carte des sols du bassin "D", d'après CARVALHO et al., 1990.

Fig. n° 9 - Localisation du versant étudié au sein du bassin "D".

Fig. n° 10 - Toposéquence T2.

Fig. n° 11 - Organisation microscopique des filonets.

Fig. n° 12 - Dissolution de la gibbsite et disparition progressive de la structure en boxwork.

Fig. n° 13 - Alignement des filonnets au sein de la matrice fine microagrégée de l'horizon à blocs de l'amont.

Fig. n° 14 - Organisation des volumes pédologiques sur un bloc d'altérite (sableuse et argilo-limoneuse violacée).

Fig. n° 15 - Localisation du front de dissolution de la gibbsite à l'amont de l'altérite argilo-limoneuse violacée.

Fig. n° 16 - Granulométrie des horizons.

Fig. n° 17 - Granulométrie sur la toposéquence T2.

Fig. n° 18 : (a), (b), (c), (d) - Diffractogrammes de l'altérite sableuse rouge violacée.

Fig. n° 19 - Diffractogramme de l'altérite argilo-limoneuse violacée (t3).

Fig. n° 20 - Diffractogrammes des blocs (a), (b), (c), (d).

Fig. n° 21 - Diffractogramme de la fraction $< 2 \mu\text{m}$ de l'altérite argilo-limoneuse violacée (t3).

Fig. n° 22 - Diffractogramme de la fraction $< 2 \mu\text{m}$ de l'horizon argileux polyédrique (t4).

Fig. n° 23 - Diffractogramme de la fraction $< 2 \mu\text{m}$ de l'horizon argileux de l'aval (t5).

Fig. n° 24 - Distribution des valeurs de l'indice K_i sur la toposéquence T2.

Fig. n° 25 - Teneur pondérale en % de gibbsite par rapport à % de Al_2O_3 libre (d'après PEDRO, 1966).

Fig. n° 26 - L'indice de vide (ϵ) des horizons de la toposéquence T2.

Fig. n° 27 - Schéma représentant la façon dont est définie une classe de pores, son volume poral et le rayon équivalent (r_{eq}) modal correspondant (d'après BRUAND, 1985).

Fig. n° 28 - Indice de vide cumulé (ϵ) et spectre de porosité en fonction du rayon équivalent des pores (r_{eq}) pour l'altérite argilo-limoneuse violacée (t3) : ensemble inférieur.

Fig. n° 29 - Indice de vide cumulé (ϵ) et spectre de porosité en fonction du rayon équivalent des pores (r_{eq}) pour l'horizon microagréé t2 (1) : ensemble médian.

Fig. n° 30 - Indice de vide cumulé (ϵ) et spectre de porosité en fonction du rayon équivalent des pores (r_{eq}) pour l'horizon microagréé t2 (2) : ensemble médian.

Fig. n° 31 - Indice de vide cumulé (e) et spectre de porosité en fonction du rayon équivalent des pores (r_{eq}) pour l'horizon argileux polyédrique (t6) : ensemble supérieur.

Fig. n° 32 - Indice de vide cumulé (e) et spectre de porosité en fonction du rayon équivalent des pores (r_{eq}) pour l'horizon argileux de l'aval : ensemble supérieur.

Fig. n° 33 - La forme des pores d'après l'indice d'allongement.

Fig. n° 34 - Images de la macroporosité de l'altérite argilo-limoneuse violacée (t3).

Fig. n° 35 - Images de la macroporosité de l'horizon microagrégé t2 (1).

Fig. n° 36 - Images de la macroporosité de l'horizon microagrégé t2 (2).

Fig. n° 37 - Images de la macroporosité des horizons :

- (a) - argileux polyédrique (t6).
- (b) - grumeleux de surface (HG).

Fig. n° 38 - La courbe de porosité cumulée selon la taille (estimée par sa surface (mm^2) sur l'image.

Fig. n° 39 - La courbe de porosité cumulée selon la forme (estimée par l'indice d'allongement).

Fig. n° 40 - Courbes de rétention de l'eau et courbes de retrait des mottes en fonction du pF.

- (a) - altérite argilo-limoneuse violacée (t3).
- (b) - horizon microagrégé t2 (1).
- (c) - horizon microagrégé t2 (2).
- (d) - horizon argileux polyédrique (t6).

Fig. n° 41 - Schéma de circulation de l'eau au sein de la toposéquence T2.

Fig. n° 42 - Toposéquence T1.

Fig. n° 43 - Toposéquence T5.

Fig. n° 44 - Toposéquence T3.

Fig. n° 45 - Raccord latéral des séquences.

Fig. n° 46 - Schéma hypothétique d'évolution du versant à partir de la toposéquence T2.

Fig. n° 47 - Carte du risque de glissements de terrain.

(a) - de risque faible.

(b) - de risque moyen.

(c) - de très fort risque.