

## VARIATIONS MINÉRALOGIQUES ET STRUCTURALES ACCOMPAGNANT LE PASSAGE « SOLS ROUGES - SOLS JAUNES » DANS UN BASSIN VERSANT CARACTÉRISTIQUE DE LA ZONE DE CONTACT FORÊT-SAVANE DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE (BOORO BOROTOU, CÔTE-D'IVOIRE)

Emmanuel FRITSCH\*, Adrien Jules HERBILLON\*, Emmanuel JEANROY\*,  
Patrick PILLON\* et Odile BARRES\*\*

**RÉSUMÉ** — Dans la couverture pédologique d'un bassin versant de 136 ha, spécifique de la zone de contact forêt-savane, les principales différenciations verticales et latérales ont été attribuées au développement de plusieurs systèmes géochimiques. Le présent article a pour objet la caractérisation détaillée d'un de ces systèmes. Son extension spatiale, généralement limitée à la partie aval des versants, nous permet d'opposer, des positions hautes vers les positions basses du modelé, les sols rouges ferrallitiques aux sols jaunes ferrugineux tropicaux. Ce système, ouvert vers l'aval, n'affecte que la partie meuble supérieure de la couverture pédologique. En terme de bilan, il apparaît exclusivement soustractif et exporte de façon sélective l'hématite puis la goethite et la kaolinite. Cet appauvrissement en constituants fins et mal cristallisés entraîne une succession ordonnée de transformations structurales et texturales. Par ailleurs, certaines données minéralogiques révèlent des états d'altération différents entre la partie amont (fortement altérée et plus enrichie en kaolinite) et la partie aval des versants (plus faiblement altérée et, à l'inverse, plus riche en minéraux primaires résiduels). Il est de ce fait probable que le système ait exploité, à son début, les parties les moins altérées (moins riches au départ en constituants fins) de la couverture pédologique (zone actuelle de bas-fond). Au stade actuel du rééquilibrage géochimique, ce système ne peut se développer qu'à l'amont des versants au détriment des horizons rouges ferrallitiques encaissants.

Minéralogie, Fer, Kaolinite, Structure, Système sol, Côte-d'Ivoire

### Mineralogical and structural changes associated with the transition « Red soils - Yellow soils » in a watershed at the border between the forest and the savannah zones of Western Africa (Booro Borotou, Ivory Coast)

**ABSTRACT** — Most of the mineralogical, textural and structural changes occurring in the soil cover of a small watershed (136 ha) located in an area at the border between the forest and savannah zones had been previously attributed to the functioning and the development of different types of geochemical systems. The present study deals with the system that works in the upper part of the soil cover (A and B horizons) and transforms red clayey ferrallitic soils (located upslope in the catena) into yellow less clayey ferruginous ones (located downwards). It impoverishes the soils first in hematite, then in goethite and in kaolinite. Important structural and textural changes are orderly associated with the observed impoverishments in iron oxides and clay minerals. The mineralogy of the sand and the kaolinitic fractions of the different soils points to an inherited heterogeneity of the soil cover along the slopes : the soils located upslope have always been more clayey and more weathered than the soils located downslope. It is therefore postulated that at the beginning, the transforming system developed within a soil cover that, in terms of mineralogy, texture and structure, differed from the one where it works presently. At the present stage of its development, the system affects mainly the red soils located upslope.

Mineralogy, Iron, Kaolinite, Structure, Soil system, Ivory Coast

## INTRODUCTION

Le présent travail s'inscrit dans le cadre du programme HYPERBAV dont l'un des objectifs est la caractérisation géochimique, minéralogique et structurale de la couverture pédologique d'un bassin versant élémentaire de

\* CPB-CNRS, 17 rue Notre Dame des Pauvres, B.P. 5, 54501 Vandoeuvre-les-Nancy Cedex, France.

\*\* CRVM-CNRS, LA 235, rue du Doyen Marcel Roubault, B.P. 40, 54501 Vandoeuvre-les-Nancy Cedex, France.

27 MARS 1991

ORSTOM Fonds Documentaire

N° : 31.723 ext

Cote : B M 122

136 ha. L'article traite des variations minéralogiques et structurales qui accompagnent le passage des « sols rouges » (situés dans les positions hautes et bien drainées du bassin) aux « sols jaunes » (localisés, à l'inverse, dans les positions basses et plus humides de ce bassin). Des travaux de plus en plus nombreux (MAIGNIEN, 1961 ; CHAUVEL, 1977 ; CURI, 1983 ; CURI et FRANZMEIER, 1984 ; SANTANA, 1984 ; MACEDO et BRYANT, 1987) tendent à montrer que le passage des « sols rouges » aux « sols jaunes » sur les versants est généralisé à l'ensemble des couvertures pédologiques de la zone intertropicale.

Les variations minéralogiques et structurales qui marquent l'apparition et l'extension des « sols jaunes » vers l'aval n'affectent que la partie meuble supérieure de la couverture pédologique du bassin (en moyenne sur un mètre). Ces variations présentent deux gradients : l'un vertical (de bas en haut), l'autre latéral (de l'amont vers l'aval). Dans la mesure où le gradient latéral nous permet d'avoir les pôles extrêmes des variations pré-citées, nous privilégierons cette composante. Enfin, ces variations seront étudiées essentiellement dans la partie supérieure des horizons minéraux (à 40 cm de profondeur). En effet, il est apparu préférable, dans un premier temps, de s'affranchir du rôle de la matière organique et de l'activité biologique sur les propriétés structurales de ces sols.

Les objectifs de cette étude sont les suivants : préciser quelles sont les variations minéralogiques qui accompagnent les modifications structurales et texturales du sol ; établir l'interdépendance ou l'indépendance relative des paramètres édaphiques mesurés (très généralement ces paramètres seront étudiés deux par deux) ; révéler le rôle de certains constituants minéraux sur l'agrégation.

Dans un deuxième article, nous relierons aux variations texturales et structurales, établies entre les « sols rouges » et les « sols jaunes », une modification de la nature et de la géométrie de l'espace poral. Les différents types de porosité seront quantifiés et corrélés à des paramètres édaphiques et hydrodynamiques.

## I — CADRE GÉOGRAPHIQUE ET MÉTHODES D'ÉTUDE

### 1. Site et environnement

Le bassin versant de Booro Borotou (latitude 8°28'N, longitude 7°35'W) est situé dans le Nord-Ouest de la Côte-d'Ivoire. La longueur moyenne des versants est de 500 m et la dénivelée maximale entre le point le plus haut (473 m) et l'exutoire (point le plus bas à 426 m) est de 47 m.

Cette unité hydro-pédologique est représentative des paysages cuirassés occupés par les savanes pré-forestières du domaine sub-soudanais (GUILLAUMET et ADJANOHOUN, 1971). Sous un climat tropical semi-humide de type soudano-guinéen, les sols s'y développent sur des formations gneisso-migmatitiques du socle libérien.

Tous les facteurs du milieu sont caractéristiques d'une zone de transition. Ainsi, le climat (hauteur moyenne interannuelle de précipitation : 1360 mm, CHEVALLIER, 1988) assure le passage entre un environnement humide, pluvieux, à deux saisons des pluies au Sud et un environnement plus aride à une saison des pluies et à fort contraste saisonnier au Nord. D'après l'esquisse pédologique de l'Afrique de l'Ouest établie par BOULET *et al.* (1971), ce bassin se situe également dans la zone de transition entre les deux grands domaines (ferrallitique au Sud et ferrugineux au Nord) du milieu intertropical. A une échelle régionale, les domaines ferrallitique et ferrugineux se retrouvent respectivement dans les positions amont et aval du modelé.

A l'échelle du grand bassin de la FéréDougouba (affluent du fleuve Sassandra), le bassin versant étudié se situe dans une position médiane entre les grands reliefs de commandement situés à l'Ouest à la frontière guinéenne et l'axe de drainage principal délimité à l'Est par le fleuve Sassandra. De ce fait, la morphologie du bassin versant assure la transition entre les modelés à interfluves larges et à sommets tabulaires (Bowé) à l'Ouest et les modelés à sommet convexe ou modelés d'ensemble dits « en demi-orange » à l'Est. Dans le bassin de Booro Borotou, les quatre reliques de plateaux cuirassés apparentés au haut glacis (470 m d'altitude) ne représentent ainsi que 5 % de la superficie.

De même, la couverture végétale, relativement diversifiée, se présente comme une mosaïque de forêt semi-décidue et de savanes (BERTRAND *et al.*, 1984). Cette mosaïque est interrompue dans les marigots par une forêt galerie à la fois plus dense et plus haute. Spécifique de la zone de contact forêt-savane, cette couverture végétale assure la transition entre la zone forestière dense du Sud et la zone à savane herbeuse du Nord.

## 2. Les grands traits de la couverture pédologique : les différents domaines et systèmes

La couverture pédologique du bassin de Booro Borotou peut être subdivisée en deux grands domaines (FRITSCH, 1986) : un domaine ferrallitique amont et un domaine ferrugineux et hydromorphe aval (fig. 1). Chacun de ces domaines peut lui-même être scindé en plusieurs systèmes pédologiques (FRITSCH *et al.*, 1986). Le domaine ferrallitique comprend un système cuirassé de plateau et un système « sol rouge ». Le domaine ferrugineux et hydromorphe se subdivise, quant à lui, en un système supérieur « sol jaune », un système médian cuirassé (mi-versant) et un système aval hydromorphe.

Seules les relations entre le système « sol rouge » du domaine ferrallitique et le système « sol jaune » du domaine ferrugineux qui le relaye vers l'aval seront examinées dans le cadre de cet article.

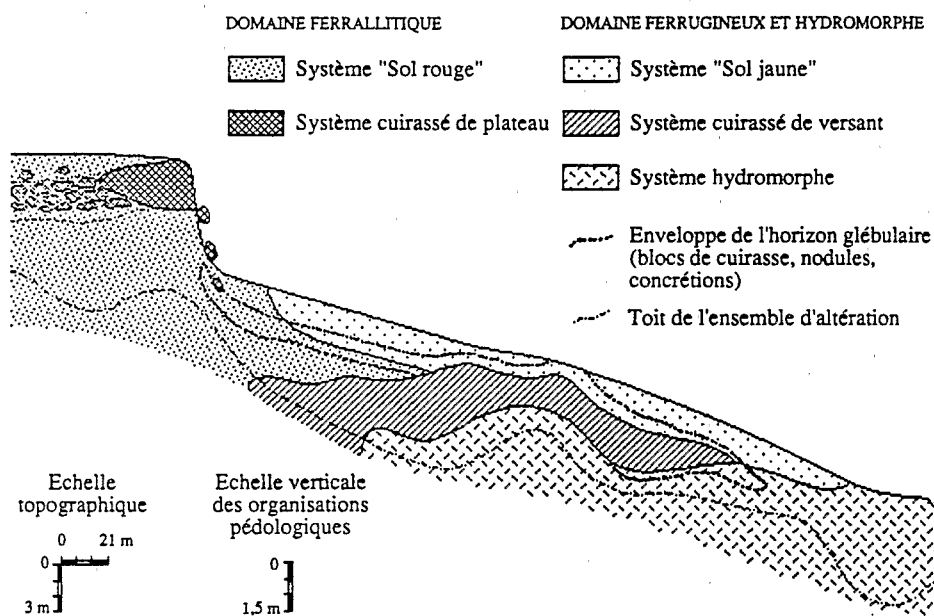
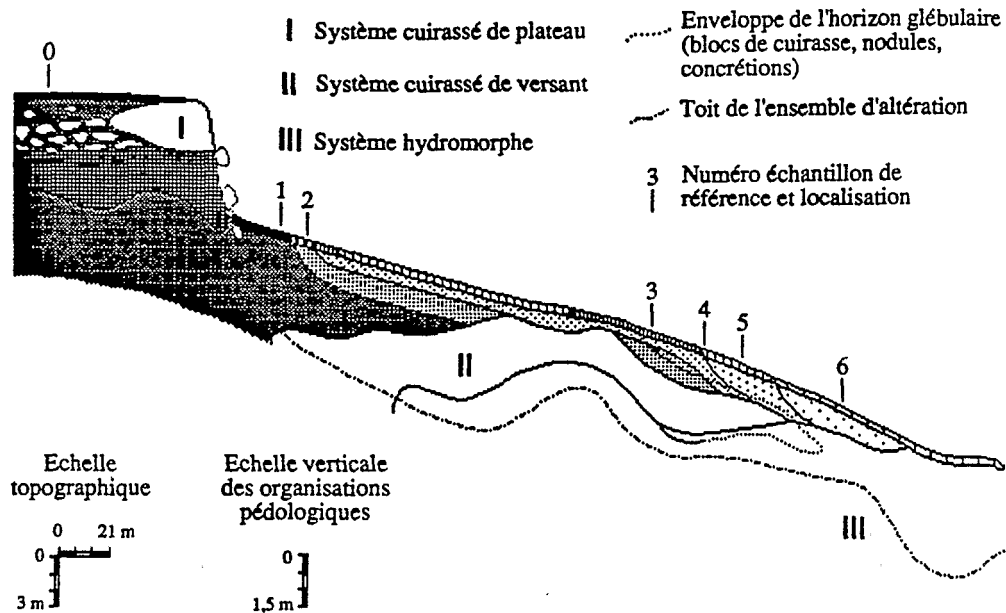


Fig. 1 — Les grands ensembles de la couverture pédologique du bassin versant de Booro Borotou.  
A sketch of the soil cover of the Booro Borotou watershed showing the major types of soil occurring in this area.

## 3. Présentation du système « sol jaune » et de son encaissant amont « sol rouge »

A l'échelle du bassin, le système « sol jaune » est généralisé à l'ensemble du bas de versant. En coupe verticale (fig. 2), il présente une forme en cuvette aplatie centrée sur l'axe de drainage principal du bassin (marigot). Présent dès la surface du sol, son extension verticale dépasse rarement le mètre supérieur de la couverture pédologique. A l'amont, il recoupe la limite supérieure (parfois aussi inférieure) de l'horizon glébulaire. Par ailleurs, la limite supérieure de ce dernier horizon une fois recoupée par le système se maintient dans ce dernier (fig. 1). Ce type de discordance montre : (1) que le développement du système s'est fait sur place, (2) qu'il est au moins postérieur à la mise en place des glébules, (3) qu'il n'affecte que les matrices meubles.

Le système « sol jaune » comprend une succession ordonnée de quatre couples d'horizons humifères et minéraux (fig. 2). Ces derniers apparaissent emboîtés les uns dans les autres, le plus externe au système (à l'amont) étant lui-même encaissé dans les sols rouges du domaine ferrallitique. Cet emboîtement d'horizons



		DOMAINE FERRALLITIQUE		DOMAINE FERRUGINEUX ET HYDROMORPHE			
HORIZONS HUMIFERES	Couleur (Code Munsell)	Brun rougeâtre (5 YR)		Brun ocre (7,5 YR)		Brun foncé (10 YR)	
	Granulométrie (A %)	A-AS (25-35 %)		AS (25-35 %)	SA (15-25 %)	S (<15 %)	
	Agrégation	Grumeleux		Massif à plages microgrenues		Massif à particulaire	
	Cohésion	Faible		Moyenne à forte		Moyenne à nulle	
Unités cartographiques							
HORIZONS MINERAUX	Couleur (Code Munsell)	Rouge (2,5 YR)	Rouge pâle (5 YR)	Ocre (7,5 YR)		Jaune (10YR - 2,5 Y)	
	Granulométrie (A %)	A à A-AS (>35 %)			AS (25-35 %)	SA (15-25 %)	S (<15 %)
	Agrégation	Polyédrique fine à micropédique	Polyédrique	Massif à débit polyédrique	Massif	Massif à particulaire	Particulaire
	Cohésion	Faible	Moyenne	Moyenne à forte	Forte	Moyenne	Faible à nulle
Unités cartographiques							

Fig. 2 — Inventaire et distribution spatiale des organisations meubles apparentées aux sols rouges et jaunes.  
Inventory and spatial distribution of loose soil horizons belonging to the red and yellow soils respectively.

retrace les principales étapes des évolutions minéralogiques et structurales que nous nous proposons d'étudier plus en détail.

Sur le terrain, ces évolutions sont révélées par des modifications de couleur, de texture (granulométrie) et de structure (agrégation). De l'amont vers l'aval des versants, les variations de couleur vont dans le sens d'une baisse du pouvoir de pigmentation rouge, d'un renforcement progressif d'une coloration jaune qui tend ensuite à disparaître (matrice jaune pâle à blanche). Les variations granulométriques traduisent une baisse de teneur en éléments fins entraînant un accroissement de la teneur en éléments grossiers. Les structures évoluent du pôle fragmentaire (structure polyédrique fine à plages micropédiques ou polyédrique moyenne à grossière) vers le pôle massif puis vers le pôle particulaire. Ces variations s'observent à deux niveaux de profondeur : dans les horizons humifères et dans les horizons minéraux. Elles se couplent en surface à l'individualisation puis à la disparition progressive d'organisations pelliculaires (PLANCHON *et al.*, 1987).

#### 4. Méthodes et techniques d'étude

L'étude a nécessité différents moyens d'observation et méthodes d'analyse qui ont permis de collecter trois types de données.

— *Des données chimiques* : micro-analyses quantitatives ponctuelles effectuées à la microsonde de Castaing sur lames minces, analyses chimiques globales réalisées sur échantillons remaniés (sur terre fine et sur argile granulométrique). Les déterminations chimiques globales ont porté sur les éléments totaux majeurs (Si, Al, Fe) et les réserves en alcalins et alcalino-terreux (Ca, Mg, Na, K) après fusion de 100 mg d'échantillon au métaborate de strontium (JEANROY, 1974), sur le pH et le complexe d'échange (chlorure d'ammonium 0,5 N pour les cations échangeables, cobaltihexamine pour la CEC (REMY et ORSINI, 1976)). Ces analyses ont été complétées par des extractions chimiques différentielles et séquentielles (citrate-bicarbonate, citrate-bicarbonate-dithionite : JEANROY et PILLON, 1989). Le dosage des éléments extraits a porté sur Fe, Al, Si et a été réalisé par spectrométrie d'absorption atomique. Ces extractions permettent de distinguer trois formes de fer (amorphe, libre et total) et d'apprécier le taux de substitution global en aluminium des oxydes de fer cristallisés (JEANROY *et al.*, 1983, 1984 ; GUILLET et JEANROY, 1985 ; JEANROY et PILLON, 1989).

— *Des données minéralogiques* : identification des minéraux sur des critères optiques, par diffractométrie de rayons X (RX) et par spectroscopie infra-rouge (IR). Le taux de substitution en aluminium des goethites a été apprécié par diffraction X (SCHULZE, 1984). Le pourcentage relatif d'hématite dans le mélange hématite + goéthite a été déterminé par diffraction de RX à partir de l'intensité des raies (012) de l'hématite ( $\times 3,5$ ) et (110) de la goéthite (SCHWERTMANN et LATHAM, 1986). Cette mesure a été pratiquée aussi bien sur les fractions enrichies en fer oxyde après traitement à la soude bouillante (KAMPF et SCHWERTMANN, 1982) que sur le spectre résultant de l'analyse différentielle après déferrisation au dithionite (SCHULZE, 1981). Le degré d'ordre des kaolinites a été déterminé en spectroscopie infra-rouge, dans la zone des vibrations de valence des groupements OH de ce minéral (FARMER et RUSSELL, 1964), sur échantillons déferrifiés au citrate-bicarbonate-dithionite (CBD).

— *Des données pétrographiques* : identification des systèmes « sol rouge » et « sol jaune », de leur contenu (horizons, matrices, assemblages minéraux) et analyse de leur distribution spatiale. L'étude est basée essentiellement sur des observations effectuées aux échelles méga- (toposéquence) et macroscopique (profil, horizon) puis aux échelles micro- (microscope optique sur lames minces) et ultra-microscopiques (microscope électronique à balayage sur échantillons non perturbés). Elle a été complétée par des mesures de couleur, granulométriques, des tests d'agrégation et des mesures de porosité. La coloration des matrices a été appréciée, sur le terrain puis en laboratoire après séchage à l'air, à l'aide du code Munsell. La granulométrie a été effectuée selon ROUILLER *et al.* (1972). La distribution granulométrique d'agrégats (test de macro-agrégation) a été obtenue à sec en conditions standardisées (ALBRECHT et RANGON, 1988). Pour chaque classe granulométrique, la fraction agrégée a été distinguée de la fraction particulaire quartzreuse (trilage sous loupe binoculaire puis au séparateur magnétique pour les classes inférieures à 0,5 mm). Les porosités sont déduites des mesures de densité réelle (pycnomètre) et de densité apparente (2 à 3 répétitions par échantillon suivant le protocole défini par BRAUDEAU (1988)).

Les caractérisations rapportées ci-dessus ont été entreprises sur la base d'un échantillonnage de plus en plus restreint au fur et à mesure de l'investigation géochimique, minéralogique et structurale :

- sur une centaine d'échantillons (analyses : granulométrie, fer total) dans l'optique d'une visualisation bidimensionnelle (représentation en coupe) des paramètres mesurés ;
- sur une vingtaine d'échantillons prélevés à 40 cm de profondeur (analyses portant sur la cristallinité des kaolinites, sur les formes du fer et sur les proportions relatives des constituants secondaires) ;
- sur sept échantillons, numérotés de 0 à 6 (analyses portant sur l'agrégation, la porosité, les réserves en bases et le complexe d'échange), prélevés également à 40 cm de profondeur et considérés comme les plus représentatifs.

## II — RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

## 1. Variations chimiques et minéralogiques

## a) Identification des constituants primaires et secondaires

Les observations de lames minces au microscope optique nous permettent de distinguer au sein de chaque matrice deux sortes de constituants : des constituants grossiers directement identifiables et des constituants ultra-microscopiques nécessitant pour la caractérisation des moyens analytiques indirects (RX, IR). Les premiers sont composés exclusivement de quartz à l'amont des versants. Ils sont juxtaposés à quelques plagioclases et microclines à l'aval de ces versants. Ces constituants primaires sont régulièrement répartis au sein de chaque matrice. D'après les analyses RX et IR, les seconds sont composés principalement de kaolinite associée, en proportion variable et en bien moindre abondance, à de l'hématite et à de la goéthite. A l'aval des versants, l'analyse RX révèle également l'apparition puis une légère augmentation des teneurs en illite et en smectite. Sur lames minces, la petite taille et l'orientation quelconque de ces constituants secondaires confèrent au mélange une isotropie de compensation sous nicols croisés. Cette isotropie se maintient tout le long du

Tableau I  
Composition granulométrique et chimique de six échantillons de référence (1 à 6)  
Particle size and chemical composition of six selected samples (1-6)

a) GRANULOMETRIE					
Ech.	A	LF	LG	SF	SG
1	53,0	6,2	1,4	11,1	28,3
2	46,7	5,8	1,2	13,1	33,2
3	38,0	7,6	2,9	13,8	37,8
4	21,8	5,8	2,8	25,7	43,9
5	19,2	6,3	2,6	21,7	50,1
6	7,6	5,3	3,7	25,3	58,1

b) COMPOSITION CHIMIQUE											
Sur terre fine (fraction inférieure à 2 mm)											
Ech.	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	MnO%	MgO%	CaO%	Na <sub>2</sub> O%	K <sub>2</sub> O%	TiO <sub>2</sub> %	P.F. %	Ki
1	62,63	17,19	7,48	0,07	0,12	0,05	0,07	0,22	1,09	11,09	6,2
2	68,14	16,43	4,92	0,04	0,11	0,05	0,07	0,21	0,95	9,09	7,1
3	71,76	13,12	5,78	0,03	0,10	0,07	0,12	0,35	1,07	7,60	9,3
4	81,57	7,63	4,19	0,04	0,07	0,07	0,18	0,42	1,18	4,64	18,2
5	83,45	6,99	3,33	0,04	0,07	0,07	0,22	0,45	0,82	4,57	20,3
6	92,04	2,96	1,89	0,02	0,06	0,12	0,40	0,46	0,89	1,16	52,9

Sur argile (fraction inférieure à 2 µm)											
Ech.	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	MnO%	MgO%	CaO%	Na <sub>2</sub> O%	K <sub>2</sub> O%	TiO <sub>2</sub> %	P.F. %	Ki
1	37,63	33,19	9,71	0,11	0,22	0,03	0,01	0,28	1,00	17,83	1,9
2	38,61	34,14	7,25	0,04	0,19	0,03	0,02	0,28	1,03	18,41	1,9
3	38,38	31,64	9,75	0,03	0,20	0,03	0,02	0,35	1,14	18,46	2,1
4	37,70	30,67	10,31	0,05	0,22	0,03	0,03	0,40	1,28	19,31	2,1
5	38,43	31,02	10,00	0,08	0,24	0,03	0,03	0,40	1,28	18,49	2,1
6	42,05	25,77	9,09	0,03	0,33	0,03	0,03	0,57	1,97	20,13	2,8

Sur plasma argilo-ferrugineux (moyenne de 20 micro-analyses par échantillon)											
Ech.	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	MnO%	MgO%	CaO%	Na <sub>2</sub> O%	K <sub>2</sub> O%	TiO <sub>2</sub> %	100-Σ	Ki
1	37,42	32,70	8,98	0,07	0,22	0,10	0,02	0,26	1,19	19,04	1,9
2	38,24	33,59	6,01	0,05	0,17	0,05	0,03	0,31	0,83	20,72	1,9
3	39,15	32,27	8,10	0,05	0,22	0,16	0,02	0,25	1,21	18,57	2,1
4	38,16	31,21	7,04	0,04	0,23	0,16	0,09	0,47	1,08	21,51	2,1
5	38,01	29,29	6,45	0,05	0,23	0,20	0,02	0,32	1,45	23,98	2,2
6	42,08	23,98	5,45	0,04	0,39	0,43	0,07	0,41	2,02	25,12	3,0

c) pH ET COMPLEXE D'ECHANGE DE LA TERRE FINE (me/100g)											
Ech.	pH H <sub>2</sub> O	pH KCl	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	S	Al <sup>3+</sup>	CEC	S/T %	CECarg.
1	5,0	4,0	0,33	0,19	0,10	0,02	0,64	1,20	2,1	30	9,0
2	5,2	4,2	0,51	0,20	0,08	0,03	0,82	0,70	1,8	47	9,0
3	5,3	4,1	0,75	0,22	0,10	0,01	1,08	0,60	1,9	57	11,5
4	5,3	4,3	0,53	0,24	0,12	0,02	0,91	0,20	1,3	71	11,0
5	5,2	4,2	0,32	0,10	0,10	0,00	0,52	0,35	1,1	46	11,0
6	5,8	4,7	0,38	0,47	0,09	0,02	0,96	0,00	1,0	93	19,0

versant. Les constituants secondaires définissent un plasma argilo-ferrugineux et délimitent, au microscope électronique à balayage, des espaces interparticulaires de type microporeux ( $0,1 \mu\text{m}$ ).

Les analyses granulométriques confirment cette partition en deux compartiments fin (fraction argileuse) et grossier (fraction supérieure à  $50 \mu\text{m}$ ), toute variation granulométrique se faisant à teneur en limon fin constante et voisine de 6 % (tabl. I). D'autre part, l'analyse chimique globale montre que la quasi-totalité de l'aluminium du sol est présente dans la fraction argileuse. Cette dernière contient de ce fait l'essentiel de l'argile minéralogique. Enfin les analyses chimiques globales obtenues sur la fraction argileuse et les mesures effectuées à la microsonde de Castaing sur le plasma argilo-ferrugineux (moyenne d'une vingtaine de micro-analyses par lame mince) donnent des valeurs très proches (tabl. I). Ceci confirme l'analogie de composition entre argile granulométrique et plasma argilo-ferrugineux.

De l'amont vers l'aval des versants, la variation de la composition chimique et minéralogique des matrices sera étudiée pour trois grandes familles de constituants. Ces familles correspondent : aux minéraux identifiés à l'aval des versants (smectite, illite, plagioclase, microcline), aux oxydes cristallisés (hématite, goéthite) et, enfin, à la kaolinite. Pour la première famille de constituants, nous relierons la variation latérale de leur concentration aux réserves en bases et à une modification du complexe d'échange du sol. Pour les deux dernières familles de constituants, la caractérisation portera essentiellement sur la proportion et la qualité (cristallinité, substitution isomorphique) de ces minéraux secondaires.

#### *b) Conséquences de certaines variations minéralogiques sur la réserve en bases et le complexe d'échange des sols*

##### *— Réserves en bases*

Les réserves en bases ont été exprimées en méq/100 g (HERBILLON, 1989). Ce mode de présentation des résultats permet de faire figurer sur un même graphique la contribution de chaque cation (Na, K, Mg, Ca) aux réserves totales en bases (fig. 3) du sol (TRBs) ou de leur fraction argileuse (TRBc).

Si on exclut l'échantillon 0 (situé sur un plateau), la réserve totale en bases de la terre fine (TRBs) augmente progressivement de l'amont vers l'aval des versants (éch. 1 à 6). Cette réserve en bases est assurée, par ordre d'importance, par Na, K, Mg, Ca. Mg est localisé principalement dans la fraction argileuse. A l'inverse, Na et Ca se situent presque exclusivement dans les fractions supérieures à  $2 \mu\text{m}$ . K est surtout présent dans la fraction argileuse à l'amont des versants. Il devient plus abondant dans les fractions supérieures à  $2 \mu\text{m}$  à l'aval de ces versants. La diminution de la réserve en Mg et K dans la fraction fine ( $< 2 \mu\text{m}$ ) est étroitement corrélée à la baisse progressive de la teneur en argile granulométrique. A l'opposé, l'augmentation des réserves en Na, Ca, K dans les fractions grossières ( $> 2 \mu\text{m}$ ) est attribuée à une plus grande abondance de minéraux primaires résiduels en bas du versant (plagioclases pour Na et Ca, microclines et micas pour K), ces minéraux restant toujours dans des proportions relativement faibles ( $< 5 \%$ ).

##### *— pH et complexe d'échange*

De l'amont vers l'aval des versants (éch. 1 à 6), nous notons les variations suivantes (tabl. I) : légère élévation de la valeur du pH (5 à 5,8) et baisse de la teneur en Al échangeable (1,2 à 0 meq./100 g), diminution de la CEC sur la terre fine (2,1 à 1 meq./100 g) et, à l'inverse, augmentation de cette dernière sur la seule fraction argileuse (9 à 19 meq./100 g), élévation du taux de saturation (30 à 93 %). Cette saturation du complexe d'échange est essentiellement assurée par Ca, dans une moindre mesure par Mg, puis par K.

L'augmentation de la valeur du pH et du taux de saturation est corrélée à l'augmentation des réserves en bases du sol (TRBs). La diminution de la CEC est corrélée à la baisse progressive de la teneur en argile granulométrique. L'augmentation brutale de la CEC de la fraction argileuse dans le dernier échantillon, le plus proche du marigot (de 11 à 19 meq./100 g), est due à l'adjonction de smectite à la kaolinite (confirmée par la diffractométrie de rayons X et par l'élévation du rapport moléculaire  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  de 1,9 à 2,8).

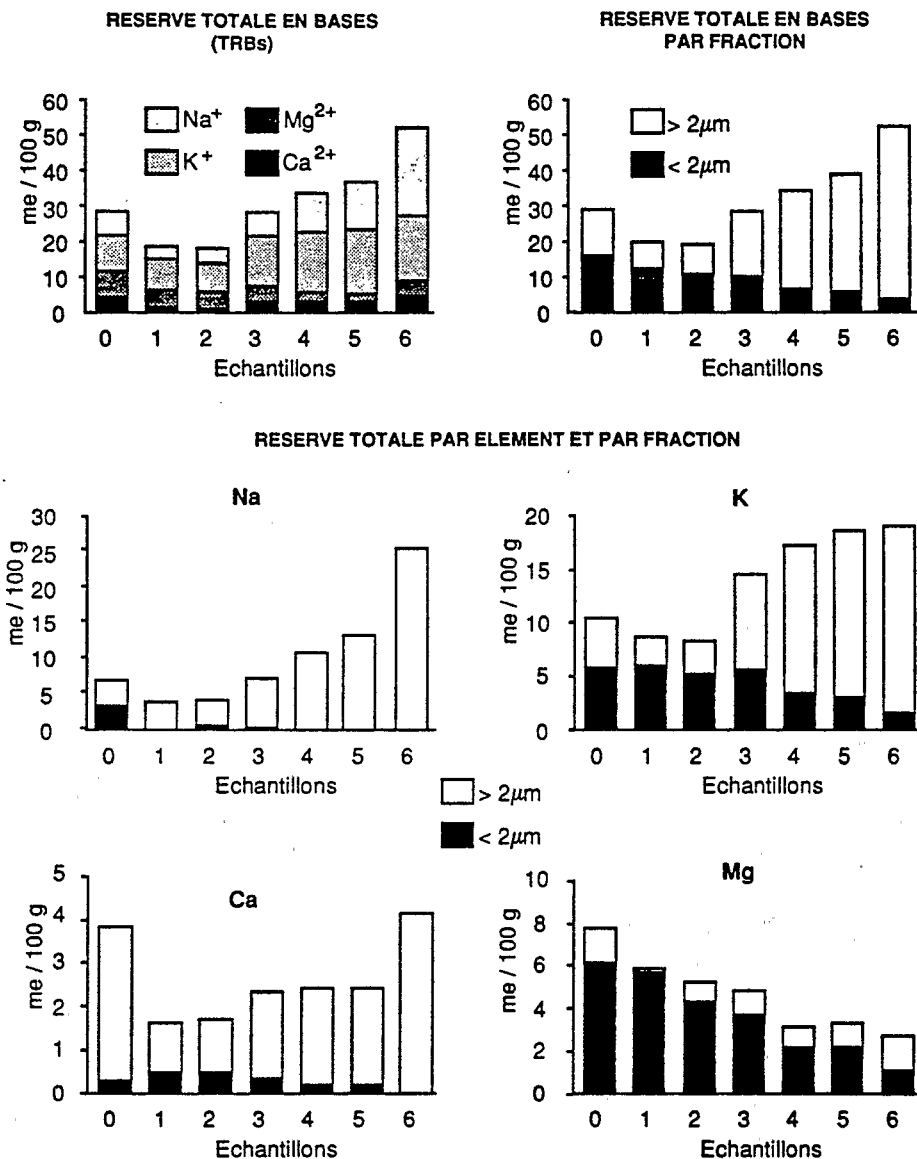


Fig. 3 — Réserve totale en bases du sol (TRBs) et de la fraction argileuse (TRBc).

Total reserve in bases :  $TRB = Ca^{2+} + Mg^{2+} + K^{+} + Na^{+}$  in meq./100 g of soils ( $f < 2$  mm) and of their clay fractions ( $f < 2 \mu m$ ).

### c) Oxydes cristallisés : hématite, goéthite

#### — Formes du fer

Les résultats des extractions chimiques séquentielles montrent en premier lieu que la contribution de la fraction argileuse à la teneur en fer total du sol n'est que de 70 % dans les échantillons les plus argileux et de 40 % dans les échantillons les plus sableux. La présence de nodules ferrugineux millimétriques dans les fractions sableuses explique cette faible contribution.

D'autre part, les données obtenues sur les fractions argileuses montrent que le fer amorphe représente toujours une fraction insignifiante du fer total puisqu'il reste toujours inférieur à 0,7 %. Vient ensuite le fer silicaté. La valeur de ce dernier est corrélée au rapport moléculaire  $SiO_2/Al_2O_3$  ( $Fe_{sil.} = -3,8 + 2,9 \times SiO_2/Al_2O_3$ ,  $r^2 = 0,98$ ). Elle est égale à 1,8 % à l'amont des versants et correspond alors au fer en substitution



dans le réseau de la kaolinite. Elle peut atteindre 4 % à l'aval de ces versants (adjonction de smectite à la kaolinite). Les variations relativement faibles de ces deux formes du fer impliquent que les variations de teneur en fer total de la terre fine sont principalement imputables à celles du fer oxyde (hématite + goethite).

— *Teneur pondérale en oxydes cristallisés (hématite + goethite)*

De bas en haut dans le profil et de l'amont vers l'aval des versants, la baisse de la teneur en fer total est corrélée à une diminution de la teneur en fer oxyde ( $Hm + Gt = -0,6 + 0,72 Fet$ ,  $r^2 = 0,99$ ). Par ailleurs, cette dernière est également corrélée à une diminution de la teneur en aluminium amorphe ( $Hm + Gt = -0,4 + 27,9 Al - 18,9 Al^2$ ,  $r^2 = 0,85$ ).

— *Teneur pondérale en hématite*

La teneur pondérale en hématite d'un échantillon de sol peut être déterminée soit de façon directe par l'analyse, soit d'une façon indirecte par une simple mesure de coloration.

*Méthode directe*

Connaissant la teneur en fer oxyde par voie chimique et la proportion relative d'hématite et de goethite par diffraction X, nous pouvons calculer la teneur pondérale de chacun de ces constituants. De l'amont vers l'aval des versants, les résultats présentés dans la figure 4 montrent que la diminution de la teneur en hématite est relayée par un accroissement puis une diminution des teneurs en goethite.

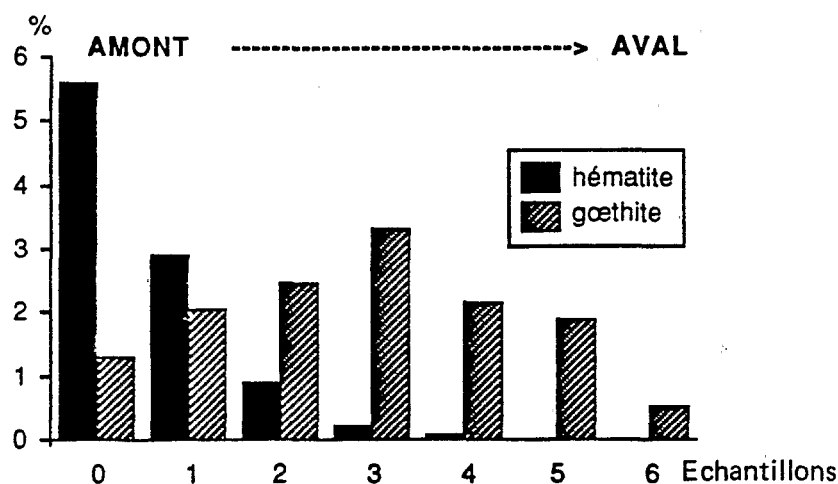


Fig. 4 — Variations latérales de la teneur en hématite et en goethite.  
Lateral variation in the contents in hematite and goethite.

*Méthode indirecte*

De nombreux travaux (SCHWERTMANN et LENTZE, 1966 ; DAVEY *et al.*, 1975 ; SCHWERTMANN et TAYLOR, 1977 ; BIGHAM *et al.*, 1978 ; CHILDS *et al.*, 1979 ; TORRENT *et al.*, 1983 ; BARRON et TORRENT, 1986) ont traité du pouvoir colorant des oxydes de fer. Si l'hématite donne une coloration rouge aux matrices, la goethite leur confère une coloration jaune brunâtre. De ce fait, la couleur de chaque horizon minéral dépendra de la proportion de ces deux constituants dans un mélange quartzo-kaolinitique à pouvoir de pigmentation très faible (standard blanc grisâtre). D'après BARRON et TORRENT (1986), la couleur de chacun de ces constituants ou groupe de constituants pris séparément est la suivante : 3,4 YR 4,6/6,6 pour l'hématite, 9,2 YR 5,5/4,5 pour la goethite et 6,7 YR 7,5/2,5 pour le résidu déferrifié. Toutefois, le pouvoir colorant des oxydes de fer dépend lui-même de la taille, du taux de substitution en aluminium et de l'état de dispersion de ces cristallites dans le plasma kaolinitique (SCHWERTMANN et TAYLOR, 1977 ; BARRON et TORRENT, 1984).

D'autre part, le pouvoir de pigmentation élevé de l'hématite permet de détecter la présence de cet oxyde à très faible concentration. Cette particularité a amené TORRENT *et al.* (1983), BARRON et TORRENT (1986) à établir un

indice de rouge ( $IR = [(10-H) \times C] / V$ ; H, V, C : notation du code Munsell) puis à relier cet indice à la teneur en hématite dans les échantillons de sol. La relation est linéaire tant que la concentration en hématite reste inférieure à 5 % (TORRENT *et al.*, 1983).

Pour notre zone d'étude (fig. 5), les coefficients de la droite de régression ( $Hm \% = -0,5 + 0,58 \times IR$ ,  $r^2 = 1$ ) sont proches de ceux obtenus par TORRENT *et al.* (1983) sur des sols brésiliens ( $Hm \% = -3,1 + 0,48 \times IR$ ,  $r^2 = 0,8$ ). Connaissant cette relation, nous pouvons ainsi estimer la teneur en hématite d'un échantillon du bassin par une simple mesure de coloration au code Munsell. De même, à chaque planche du code (rouge : 2,5 YR ; rouge pâle : 5 YR ; ocre : 7,5 YR ; jaune : 10 YR) ou grand type de matrices, peut être reliée une gamme de teneurs en hématite (fig. 5).

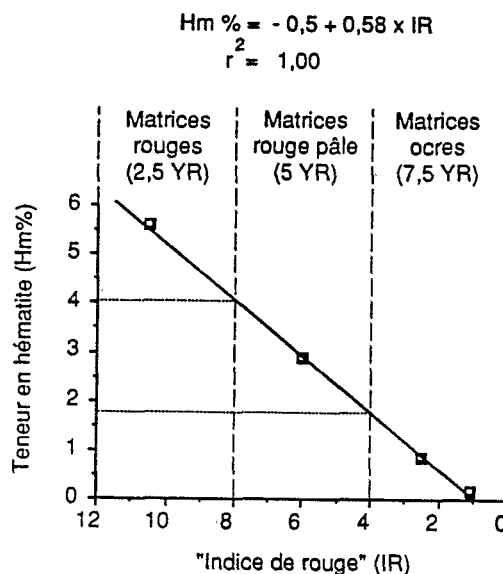


Fig. 5 — Relation entre « indice de rouge » et teneur en hématite du sol.  
Relationship between the redness index and the hematite content.

#### — Substitution en aluminium

La faible concentration en hématite des échantillons ne permet pas d'estimer le taux de substitution en aluminium de cet oxyde. Pour la goethite, la détermination du taux de substitution en alumine par diffractométrie de RX et par voie chimique (pour des échantillons dépourvus d'hématite) situe cet hydroxyde dans un pôle moyennement substitué (teneur en Al comprise entre 15 et 25 %). La variabilité du taux de substitution entre échantillons n'est corrélée à aucun autre paramètre calculé ou mesuré (teneur en  $Fe_2O_3$  total, teneur en argile granulométrique, TRB, etc.).

#### — Taille et solubilité

La fraction argileuse d'un échantillon rouge pâle contenant des proportions équivalentes d'hématite et de goethite a été subdivisée en deux classes granulométriques (0-0,2  $\mu m$ , 0,2-2  $\mu m$ ). Par rapport à la fraction argileuse, la plus petite classe (0-0,2  $\mu m$ ) apparaît plus rouge. De même, la résolution des pics de diffraction de l'hématite y est accrue, celle de la goethite ne l'est pas. L'hématite se concentre donc dans la fraction granulométrique la plus fine.

D'autre part, sur l'ensemble de la fraction argileuse, une déferrisation ménagée (CBD à froid, durée de contact solide/réactif croissante, spectre de diffraction sur les différents culots) montre qu'il y a d'abord dissolution de l'hématite, puis de la goethite (JEANROY et PILLON, 1989). Au cours de cette cinétique de dissolution, les différents culots font progressivement apparaître une coloration jaune brunâtre.

Ainsi, la dissolution sélective de l'hématite, produite en conditions expérimentales, peut être attribuée à la localisation de l'hématite dans la fraction argileuse la plus fine.

## d) Kaolinites

## — Teneur pondérale

Sur les sept échantillons de référence, la teneur en kaolinite a été calculée par voie chimique en se basant sur la teneur en aluminium combiné ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  total —  $\text{Al}_2\text{O}_3$  libre) puis estimée en soustrayant la teneur en fer et en aluminium libre (donnée par l'analyse ou estimée indirectement par la teneur en fer total) à la teneur en argile granulométrique. Ces deux modes d'évaluation donnent des valeurs très voisines (fig. 6). Dans le cadre du traitement d'un plus grand nombre d'échantillons n'ayant pas fait l'objet d'une analyse chimique détaillée, le deuxième mode d'évaluation sera utilisé par la suite.

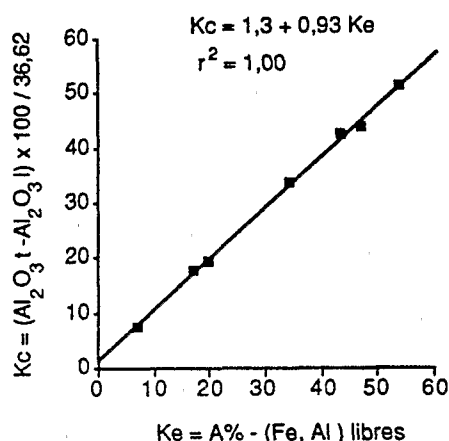


Fig. 6 — Relation entre teneur en kaolinite calculée (Kc) et estimée (Ke).  
Relationship between the calculated (Kc) and the estimated (Ke) kaolinite contents.

Sur des représentations en coupe et dans la partie supérieure de la couverture pédologique, les courbes d'isoteneur en argile kaolinitique apparaissent emboîtées les unes dans les autres. Cet emboîtement se fait à partir de la surface topographique, le pôle le plus sableux et le plus interne à ces courbes étant toujours situé à l'aval des versants (fig. 7). Ces gradients révèlent ainsi un appauvrissement en argile kaolinitique d'autant plus important qu'on se rapproche de la surface et qu'on se déplace vers l'aval.

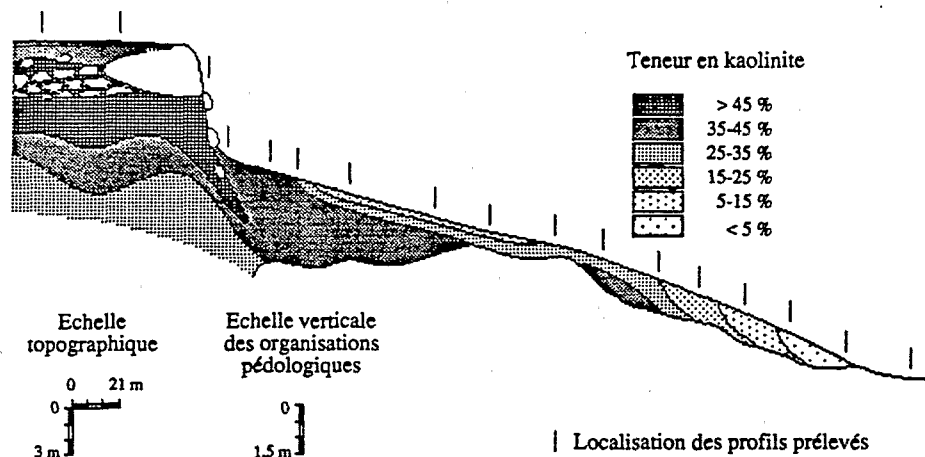
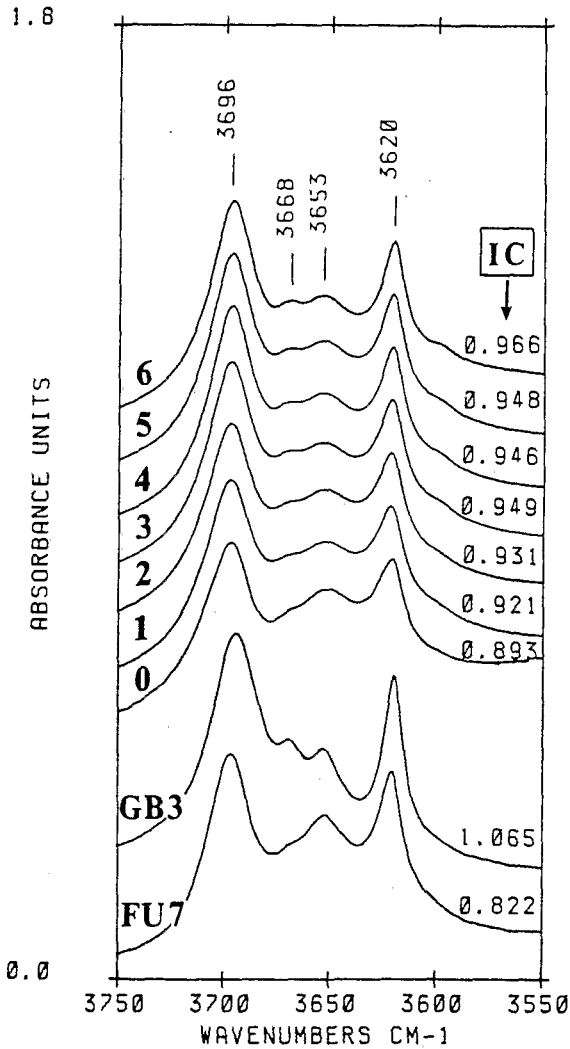


Fig. 7 — Variation spatiale de la teneur en kaolinite dans la partie meuble supérieure de la couverture pédologique.  
Spatial distribution of kaolinite contents in the loose upper parts of the soil cover.

## — Cristallinité

Sur les fractions argileuses déferrifiées, les spectres IR à hautes fréquences font apparaître les quatre bandes d'absorption centrées sur 3696, 3668, 3653  $\text{cm}^{-1}$  (OH externes) et 3620  $\text{cm}^{-1}$  (OH interne) spécifiques à la kaolinite. La cristallinité de ces kaolinites a été quantifiée par le rapport d'intensité des deux bandes centrales (LIETARD, 1977) :  $IC = I/I_0(3668 \text{ cm}^{-1}) / I/I_0(3653 \text{ cm}^{-1})$ . Cet indice croît lorsque l'ordre cristallin augmente.

Le classement des sept échantillons de référence (0 à 6) dont les spectres sont présentés dans la figure 8 fait ressortir l'apparition d'un épaulement puis d'un pic à 3668  $\text{cm}^{-1}$ . Le développement progressif de ce pic est attribué (VAN DER MAREL et KRHONER, 1969) à une augmentation de la cristallinité des kaolinites.



— Figure 8 —

Spectres infra-rouges à hautes fréquences des sept échantillons de référence (0 à 6) et de deux échantillons de kaolinite (FU7, GB3) de cristallinité extrême (LIETARD, 1977).

IR spectra of seven selected kaolinite samples (0-6) as compared to those of two reference kaolinites (FU7, GB3) exhibiting contrasted crystallinities (LIETARD, 1977).

Ce gradient latéral de cristallinité (de l'amont vers l'aval des versants) est inverse à celui obtenu verticalement (de bas en haut) par MULLER (1987) dans trois profils ferrallitiques du Nord-Cameroun. Celui-ci a montré que la cristallinité des kaolinites, élevée dans l'ensemble d'altération, diminue fortement dans les ensembles à texture de sol qui le surmontent. Il relie cette baisse de cristallinité à une diminution de la taille des cristallites. Ce gradient vertical a été retrouvé à l'amont des versants, sur l'un de nos profils ferrallitiques les plus rouges.

Par ailleurs, le calcul de l'indice de cristallinité sur 15 échantillons, prélevés à 40 cm de profondeur, montre :

- que la gamme de cristallinité des kaolinites étudiées est peu étalée et que les cristallites se situent essentiellement dans un pôle moyennement désordonné (fig. 9 A) ;
- une corrélation satisfaisante ( $r^2 = 0,93$ ) entre cristallinité et teneur en argile granulométrique (fig. 9 B).

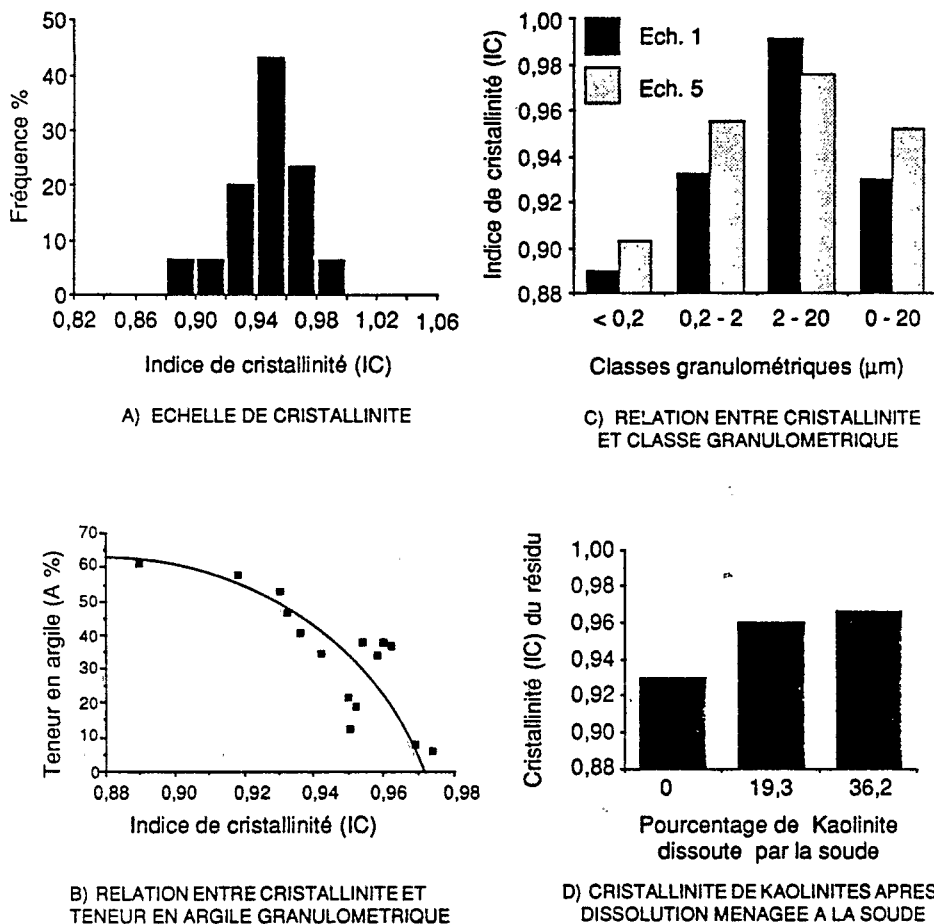


Fig. 9 — Indices de cristallinité.  
Crystallinity index.

De l'amont vers l'aval des versants, l'augmentation de la cristallinité des kaolinites peut de ce fait être attribuée, soit à un moindre développement des profils d'altération vers l'aval, soit à l'appauvrissement en argile de la partie supérieure de la couverture pédologique. La première hypothèse s'inspire des travaux de MULLER (1987). Si l'on se base sur un gradient vertical de cristallinité et que l'on admet un moindre développement des profils d'altération vers l'aval, la cristallinité des kaolinites augmentera de l'amont vers l'aval des versants pour une même profondeur d'investigation. Dans le cadre de la deuxième hypothèse, nous relierons à l'appauvrissement, l'exportation sélective des kaolinites les plus désordonnées.

#### — Taille et solubilité

Deux échantillons (1 et 5) ont été soumis à deux types de prétraitements :

- fractionnement granulométrique (0-0,2 µm, 0,2-2 µm, 2-20 µm),
- traitement ménagé à la soude (0,2 N) de la fraction argileuse (0-2 µm) avec deux temps d'ébullition (1/2 h, 1 h) à 105 °C. Dans la solution extraite, Si et Al ont été dosés pour estimer le pourcentage de kaolinite dissous.

Le premier prétraitement montre que la cristallinité des kaolinites est généralement d'autant plus faible que les particules sont plus petites (fig. 9 C). Nous constatons également que la cristallinité des classes granulométriques 0-0,2  $\mu\text{m}$  et 0,2-2  $\mu\text{m}$  augmente lorsque la cristallinité globale de l'échantillon croît. Chaque échantillon peut ainsi être considéré comme une population de kaolinite de cristallinité différente centrée sur un mode. Le deuxième prétraitement montre qu'une dissolution ménagée de la kaolinite s'accompagne d'une augmentation de la cristallinité des particules argileuses non dissoutes par le réactif chimique (fig. 9 D). Ainsi, ce réactif dissout de préférence les cristallites les plus désordonnés. Il est dès lors possible de relier l'augmentation de la cristallinité des kaolinites (de l'amont vers l'aval des versants) à l'exportation sélective des particules kaolinitiques les plus fines et les moins bien cristallisées et/ou à un moindre développement des profils d'altération vers l'aval.

#### e) Variations spatiales de la teneur en oxydes cristallisés et en kaolinite

Sur des représentations en coupe (fig. 10), la comparaison des courbes d'isoteneur en oxydes de fer et en kaolinite montre qu'il existe deux cas de figure. Dans le premier cas, la baisse de la teneur en oxydes de fer se fait latéralement sans variation de teneur en kaolinite (les courbes d'isoteneur en kaolinite, parallèles à la surface topographique, sont recoupées latéralement par les courbes d'isoteneur en oxydes de fer). Dans le deuxième cas, la diminution du taux d'oxydes est relayée par une baisse de teneur en kaolinite (les deux types de courbe sont sensiblement concordants). Ainsi à l'échelle des versants, la diminution du fer oxyde précède toujours celle de la kaolinite. Dans certains cas de figure, ces deux types de variations apparaissent nettement décalés.

## 2. Variations structurales et texturales

### a) Agrégation et cohésion

Les structures définies par les agrégats ont été décrites sur le terrain à différentes périodes de l'année. De bas en haut et de l'amont vers l'aval des versants, ces structures évoluent toujours du fragmentaire vers le massif puis vers le particulaire, tous les termes de transition étant possibles (fig. 2). La structure fragmentaire, de type polyédrique subanguleux, délimite une porosité fissurale. Ces fissures sont interconnectées et nombreuses dans le cadre d'une structure polyédrique fine. Des structures fragmentaires vers la structure massive, la taille des agrégats augmente et le nombre de fissures diminue. En pleine saison sèche, la partie supérieure des sols à structure massive peut présenter, localement, de grandes fissures verticales (ouverture généralement faible < 3 mm, profondeur maximale : 60 cm, écartement entre fissures > 1 m).

Ces variations structurales s'accompagnent systématiquement d'un accroissement de la cohésion des matrices des structures fragmentaires vers les structures massives, puis à l'inverse d'une perte progressive de cette cohésion des structures massives aux structures particulières. Précisons que l'appréciation de l'agrégation et de la cohésion de chaque matrice varie suivant son état d'humectation. La variation saisonnière de ces deux paramètres, faible dans le cas d'une structure fragmentaire, devient à l'inverse plus marquée lorsqu'on passe progressivement aux structures massives puis particulières.

Afin de confirmer les observations de terrain, un test de macro-agrégation à sec a été effectué sur les sept échantillons de référence. Les résultats (fig. 11) montrent :

- une distribution unimodale peu étalée pour les structures polyédriques (éch. 0, 1) ;
- un étalement progressif et un déplacement du pic vers les classes grossières lorsqu'on se rapproche d'une structure massive (éch. 2, 3) ;
- un maximum de refus (fraction supérieure à 10 mm) pour une structure massive nette (gros blocs : éch. 4, 5) ;
- lorsqu'on passe à une structure particulaire, une distribution bimodale due au développement des fractions quartzeuses non agrégées dans les classes inférieures à 2 mm (éch. 6).

### b) Relation entre agrégation et teneur en hématite

Dans le bassin versant, le passage des structures fragmentaires aux structures massives est systématiquement relié à une baisse de pigmentation rouge des matrices (passage des horizons rouges : 2,5 YR, 5 YR aux horizons

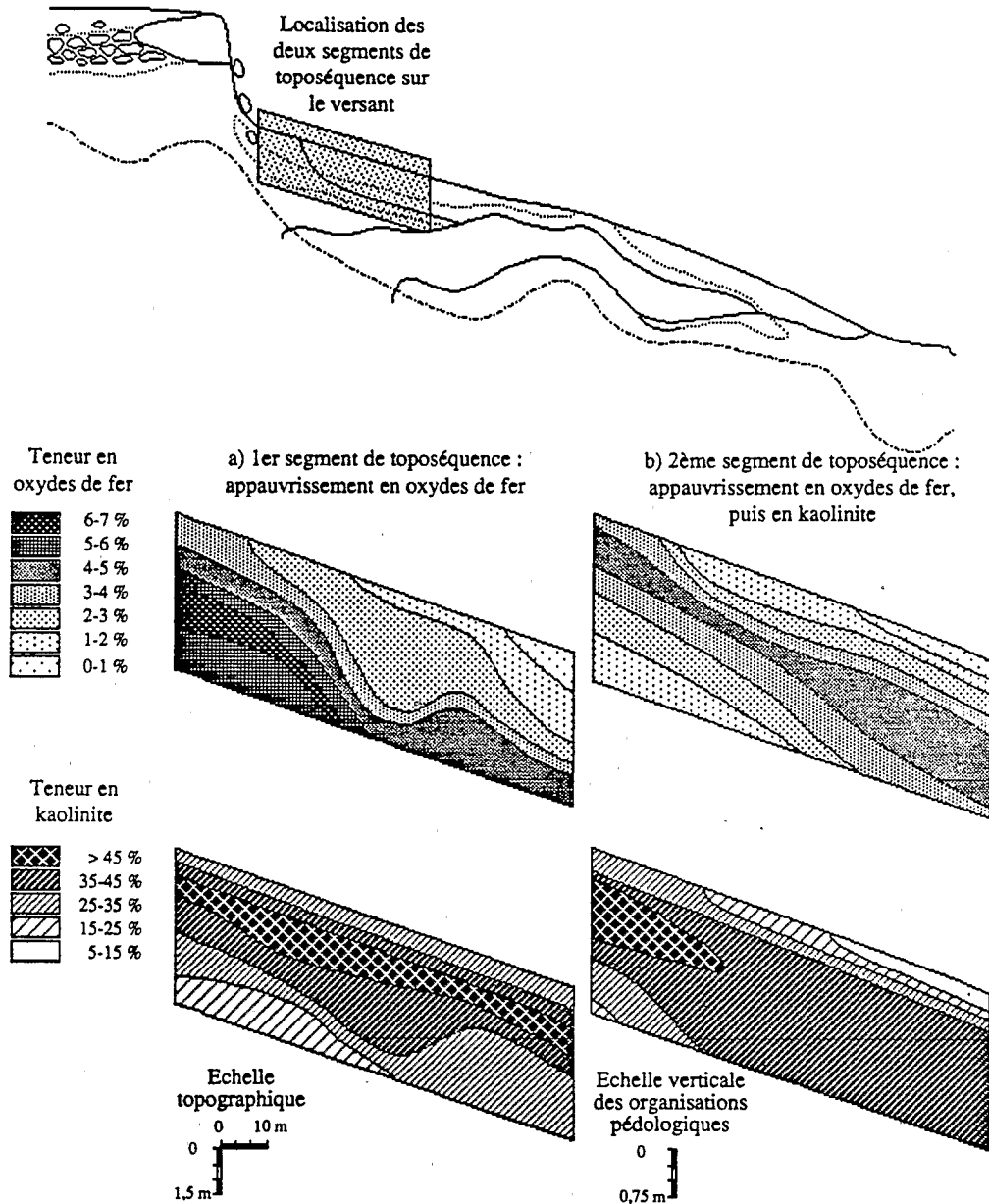


Fig. 10 — Variations spatiales de la teneur en oxydes de fer cristallisés et en kaolinite.  
Spatial variation of the contents in crystalline iron oxides and kaolinite.

ocre : 7,5 YR) et donc à une diminution de la teneur en hématite. Ces variations peuvent se faire sans modification de la composition granulométrique de ces horizons. Elles ont presque toujours lieu dans un pôle argileux (teneur en argile > 35 %). D'autre part, la structure fragmentaire de type polyédrique est d'autant plus nette et plus fine que la teneur en hématite est plus élevée (coloration rouge plus soutenue). Dans les matrices meubles les plus rouges (2,5 YR) du bassin, un deuxième type de structure fragmentaire peut apparaître emboîté dans les polyèdres. Celui-ci correspond à des micropeds argilo-ferrugineux ou pseudo-sables d'environ 100  $\mu\text{m}$  de diamètre. Leur position et l'absence de relation avec une porosité de type biologique (pore tubulaire, cavité, etc.) supposent une individualisation sur place de ces derniers.

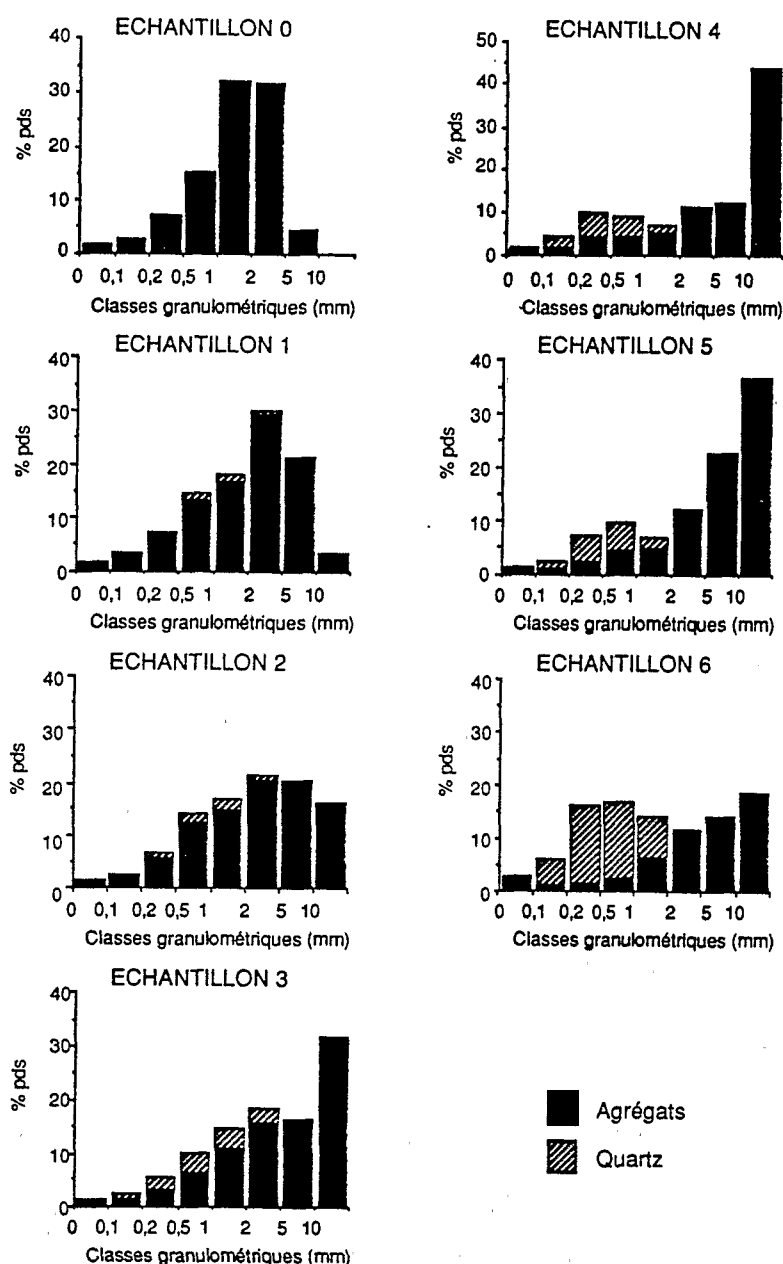


Fig. 11 — Test de macro-agrégation.  
Histograms showing the results of the agregation test.

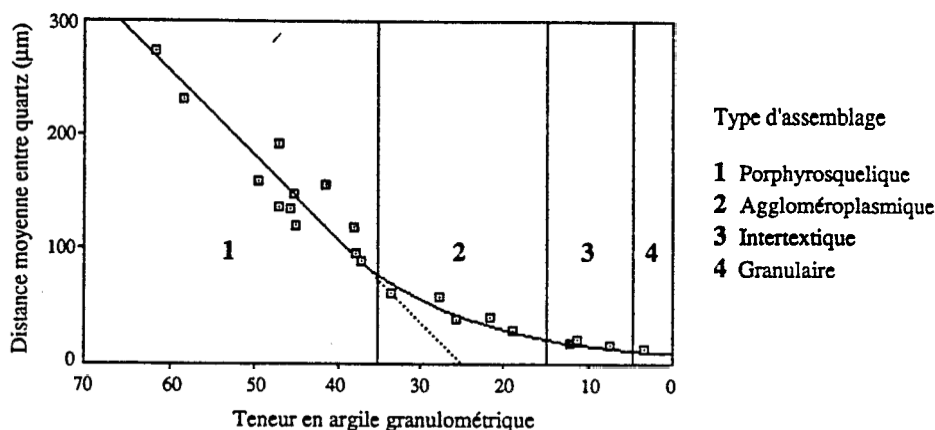
### c) Teneur en plasma argilo-ferrugineux et mode d'assemblage

Sur des échantillons de sol en place, la baisse de la teneur en plasma argilo-ferrugineux (kaolinite, hématite, goéthite) se couple :

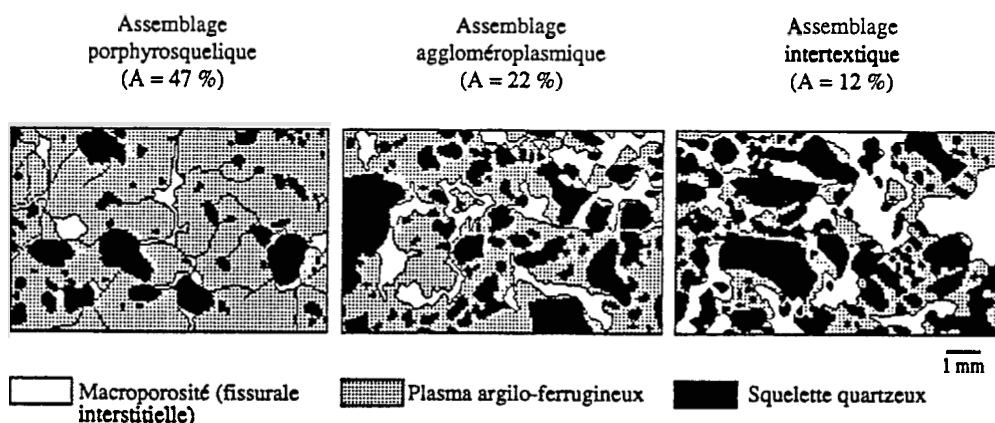
- au rapprochement progressif des quartz et donc à une accumulation relative de ce constituant ;
- à l'apparition puis au développement d'une macroporosité d'assemblage de type interstitiel (espace interparticulaire de type macroporeux défini à la fois par les éléments du plasma argilo-ferrugineux et par ceux du squelette quartzeux).



Ces interprétations sont confortées lorsqu'on établit la relation entre la teneur en argile granulométrique et la distance moyenne entre les quartz de taille supérieure à 50  $\mu\text{m}$  sur lame mince (fig. 12). Cette relation est quasi linéaire tant que la teneur en argile reste supérieure à 35 %. Elle devient exponentielle en deçà de cette teneur. Si nous prolongeons la partie linéaire de cette courbe sur l'axe des abscisses, nous obtenons la teneur théorique en argile maximale permettant la mise en contact des quartz. Celle-ci est égale à 25 %. En réalité, les grains de quartz ne deviennent pratiquement jointifs que lorsque cette teneur devient inférieure à 15 %. Ce décalage doit être attribué au développement de la macroporosité interstitielle.



a) Relation entre la teneur en argile et la distance inter-quartz



b) Relation entre la teneur en argile et le mode d'assemblage

Fig. 12 — Relation entre la teneur en argile granulométrique, la distance inter-quartz et le mode d'assemblage entre constituants fins et grossiers du sol.

*Relationship between clay contents, mean inter-quartz distances and the organization between the fine and coarse soil constituents.*

Lors de la baisse de la teneur en plasma argilo-ferrugineux, l'absence puis le développement de la macroporosité interstitielle peuvent être schématisés par trois étapes, chacune de ces étapes (fig. 12) étant caractérisée par un mode d'assemblage entre plasma et squelette quartzéux (BREWER, 1964) :

- assemblage porphyroscelique pour des teneurs en argile supérieures à 35 %. Le plasma occupe la totalité des espaces ménagés par les quartz. La macroporosité observée peut être tubulaire, fissurale et, localement,

- intermicropédique (cas des matrices les plus rouges : les micropeds, plus ou moins jointifs, tendent à définir un assemblage granulaire) ;
- assemblage aggloméroplasmique pour des teneurs en argile comprises entre 15 et 35 %. Le plasma n'occupe plus la totalité des espaces ménagés par les quartz. Les espaces vacants délimitent une macroporosité interstitielle (réseau de vides à parois non concordantes) ;
  - assemblage intertextique devenant localement granulaire pour des teneurs en argile inférieures à 15 %. Dans les plages à assemblage intertextique, le plasma, peu abondant, établit des « ponts » entre les quartz. La porosité interstitielle est encore plus développée. Dans les plages granulaires (plus abondantes lorsque la teneur en argile devient inférieure à 5 %), le plasma est absent, les quartz sont jointifs et la porosité interstitielle devient maximale.

#### d) Porosité

La géométrie de l'espace poral peut être considérée comme le reflet de l'organisation structurale et texturale des matrices étudiées (CAMBIER et PROST, 1981 ; BRUANT, 1985). L'indice de vide ( $e = V_{\text{vide}}/V_{\text{solide}}$ ) a été calculé sur six des sept échantillons de référence (1 à 6). L'évolution globale de cet indice est représentée dans la figure 13 avec, en abscisse, la teneur en argile granulométrique et en ordonnée les valeurs de cet indice, lorsque l'échantillon est à la saturation ( $e_s$ ) et lorsqu'il est en fin de rétraction (limite de retrait :  $e_r$ ). L'indice de retrait ( $\Delta e$ ) est représenté en pointillé sur la figure 13.

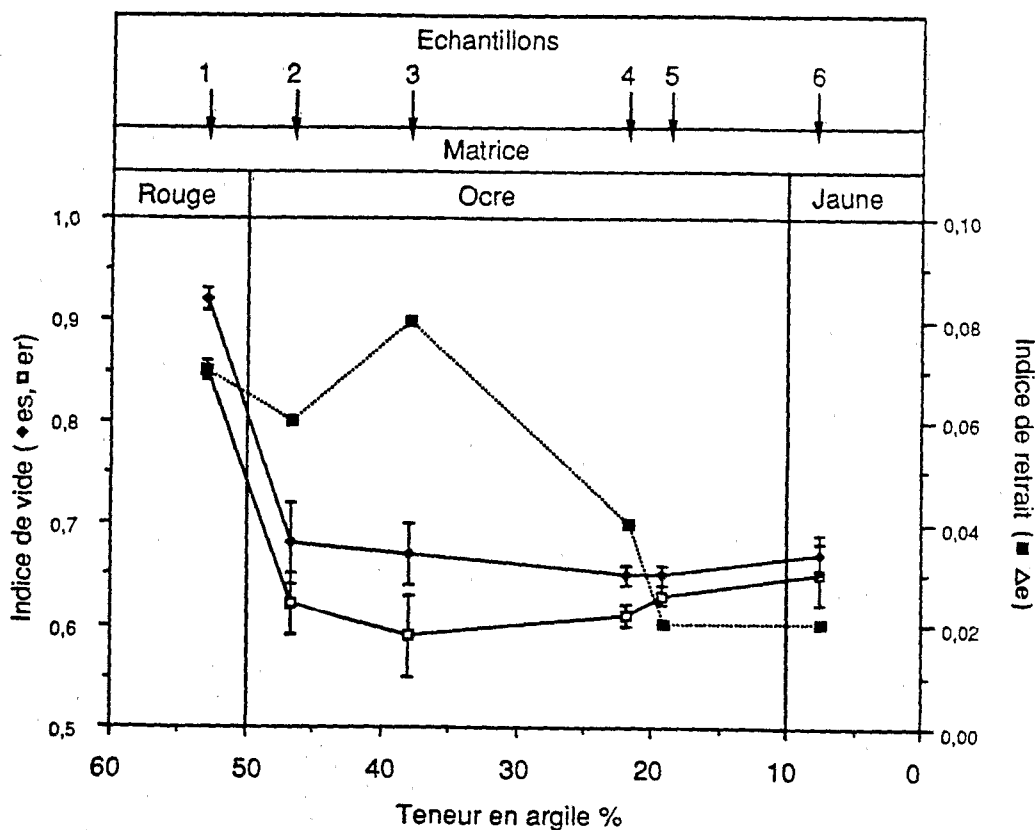


Fig. 13 — Variation latérale de l'indice de vide.  
Lateral variation of the void index.

D'après les résultats obtenus, les variations les plus importantes ont lieu lors du passage des horizons rouges (2,5 YR et 5 YR) aux horizons ocre (7,5 YR). Ces variations traduisent une nette diminution de l'indice de vide correspondant à une baisse de porosité d'environ 8 %. Elles peuvent être reliées à la disparition de la macroporosité inter-agrégat (intermicropédique et fissurale) qui situe le passage des structures fragmentaires aux structures massives. Des résultats similaires ont été obtenus par voie géostatistique (IRIS, 1986) sur une superficie d'un hectare qui situe le passage entre ces deux types d'horizons et pour une même profondeur d'investigation (40 cm).

Dans les matrices ocre et jaunes, les variations de l'indice de vide sont plus ténues. Dans le sens d'une baisse de teneur en argile granulométrique, nous enregistrons toutefois une diminution puis une réaugmentation très progressive de cet indice. Ces variations peuvent être reliées à la fois à une diminution globale de la microporosité plasmique et à un accroissement de la macroporosité interstitielle consécutives à la « vidange » en argile de ces matrices.

La quantification des différents types de porosité (porosité interpédique, porosité d'assemblage de type plasmique et interstitiel) et leur relation avec les paramètres texturaux et structuraux des matrices feront l'objet d'une publication ultérieure.

### III — DISCUSSION GÉNÉRALE

La discussion générale sera scindée en quatre parties. Dans la première, nous présenterons les variations minéralogiques dépendantes d'évolutions géochimiques profondes et qui interfèrent, à proximité de la surface du sol, avec le système. Nous tenterons d'expliquer le déterminisme de leur variation spatiale et nous préciserons la répercussion qu'ont ces variations sur la fertilité chimique des sols. Dans la deuxième partie, nous établirons les principales étapes des transformations minéralogiques apparentées au système « sol jaune » et préciserons la répercussion qu'ont ces transformations sur les propriétés texturales et structurales du sol. La troisième partie sera consacrée à la dynamique évolutive du système (dans l'espace et dans le temps) à l'échelle du bassin versant, voire même à une échelle plus régionale. Dans la dernière partie, la confrontation des données minéralogiques et structurales nous amènera à admettre la possibilité d'une lithodépendance qui aurait guidé le système au début de son individualisation.

#### 1. Les héritages

Les résultats de l'investigation géochimique et minéralogique ont révélé la présence systématique de constituants primaires quartzeux dans les fractions grossières (squelette quartzeux) et de constituants secondaires composés de kaolinite et d'oxydes de fer (hématite, goethite) dans les fractions fines (plasma argilo-ferrugineux). Ils font parfois apparaître :

- des minéraux primaires résiduels autres que les quartz (plagioclases, microclines dans les fractions grossières, micas dans toutes les fractions) ;
- des minéraux secondaires de nature smectitique dans les fractions fines.

Lorsque ces minéraux sont détectés, ils existent toujours en très faible quantité dans la partie supérieure des profils (< 5 %) et à l'inverse en plus grande abondance dans les altérites (20-40 %). Presque systématiquement absents à l'amont des toposéquences, que ce soit dans la partie supérieure des sols ou de celle des altérites sous-jacentes, ces minéraux deviennent progressivement plus abondants lorsqu'on se rapproche du marigot. Ces variations latérales font donc apparaître des « états d'altération » différents entre les parties amont et aval des toposéquences, eux-mêmes corrélés à des états de cristallinité et de taille différents des cristallites de kaolinite.

Ainsi, sur des critères minéralogiques et non plus structuraux, nous pouvons différencier :

- un domaine ferrallitique amont fortement altéré (milieu ouvert et drainant) ;
- un domaine ferrugineux et hydromorphe aval plus faiblement altéré (milieu confiné).

Dans la partie supérieure des profils et vers l'aval, la plus grande abondance de minéraux primaires non quartzeux peut être reliée, soit au rapprochement du manteau d'altération de la surface du sol (zone de bombement du socle), soit, lorsque ce n'est pas le cas, à un ralentissement des processus d'altération (dans les altérites et aussi dans les sols) attribué à un pédoclimat moins soustractif pour la silice et les bases et plus réducteur (nappe phréatique). Les smectites, quant à elles, apparaissent uniquement lorsque le système hydromorphe rejoint ou recoupe vers l'aval le système étudié (fig. 1 et 2). Ce système hydromorphe est lui-même le siège d'une néoformation plus importante de smectite. A l'aval des versants, ces néoformations d'argile gonflante peuvent être attribuées à un pédoclimat plus humide et moins drainant.

A proximité de la surface topographique et de l'amont vers l'aval des toposéquences, ces variations minéralogiques, même si elles restent ténues, présentent des répercussions importantes sur la fertilité chimique des sols. En effet, elles sont à l'origine d'une augmentation des réserves en bases, du pH et du taux de saturation du complexe d'échange.

## 2. Les évolutions géochimiques et structurales liées au développement du système « sol jaune »

Globalement, les évolutions géochimiques appauvrissent la partie supérieure de la couverture pédologique par départ du plasma argilo-ferrugineux. Cet appauvrissement, qui affecte, en moyenne, le mètre supérieur de la couverture pédologique, est toujours très marqué à l'aval des versants. Il concourt à une accumulation relative du squelette quartzeux et apparaît caractéristique d'un système exclusivement soustractif.

Dans le détail, les exportations de matière sont sélectives au sein et entre chaque grande famille de constituants (oxydes de fer et kaolinite). Dans le pôle des oxydes de fer (hématite, goethite), la dissolution sélective des particules hématitiques, concentrées dans les fractions granulométriques les plus fines, entraîne la déferrisation progressive des constituants argileux. Par ailleurs, le développement de matrices goethitiques au détriment de matrices hématitiques nous amène à admettre la possibilité d'une néoformation de goethite, postérieure à la dissolution de l'hématite. Dans le pôle kaolinitique, les constituants les moins bien cristallisés et les plus petits seraient exportés en premier.

Les exportations de matière semblent donc être contrôlées bien plus par la taille et la cristallinité des constituants que par leur nature minéralogique. En évacuant les constituants les plus petits et les moins bien cristallisés, elles conduisent à homogénéiser les tailles des particules, phénomène qui est probablement relié aux modifications structurales observées. Enfin, cette évacuation sélective d'hématite, de goethite puis de kaolinite est plus en faveur d'une dissolution de ces minéraux qu'un départ sous forme particulière.

Par ailleurs, l'étude montre que l'exportation des oxydes de fer précède toujours celle de la kaolinite. Dans quelques cas, ces deux types d'exportation apparaissent nettement décalés à l'échelle des versants. Bien que ces cas de figure soient peu fréquents dans le bassin versant, ils permettent d'avoir un spectre plus étalé dans la différenciation latérale et de préciser les répercussions qu'ont chacune de ces exportations (fer puis kaolinite) sur les organisations matricielles. Deux grandes étapes évolutives peuvent alors être distinguées.

Dans la première étape, la déferrisation des particules argileuses et la plus grande abondance d'hydroxydes de fer (dissolution de l'hématite, néoformation de goethite) est révélée aux échelles macroscopiques par une baisse de la pigmentation rouge (hématite) et par un renforcement progressif de la pigmentation jaune des matrices (goethite). Ces variations de couleur et de minéralogie entraînent systématiquement une modification des structures qui passent des micropeds aux polyèdres, puis au massif, tous les termes de transition étant possibles. Elles vont dans le sens d'un accroissement de la taille des agrégats puis d'une prise en masse de l'ensemble de l'horizon. De même, elles aboutissent à la disparition de la macroporosité inter-agrégat (intermicropédique, fissurale). Elles témoignent bien du rôle agrégeant de l'hématite : les structures agrégatives étant d'autant plus fines et mieux développées que la teneur en hématite est plus élevée. L'hématite pourrait agir d'une façon indirecte sur l'agrégation, dans la mesure où sa présence est reliée à une plus grande abondance d'aluminium sous forme amorphe, mais aussi sous forme échangeable.

Dans la deuxième étape, l'élimination progressive de la kaolinite modifie d'abord le type d'assemblage entre plasma argilo-ferrugineux et squelette quartzeux puis la cohésion de l'édifice matriciel (passage d'une structure massive à une structure particulière). Cet appauvrissement en argile kaolinitique concourt non seulement au

rapprochement des quartz mais également à l'apparition et au développement d'une macroporosité interstitielle.

La caractérisation du système permet donc de relier les variations de couleur et de granulométrie des matrices inventoriées à un changement progressif dans leur composition minéralogique qui modifie leur organisation structurale puis texturale. *Les variations minéralogiques contrôlent non seulement le type d'agrégation, la cohésion et le mode d'assemblage de ces matrices, mais aussi leur spectre de porosité.*

### 3. Dynamique évolutive du système « sol jaune »

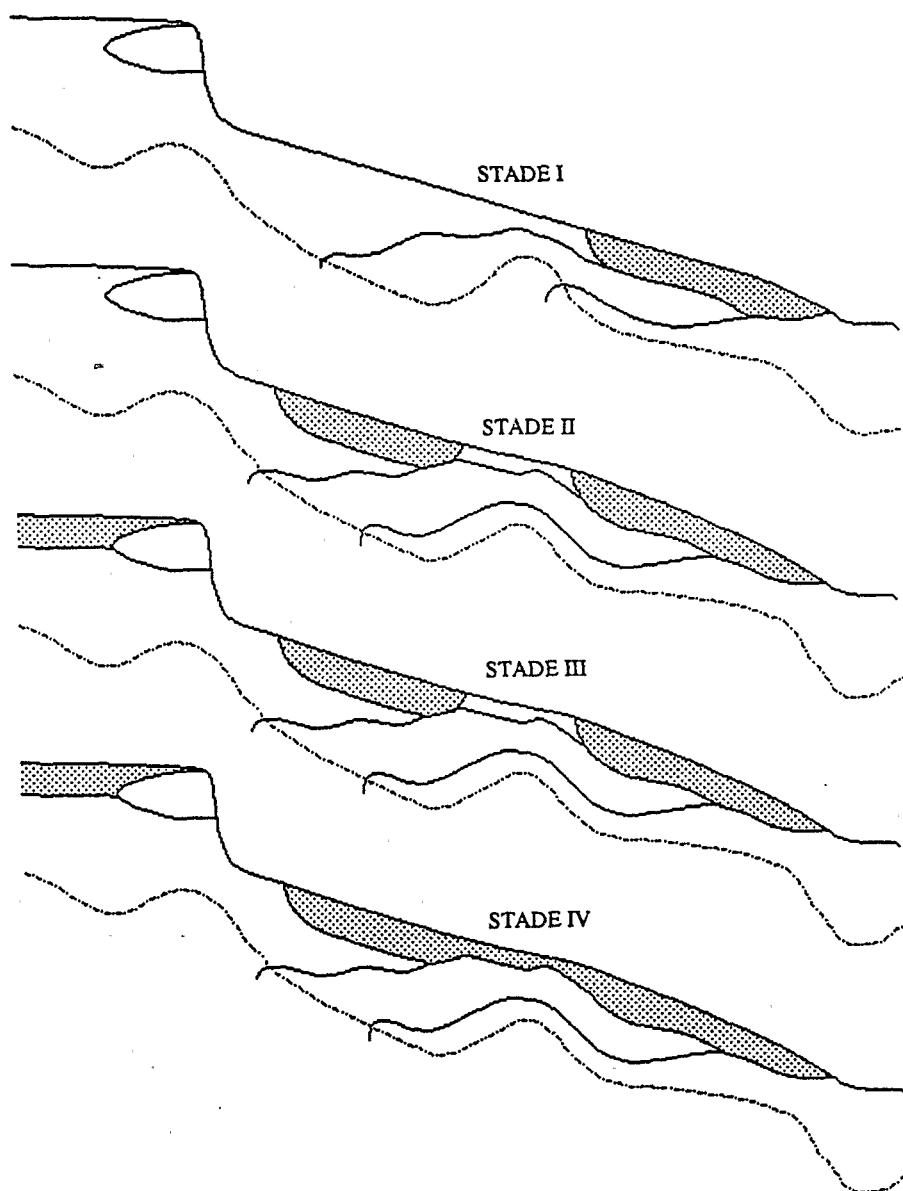


Fig. 14 — Dynamique évolutive du système « sol jaune ».  
*Dynamic evolution of the yellow soil system.*

Le système apparaît systématiquement à l'aval des versants mais aussi à différents endroits dans les positions hautes du modelé. Il présente une forme en cuvette aplatée. Ces formes, ouvertes vers la surface topographique, nous révèlent la dynamique évolutive du système (FRITSCH *et al.*, 1986). En se développant à partir de la surface du sol, le système affecte en premier les horizons humifères puis les horizons minéraux. Son extension spatiale est verticale descendante et latérale centrifuge par rapport à l'axe du marigot à l'aval des versants et par rapport à la position centrale des cuvettes à l'amont des versants. Si son extension verticale descendante est généralement limitée à faible profondeur (1 m en moyenne), son extension latérale centrifuge semble à l'inverse illimitée.

A l'échelle du bassin versant, le système peut s'étendre sur des surfaces plus ou moins grandes dans des positions hautes du modelé. Les différents cas de figure observés sur des représentations toposéquentielles nous permettent de retracer les grandes étapes de l'extension du système dans la couverture pédologique (cf. fig. 14).

Au stade initial, l'extension du système est limitée à la partie aval des versants (stade I) ; aux stades intermédiaires, le système se reproduit à deux endroits : en haut de versant, à l'amont de la rupture de pente de mi-versant (stade II), puis en sommet d'interfluve, le plus souvent sur les plateaux (stade III). Au stade III, les reliques d'horizons rouges ferrallitiques se situent à la fois de part et d'autre de la rupture de pente de mi-versant (zone où affleure généralement un niveau cuirassé) et à la périphérie des plateaux cuirassés dans les positions les plus hautes du modelé. Le stade ultime de cette évolution correspond à la disparition de ces reliques, le système affecte toute la partie supérieure de la couverture pédologique.

Ainsi à l'échelle du bassin versant, le système présente globalement une dynamique latérale remontante dans le modelé. A l'échelle de la Côte-d'Ivoire, voire d'un continent (Afrique occidentale), les étapes pré-citées (stades I à IV) se retrouvent également suivant un gradient latitudinal allant des zones forestières du Sud aux régions de savane du Nord (CHAUVEL, 1977). A petite échelle, le système progresserait ainsi des zones les plus arides vers les zones les plus humides (du Nord vers le Sud).

#### 4. Confrontation des données minéralogiques et structurales : la lithodépendance

A l'échelle du versant, l'analyse des relations structurales entre horizons et les résultats de l'investigation minéralogique aboutissent à des interprétations apparemment contradictoires. Ces dernières permettent d'envisager une influence lithologique sur le développement du système.

Nous avons vu que les horizons du système « sol jaune » sont tous emboîtés les uns dans les autres. Cet emboîtement structural permet d'établir une chronologie relative de formation : chaque horizon est issu de celui qui lui est directement emboîté. De ce fait, l'horizon le plus interne au système, le plus sableux, peut être considéré comme le plus transformé et le plus récent. A l'inverse, l'horizon le plus externe sera à la fois le moins transformé et le plus proche des organisations périphériques encaissantes de l'amont, c'est-à-dire le plus proche des horizons rouges ferrallitiques argileux. Ainsi, l'analyse structurale nous amène à considérer les horizons sableux du système comme un simple résidu des horizons rouges argileux par appauvrissement et départ du plasma. Or, la présence de minéraux résiduels autres que le quartz dans les premiers et son absence dans les seconds nous amènent à réviser cette interprétation. En se basant sur la morphologie des quartz d'une couverture ferrallitique podzolisée d'Amazonie centrale, LUCAS *et al.* (1988) arrivent au même type de déduction.

Avant de donner une interprétation, il convient de rappeler que le développement des systèmes plus internes à la couverture pédologique (systèmes cuirassés et système hydromorphe) est guidé par les ondulations du socle (FRITSCH, 1986). Ces ondulations attestent d'une altération différentielle du substratum rocheux qui se répercute, comme nous l'avons vu, dans les horizons meubles proches de la surface topographique. Il est de ce fait probable que le système étudié ait exploité à son début des zones moins altérées, c'est-à-dire moins riches en plasma à oxydes de fer et à kaolinite. Par contre, en se développant, le système acquiert une certaine indépendance vis-à-vis de ces variations lithologiques latérales qu'il finit par recouper. En d'autres termes, ceci nous amène à admettre que l'horizon le plus sableux du système n'est pas forcément passé par l'état d'horizon rouge ferrallitique argileux.

## CONCLUSION

L'étude fait apparaître l'existence de deux séquences d'altération et de pédogenèse. La première est surtout verticale. De bas en haut et de l'aval vers l'amont des versants, elle révèle un gradient croissant dans l'altération des minéraux primaires. La seconde est essentiellement latérale, et liée à la dynamique évolutive du système étudié. De l'amont vers l'aval des versants et du bas vers le haut des profils, elle traduit une exportation de plus en plus poussée des constituants les plus fins et les moins bien cristallisés. Cette évolution soustractive modifie l'organisation structurale puis texturale des matrices. Elle peut se faire en deux étapes. Dans la première étape, les variations structurales (agrégation) sont contrôlées par la baisse de la teneur en hématite, les organisations matricielles présentant plus de 35 % de constituants fins (kaolinite, oxydes cristallisés). Dans la deuxième étape, les variations texturales (mode d'assemblage) et structurales (agrégation) sont contrôlées par la baisse de la teneur en kaolinite. Très généralement, à proximité du marigot, la première séquence d'altération et de pédogenèse est recoupée par la seconde. Cette discordance montre que le système s'est probablement développé, à son début, aux dépens de matériaux faiblement altérés et qu'il a acquis par la suite une certaine indépendance vis-à-vis des variations lithologiques profondes. Nous voyons également que le ralentissement du processus d'altération à l'aval des versants modifie les propriétés chimiques des sols et, à l'opposé, que le développement du système étudié modifie les propriétés physiques de ces sols.

REMERCIEMENTS — Les auteurs remercient MM. J. Rouiller et G. Burtin du CPB de Nancy, M. Y. Yvon du CRVM de Nancy pour leur collaboration et leur contribution aux travaux entrepris lors de cette étude.

Travaux financés par l'ORSTOM (programme HYPERBAV) et par l'INSU (CNRS : contribution INSU-DBT, thème Fleuves et Erosion n° 87).

Manuscrit déposé le 5 juin 1989 ; accepté le 4 janvier 1990

## BIBLIOGRAPHIE

- ALBRECHT A. et RANGON L. (1988) — Matière organique et propriétés physiques de quelques types de sols. In « Fertilité des sols dans les agricultures paysannes carabéennes. Effets des restitutions organiques », Projet CEE-ORSTOM n° TSDA-0178F, rapport final, 131 p.
- BARRON V. et TORRENT J. (1984) — Influence of aluminum substitution on color of synthetic hematites. *Clays and Clay Minerals*, 32, p. 157-158.
- BARRON V. et TORRENT J. (1986) — Use of the Kubelka-Munk theory to study the influence of iron oxides on soil colour. *J. Soil Sci.*, 37, p. 499-510.
- BERTRAND R., BOURGON G., ANGE A. et GREGOIRE C.M. (1984) — Les paysages morphopédologiques du complexe sucrier de Borotou-Koro (Côte-d'Ivoire). Caractéristiques et genèse. *L'Agronomie Tropicale*, 39, 2, p. 107-119.
- BIGHAM J.M., GOLDEN D.C., BUOL S.W., WEED S.B. et BOWEN L.H. (1978) — Iron oxide mineralogy of well-drained ultisols and oxisols. 2. Influence on color, surface area and phosphate retention. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 42, p. 825-830.
- BOULET R., FAUCK R., KALOGA B., LEPRUN J.C., VIEILLEFON J. et RIQUIER J. (1971) — Carte pédologique à 1/5000000 de l'Afrique de l'Ouest, avec notice. Atlas internat. ouest afric., Comm. Sci. Tech., Organisation de l'Unité africaine.
- BRAUDEAU E. (1988) — Essai de caractérisation quantitative de l'état structural d'un sol basé sur l'étude de la courbe de retrait. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, sér. II, p. 1933-1936.
- BREWER R. (1964) — Fabric and mineral analysis of soils. J. Wiley and Sons, N.Y., Sydney, 470 p.

- BRUAND A. (1985) — Contribution à l'étude de la dynamique de l'organisation de matériaux gonflants. Application à un matériau provenant d'un sol argilo-limoneux de l'Auxerrois. Thèse 3e cycle, Univ. Paris VII, 225 p.
- CAMBIER Ph. et PROST R. (1981) — Etude des associations argile-oxyde : organisation des constituants d'un matériau ferrallitique. *Agronomie*, 1, p. 713-722.
- CHAUVEL A. (1977) — Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. Evolution et réorganisation des sols rouges en Moyenne Casamance. Thèse Sci., Univ. Strasbourg et *Trav. et Doc. ORSTOM*, 62, 532 p.
- CHEVALLIER P. (1988) — Complexité hydrologique du petit bassin versant. Exemple en savane humide, Booro Borotou (Côte-d'Ivoire). Ph.D. Univ. Montpellier, 329 p.
- CHILDS C.W., GOODMAN B.A. et CHURCHMAN G.J. (1979) — Application of Mössbauer spectroscopy to the study of iron oxides in some red and yellow/brown soil samples for New Zealand. In International clay conference 1978, M.M. Mortland & V.C. Farmer (Eds), Elsevier, Amsterdam, p. 555-565.
- CURI N. (1983) — Lithosequence and toposequence of oxisols from Goias and Minas Gerais States, Brazil. Ph.D. thesis, Prudue Univ., W. Lafayette, in : *Diss. Abstr. Int.*, 44, p. 1674-B.
- CURI N. et FRANZMEIER D.P. (1984) — Toposequence of oxisols from the Central Plateau of Brazil. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 48, p. 341-346.
- DAVEY B.G., RUSSELL J.D. et WILSON M.J. (1975) — Iron oxide and clay minerals and their relation to colors of red and yellow podzolic soils near Sidney, Australia. *Geoderma*, 14, p. 125-138.
- FARMER V.C. et RUSSELL J.D. (1964) — The infrared spectra of layer silicates. *Spectrochim. Acta*, 20, p. 1149-1173.
- FRITSCH E. (1986) — Les transformations d'un paysage cuirassé au Nord-Ouest de la Côte-d'Ivoire sur formations gneisso-migmatitiques. Séminaire Régional sur les Latérites. Coll. Colloques et Séminaires, ORSTOM, Douala, p. 59-76.
- FRITSCH E., BOCQUIER G., BOULET R., DOSSO M. et HUMBEL F.X. (1986) — Les systèmes transformants d'une couverture ferrallitique de Guyane française. Analyse structurale d'une formation supergène et mode de représentation. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, XXII, 4, p. 361-395.
- GUILLAUMET J.L. et ADJANOHOUN E. (1971) — La végétation de la Côte-d'Ivoire. In « Le milieu naturel de la Côte-d'Ivoire », *Mém. ORSTOM*, 50, 50 p.
- GUILLET B. et JEANROY E. (1985) — Note sur une méthode chimique d'évaluation des substitutions aluminées dans les oxydes et/ou oxyhydroxydes de fer. *Sciences du Sol*, 1, p. 37-40.
- HERBILLON A.J. (1989) — Chemical estimation of weatherable minerals present in the diagnostic horizons of low activity clay soils. 8th Internat. Soil. Classification Workshop, Rio de Janeiro, p. 39-48.
- IRIS J.M. (1986) — Analyse et interprétation de la variabilité spatiale de la densité apparente dans trois matériaux ferrallitiques. *Science du Sol*, 3, 24, p. 245-256.
- JEANROY E. (1974) — Analyse totale par spectrométrie d'absorption atomique des roches, sols, minerais, ciments, après fusion au métaborate de strontium. *Analisis*, 2, 10-11, p. 703-712.
- JEANROY E., GUILLET B., DELCROIX P. et JANOT C. (1983) — Les formes du fer dans les sols : confrontation des méthodes chimiques avec la spectrométrie Mössbauer. Extraits de *Science du Sol, Bull. AFES*, 3-4, p. 185-194.
- JEANROY E., GUILLET B. et ORTIZ R. (1984) — Applications pédogénétiques de l'étude des formes du fer par les réactifs : cas des sols brunifiés et podzolisés sur roches cristallines. *Science du Sol*, 3, p. 199-211.
- JEANROY E. et PILLON P. (1989) — A combined chemical and DXRD method for the determination of the hematite/goethite ratio in the fine fraction of soils. (à paraître).
- KAMPF N. et SCHWERTMANN U. (1982) — Quantitative determination of goethite and hematite in kaolinitic soils by X-ray diffraction. *Clay Miner.*, 17, p. 359-363.
- LIETARDO. (1977) — Contribution à l'étude des propriétés physico-chimiques, cristallographiques et morphologiques des kaolins. Thèse Sci., Univ. Nancy, 322 p.
- LUCAS Y., BOULET R. et ANDRIEUX P. (1988) — Intervention simultanée des phénomènes d'enfoncement vertical et de transformation latérale dans la mise en place de systèmes de sols de la zone tropicale humide. Cas des systèmes sols ferrallitiques-podzols de l'Amazonie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, sér. II, p. 1395-1400.
- MAIGNIEN R. (1961) — Le passage des sols ferrugineux aux sols ferrallitiques dans les régions sud-ouest du



- Sénégal. *Sols Africains*, 6, 2 et 3, p. 113-228.
- MACEDO J. et BRYANT (1987) — Morphology, mineralogy and genesis of a hydrosequence of oxisols in Brazil. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 51, p. 690-698.
- 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 Sci., Univ. Paris VII, 174 p.
- Munsell Color Chart (1975) — Munsell soil color charts : Munsell Color Company, Baltimore, Maryland.
- PLANCHON O., FRITSCH E. et VALENTIN C (1987) — Rill development in a wet savannah environment. *Catena suppl.*, 8, p. 55-70.
- REMY J.C. et ORSINI L. (1976) — Utilisation du chlorure de cobaltihexamine pour la détermination simultanée de la capacité d'échange et des bases échangeables des sols. *Science du Sol*, 4, p. 269-275.
- ROUILLER J., BURTON G. et SOUCHIER B. (1972) — La dispersion des sols dans l'analyse granulométrique, méthode utilisant les résines échangeuses d'ions. *Bull. ENSAIA, Nancy*, XIV, II, p. 193-205.
- SANTANA D.P. (1984) — Soil formation in a toposequence of oxisols from Patos de Minas region. Minas Gerais State, Brazil. Ph.D. thesis, Purdue Univ., W. Lafayette, in : *Diss. Abstr.*, 45, p. 1974-B.
- SCHULZE D.G. (1981) — Identification of soil iron oxide minerals by differential X-ray diffraction. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 45, p. 437-440.
- SCHULZE D.G. (1984) — The influence of aluminum on iron oxides. VIII. Unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. *Clay and Clay Minerals*, 32, p. 36-44.
- SCHWERTMANN U. et LENTZE W. (1966) — Bodenfarbe und Eisenoxidform. *Z. Pflanzenernähr. Bodenkd.*, 115, p. 209-214.
- SCHWERTMANN U. et TAYLOR R.M. (1977) — Iron oxides. In « Minerals in soil environments », J.B. Dixon & S.B. Weed (Eds), Soil Sci. Soc. Amer. Madison, Wisconsin, 948 p.
- SCHWERTMANN U. et LATHAM M. (1986) — Properties of iron oxides in some New-Caledonian oxisols. *Geoderma*, 39, p. 105-123.
- TORRENT J., SCHWERTMANN U., FECHTER H. et ALFEREZ F. (1983) — Quantitative relationships between soil color and hematite content. *Soil Sci.*, 136, 6, p.354-358.
- VAN DER MAREL H. et KHRONER P. (1969) — OH stretching vibrations in kaolinite and related minerals. *Contr. Mineral. Petrol.*, 22, p. 73-82.