

# Critères physiques de différenciation des sols ferrallitiques et des sols ferrugineux tropicaux

Hervé Colleuille, Bokar Kaloga, Erik Braudeau et Michel Grimaldi

**Résumé** Dans une séquence de sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux de Basse-Casamance (Sénégal), la capacité de retrait-gonflement de la phase argileuse d'une part, et la distribution de la taille des agrégats d'autre part, permettent de détecter avec précision le passage des sols ferrallitiques aux sols ferrugineux et de mieux comprendre ses conséquences sur le comportement physique du sol.

**Mots-clés** : Argile, Fer, Agrégat, Retrait-gonflement, Comportement.

**Abstract** **Physical criteria of the differentiation of ferrallitic and ferruginous tropical soils**

In a ferrallitic and ferruginous soil sequence from Basse-Casamance (Sénégal), the potential shrinkage-swelling of the clayey phase and the aggregate size distribution can be used to detect precisely the transition between the ferrallitic soils and the ferruginous soils, and leads to a better understanding of the consequences on the behaviour of the soils.

**Keywords** : Clay, Iron, Aggregate, Shrinkage-Swelling, Behaviour.

**Abridged  
English  
Version**

THE essential characteristic of kaolinitic soils is a stable arrangement of the kaolinite-iron complexes ("the pseudo-sands") (e.g. Maignien, 1961). The fundamental process of the transformation of ferrallitic soils (ustox) into ferruginous tropical soils (ustults) is the restoration of clay properties in the ferruginous soils (Chauvel *et al.*, 1976; Chauvel, 1977; Chauvel and Pédro, 1978). However, soil scientists often distinguish these two kinds of soils on the basis of morphological and analytical characteristics which accompany this process (hematite impoverishment, colour, porosity, texture, etc.) or on mineralogical and geochemical characteristics. The aim of this Note is to assess quantitatively the physical and morphological consequences of the ferrallitic soils' transformation into ferruginous tropical soils. The potential shrinkage-swelling of the clayey phase is taken into account, as well as its influence for the structural organization and dynamics of the soil.

## MATERIALS AND METHODS

Soil samples were collected from B2 horizon of the Yabone sequence which developed on the continental terminal formation of Basse-Casamance (Colleuille, 1993) (table). The relief of the sequence is typical of West Africa. Red soils or "ferrallitic soils" are located in the upper part of the sequence, beige soils or "ferruginous tropical soils" in the middle part and finally hydromorphic soils in the lower part of the sequence (figure 1). The evolution along the slope is marked by the red becoming pale and then yellow but without any specific change in the soil structure. Red soils are characterized by a typical micro-organization of ovoid aggregates (in the micrometre-millimetre range) (porphyric fabric), mainly consisting of kaolinitic clay and iron oxides (hematite and goethite). In the beige soils, this micro-organization has almost disappeared (agglomeroplasmic and intertextic fabric). Different tools are used to investigate directly or indirectly the aggregates, their arrangements

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 43164

Cote : B ex 1.

## Note

présentée par  
Georges Pédro.

remise le 13 juin 1994,  
acceptée après révision  
le 19 septembre 1994.



and their properties [fractionation: method allowing natural aggregates to be separated (Colleuille, 1993), micromorphology and image analysis on natural pluri-centimetric soil samples equilibrated at various water potentials (Colleuille, 1993), mercury porosimetry (Vachier *et al.*, 1979), and shrinkage curve analysis (Braudeau, 1988 *a* and *b*; Braudeau and Bruand, 1993)].

## RESULTS

### Aggregate characteristics

The aggregates derived from fractionation or observed in thin sections of undisturbed soil are related to two hierarchical organization levels (clayey micro-aggregates about 30 to 200  $\mu\text{m}$ , and assemblages of these micro-aggregates with skeleton grains) (figure 2). Micro-aggregates are individualized by fine micrometric birefringent features (cutans). Moving down the sequence, the gradual impoverishment of the clay in hematite in the red, pale red, and yellow-red soils is likewise intense in the different classes of aggregates (figure 2a) and is not accompanied by a modification of the aggregate size distribution (figure 3) and of the particle size distribution of those aggregates (figure 2b). Beige soils exhibit both a very different aggregate size distribution (figure 3) and a different particle size distribution in the aggregates (figure 2b).

### Intra and interaggregate pore space characteristics

The pore volume with equivalent diameters ranging between 3.75 nm and 0.15  $\mu\text{m}$ , determined by mercury porosimetry, results from the packing of elementary clay particles inside the microaggregates (Cambier and Prost, 1981; Fies, 1984; Grimaldi and Boulet, 1990). According to Braudeau and Bruand (1993) this pore volume corresponds to the microporal volume determined by shrinkage curve analysis. Pore surface determined by image analysis, and pore volume, with equivalent diameters ranging between 0.15 and 100  $\mu\text{m}$  determined by mercury porosimetry, result from the arrangement of the microaggregates with skeleton grains and correspond to part of the macroporal volume determined by shrinkage

curve analysis. There is slight variation in the characteristics of the microporal and macroporal spaces in the red, pale red, and yellow red soils. Beige soils exhibit an increase in the macroporal volume (160 to 210  $\text{cm}^3 \text{kg}^{-1}$  of dry soil) and a decrease in the microporal volume (80 to 35  $\text{cm}^3 \text{kg}^{-1}$  of dry soil and 260 to 230  $\text{cm}^3 \text{kg}^{-1}$  of dry clay and fine silt), but without significant change in the total volume pore (figure 4).

### Poral space changes with moisture level

There is little variation of the potential shrinkage-swelling (PSS) of the clayey phase in the red, pale red and yellow-red soils and a strong increase in beige soils (PSS values are three times higher) (figure 5). However, the macroscopic shrinkage of the red, pale red and yellow-red soils is three times higher than in the beige soils. In fact, in the beige soils, soil desiccation induces a decrease in the microporal volume and an equivalent increase in the macroporal volume. According to this result, image analysis shows a doubling of the pore surface between  $\text{pF}=1$  and 6 only in beige soils.

## DISCUSSION

The transformation into ferruginous tropical soils is made only when activity of the clay particles is restored, in other words, and according to Chauvel (1977), when there is a dissociation of the kaolinite-iron complexes. Thus it appears that those red, pale red and yellow-red soils are ferrallitic because in these soils there is no modification of microaggregates, of their arrangement with skeleton grains, or of their properties. Shrinkage-curve analysis and fractionation prove to be very interesting because they can be used to detect the transition between the two domains, ferrallitic and ferruginous, and to assess the physical and morphological consequences of this transformation. The rigidity of the ferruginous soils comes from the increased contact between the skeleton grains which follows the destruction of most of the macro- and micro-aggregates (figure 6). Values of macroporal and microporal volumes, at particular moisture states, depend on the possibility for the clay to

be evacuated. Thus, they are not relevant criteria to differentiate these soils.

### CONCLUSION

Taking into account the two parameters -potential shrinkage-swelling of the clayey phase and aggregate size distribution- in the description of such a sequence leads both to a

better understanding of the physical process of the transformation of ferrallitic soils into ferruginous tropical soils and to a more comprehensive analysis of their consequences in soil behaviour. Other parameters which accompany this process, such as iron oxides or clay impoverishment, colour and porosity, are not relevant criteria to characterize it.

## 1. INTRODUCTION

La caractéristique essentielle des sols ferrallitiques kaoliniques est un assemblage stable du complexe kaolinite-fer (e.g. Maignien, 1961). Chauvel, qui a le mieux étudié les systèmes de transformation de sols ferrallitiques en sols ferrugineux en Afrique de l'Ouest (Chauvel *et al.*, 1976; Chauvel, 1977; Chauvel et Pédro, 1978), parle de « masquage » de la kaolinite dans les sols ferrallitiques (comportement de pseudo-sables), et de « démasquage » de la kaolinite, c'est-à-dire du rétablissement de ses propriétés argileuses, dans les sols ferrugineux tropicaux. Il s'agit là du processus fondamental mis en oeuvre lors du passage des sols ferrallitiques aux sols ferrugineux tropicaux.

Cependant, les pédologues sont souvent amenés à distinguer ces deux types de sols

sur les caractéristiques morphologiques et analytiques qui accompagnent ce processus (départ de l'hématite, couleur, porosité, concrétionnement, texture...), et par ailleurs sur des caractéristiques minéralogiques et géochimiques. La variation de la couleur de ces sols, corrélative d'une modification minéralogique des oxydes de fer, est ainsi considérée comme ayant des répercussions importantes sur leur fertilité chimique (Macedo et Bryant, 1987; Curi et Franzmeier, 1984; Fritsch *et al.*, 1989).

Le but de cette Note est d'évaluer quantitativement les conséquences physiques et morphologiques de la transformation des sols ferrallitiques en sols ferrugineux tropicaux. La capacité de retrait-gonflement de la phase argileuse est prise en compte, ainsi que ses répercussions sur l'organisation et la dynamique structurale du sol.

**Tableau** Teneurs en argile, limons, sables, carbone organique et fer ( $\text{g kg}^{-1}$ ) et capacité d'échange cationique (CEC) ( $\text{mmolc kg}^{-1}$ ) de différents échantillons représentatifs de l'horizon B2.  
Particle size distribution, C and  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  content ( $\text{g kg}^{-1}$ ), and cation exchange capacity ( $\text{mmolc kg}^{-1}$ ) of B2 soil samples.

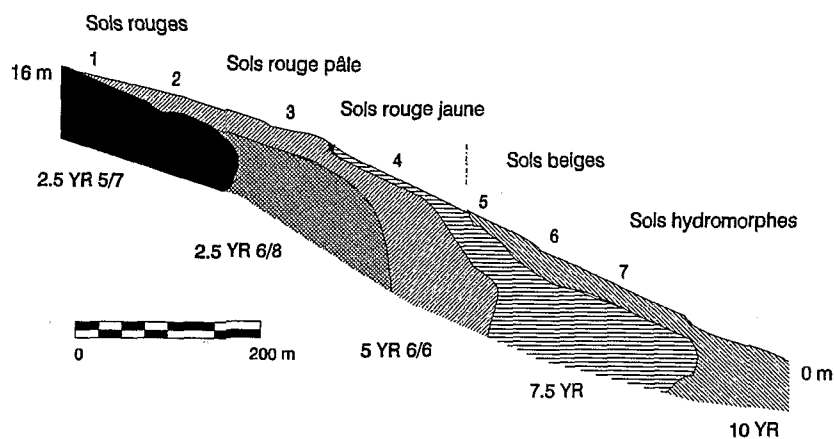
	argile	limon fin	limon gr.	sable fin	sable gr.	carbone organi- que	CEC	$\text{Fe}_2\text{O}_3$ total <sub>1</sub>	$\text{Fe}_2\text{O}_3$ libre <sub>2</sub>
sol rouge « amont » 1	250	100	50	310	310	2,2	30	25	2,7
sol rouge « aval » 2	290	40	70	310	270	2,1	33	21	2,4
sol rouge pâle 3	250	60	90	360	260	1,7	29	19	1,0
sol beige 5	120	30	100	420	330	1,5	19	4	1,0

1 : extrait à HCl concentré à chaud après destruction de la matière organique par l'eau oxygénée.  
2 : extrait par l'oxalate d'ammonium + irradiation UV.

**Figure 1** Différenciation des sols le long de la toposéquence de Yabone selon le code des couleurs Munsell.

Figure 1

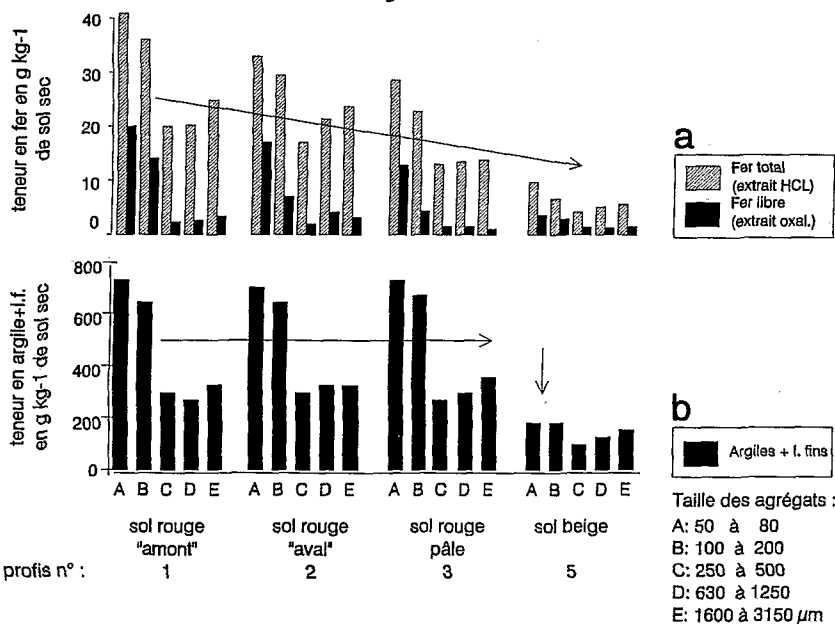
Location of the sampling sites. Soil colours according to Munsell chart.



**Figure 1**

**Figure 2** Caractérisation physico-chimique des différentes classes de taille d'agrégats (et sables libres) issus du fractionnement de différents échantillons représentatifs de l'horizon B2 : a : teneurs en fer total et fer libre en  $g\ kg^{-1}$  ; b : teneurs en argile et limons fins en  $g\ kg^{-1}$ .

Characterization data of the different aggregate (and non-aggregated sand) classes (iron extracted by HCl and by oxalate; clay and fine silt in  $g\ kg^{-1}$ ).



**Figure 2**

## 2. MATÉRIAUX ET MÉTHODES

L'étude porte sur la toposéquence de Yabone en Basse-Casamance et développée sur des formations gréso-argileuses du « Continental terminal » (Colleuille, 1993). Elle correspond à un modèle classique en Afrique de l'Ouest, où les sols ferrallitiques ou « sols rouges » se situent en position de plateau et en haut de versant, les sols ferrugineux tropicaux ou « sols beiges » en milieu de versant, et enfin les sols hydromorphes en bas de versant (figure 1). Les sols ferrallitiques sont ca-

ractérisés par un ensemble d'horizons B rouge très épais (plus de 5 m), à texture argilo-sableuse, et par une micro-organisation typique formée d'un assemblage plus ou moins compact d'agrégats (assemblage porphyroscuelique), stables dans les conditions d'environnement, constitués essentiellement de kaolinites et d'oxyhydroxydes de fer (hématite et goéthite).

Ces sols ferrallitiques présentent le long de la pente, un pâlisement, puis un jaunissement graduel du rouge, mais sans changement spécifique de la structure des sols. En

aval, les sols beiges ou sols ferrugineux tropicaux sont caractérisés par des profils sablo-argileux, moins épais, où la structure micro-agrégée a presque totalement disparu (assemblage aggloméroplasmique et intertextique).

Cette étude porte sur des échantillons représentatifs de la toposéquence, prélevés dans l'horizon B2, situé entre 1 et 3 m de profondeur, dans lequel les caractéristiques physico-chimiques et structurales sont les plus marquées (tableau).

Différents outils sont employés pour appréhender soit directement, soit indirectement, les agrégats, leur mode d'assemblage et leurs propriétés.

- L'étude de l'organisation microscopique s'effectue sur des échantillons de sol à structure conservée, mis en équilibre avec différents potentiels de l'eau ( $pF = 1, 3$  et  $6$ ). Les échantillons ont été préparés suivant la technique d'échange eau-acétone (Bourlet et Fies, 1981; Moran *et al.*, 1989). L'analyse d'images des lames minces d'échantillons de sol, permet de quantifier et de caractériser la répartition, à différents états hydriques, des surfaces porales en fonction de la taille des pores (de quelques millimètres carrés à quelques dizaines de micromètres carrés).

- La porosimétrie au mercure détermine la distribution du volume poral en fonction de la taille des pores, pour des rayons équivalents compris entre  $3,75 \text{ nm}$  et  $100 \text{ }\mu\text{m}$ , sur des échantillons centimétriques de sol dégazés et déshydratés à  $105 \text{ }^\circ\text{C}$  (Vachier *et al.*, 1979).

- L'analyse des courbes de retrait (rétractométrie) permet quant à elle, sous certaines hypothèses, de quantifier, à tout état hydrique, le volume massique d'échantillons pluricentimétriques de sol, ainsi que les teneurs en eau et en air des deux systèmes de porosité (macro et micro) distingués par Braudeau (1988 *a* et *b*). Elle permet également d'estimer certaines propriétés physiques des sols, en particulier la capacité de retrait-gonflement de la phase argileuse (Braudeau et Bruand, 1993).

- Enfin, l'analyse de la distribution de la taille des agrégats repose sur une nouvelle méthode de fractionnement utilisant un liquide organique, le méthanol, qui affaiblit les

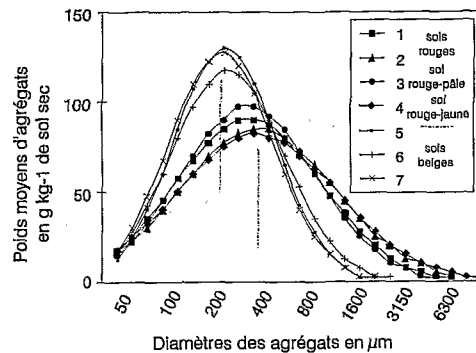


Figure 3

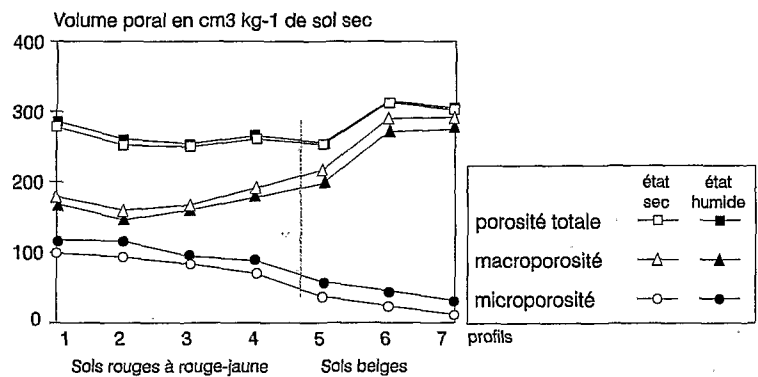


Figure 4

forces de liaisons interagrégatiques tout en affermissant la cohésion interne des agrégats (Colleuille, 1993).

### 3. RÉSULTATS

#### Caractéristiques des agrégats

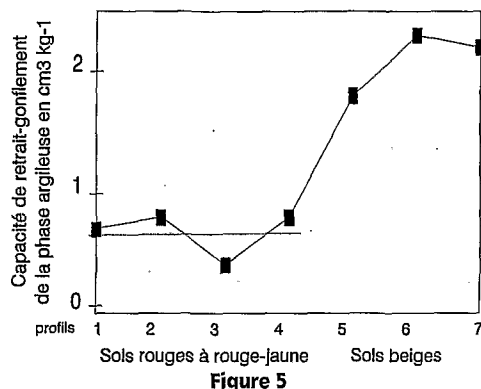
Les agrégats libérés par le fractionnement, ou observés sur des lames minces d'échantillons non remaniés, semblent appartenir à deux niveaux hiérarchiques d'organisation : d'une part, des microagrégats de  $30$  à  $200 \text{ }\mu\text{m}$ , argileux, riches en oxyhydroxydes de fer, et d'autre part des macroagrégats de  $200 \text{ }\mu\text{m}$  à quelques millimètres, moins argileux et moins riches en fer, formés par l'assemblage de micro-agrégats et de grains de quartz de la taille des limons grossiers aux sables (figure 2). Notons que ces résultats sont en accord avec les descriptions macroscopiques de la structure : massive à débit polyédrique de taille variable et pseudo-particulaire. Les micro-agrégats, appelés également agrégats élémentaires ou primaires par analogie à la notion de « ped primaire »

**Figure 3** Distribution moyenne de la taille des agrégats (et sables libres) issus du fractionnement de différents échantillons représentatifs de l'horizon B2 [distribution ajustée à une loi log-normale (3 répétitions par échantillon)].

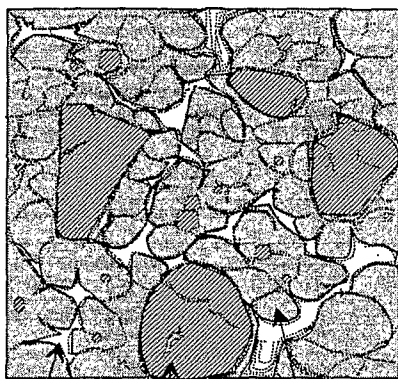
Mean aggregate (and non-aggregated sand) size distribution derived from B2 soil samples (3 replications).

**Figure 4** Caractéristiques des volumes poraux d'échantillons représentatifs de l'horizon B2, calculés à deux états hydriques différents par rétractométrie. État sec : porosités calculées à la limite de retrait ; état humide : porosités calculées à la capacité de rétention.

Pore volume characteristics at two particular moisture states (dry and wet) determined by shrinkage curve analysis.



sol rouge



sol beige



vide quartz micro-agrégats argileux

200 µm

Figure 6

**Figure 5** Capacité de retrait-gonflement de la phase argileuse de différents échantillons représentatifs de l'horizon B2, calculée par la différence entre les volumes micro-poraux à l'état humide et à l'état sec et rapportée à la teneur en argile.

Values of the potential shrinkage-swelling of the clayey phase in B2 soil samples.

**Figure 6** Micro-organisations de l'horizon B2 d'un sol rouge et d'un sol beige observées en microscopie optique.

Microorganization of B2 red and beige soil samples.

de Brewer (1964), sont individualisés par de fins liserés biréfringents (cutanes).

La déferrisation progressive des argiles d'amont en aval (départ d'hématite), dans les sols rouges – rouge pâle – et rouge jaune est de même intensité dans l'ensemble des classes d'agrégats (figure 2a), et ne s'accompagne d'une modification ni de la distribution de la taille des agrégats (figure 3), ni de la constitution granulométrique des agrégats (figure 2b). Tandis que le passage aux sols beiges se traduit par une modification importante de la distribution des agrégats (figure 3) et de leur constitution (figure 2b). La proportion de sables libres (non agrégés) par rapport au poids des sables totaux passe de 30 à environ 50 dans les sols beiges. Ces derniers ont une distribution de la taille des agrégats centrée sur celle des sables (autour de 220 µm), avec beaucoup de sables libres, d'assemblages granulaires sablo-limoneux et

peu d'agrégats au sens où ils ont été définis ci-dessus, tandis que les sols rouges à jaune-rouge, plus riches en argile et en agrégats, ont une distribution de la taille des agrégats moins étalée et centrée vers 400 µm (figure 3).

### Caractéristiques de l'espace poral intra et inter-agrégats

Les spectres poraux mesurés par injection de mercure sont nettement bimodaux et font apparaître l'existence de deux grandes classes de pores :

- la première (pores de rayons équivalents compris entre environ 3,75 nm et 0,15 µm) résulte de l'assemblage des particules d'argiles et oxydes de fer (Cambier et Prost, 1981 ; Fies, 1984 ; Grimaldi et Boulet, 1990) au sein des micro-agrégats et correspond au volume microporal déterminé en rétractométrie, conformément à ce qui avait été obtenu par Braudeau et Bruand (1993) ;

- la seconde (pores de rayons équivalents compris entre 0,15 et 100 µm) est ménagée par l'assemblage des micro-agrégats et du squelette (Fies et Bruand, 1990) et représente une partie du volume macroporal observé en microscopie optique.

Les surfaces porales mesurées par analyse d'images sont des fissures et des vides très digités, ménagés par l'assemblage des agrégats et du squelette quartzueux (elles englobent une partie des pores inter-agrégats et des pores d'origine biologique).

- Les volumes micro et macro-poreux évoluent faiblement au sein des sols rouges, rouge-pâle et jaune-rouge (figure 4). Le passage aux sols beiges se traduit par une augmentation du volume macroporal (de 160 à 210 cm³ kg⁻¹ de sol sec, soit une augmentation de l'ordre de 30 %), qui résulte de l'augmentation de la porosité ménagée par l'assemblage des micro-agrégats et des grains de sable. Le passage aux sols beiges se traduit également par la diminution du volume microporal du sol (de 80 à 35 cm³ kg⁻¹ de sol sec, soit une diminution de l'ordre de 60 %) et du volume microporal rapporté à la masse des constituants fins (de 260 à 230 cm³ kg⁻¹) (figure 4). Notons que cette diminution du

volume microporal n'est pas liée à une modification minéralogique des argiles, comme l'atteste l'analyse des diffractogrammes RX.

#### Dynamique de l'espace poral avec les changements d'état hydrique

La capacité de retrait-gonflement de la phase argileuse mesurée en rétractométrie est sensiblement la même dans les sols rouges, rouge pâle et rouge-jaune, tandis qu'elle devient brutalement trois fois supérieure dans les sols beiges (**figure 5**). Cependant, le retrait macroscopique des échantillons de sols rouges, rouge pâle et rouge-jaune est environ trois fois plus important que celui des sols beiges. En effet, la dessiccation du sol provoque une diminution du volume microporal compensée dans les sols beiges par une augmentation équivalente du volume macroporal (**figure 4**). L'analyse d'images de lames minces confirme ce résultat: les surfaces porales varient peu entre  $pF=1$  et 6 dans l'ensemble des sols rouges à jaune-rouge, alors qu'elles doublent dans les sols beiges.

#### 4. DISCUSSION

Les transformations morphologiques sol rouge – sol rouge pâle – sol rouge jaune – qui jalonnent le départ de l'hématite, ne se traduisent pas par des modifications tant du degré d'agrégation que de la capacité de retrait-gonflement de la phase argileuse. Ces propriétés ne sont donc pas proportionnelles à la teneur en composés ferriques. Il n'y a pas de modification des micro-agrégats, de leur mode d'assemblage et de leurs propriétés jusqu'au sol rouge-jaune qui appartient donc encore au domaine ferrallitique. La transformation en sols ferrugineux n'a lieu que lorsque l'activité des argiles est rétablie, c'est-à-dire et comme l'ont bien montré les travaux de Chauvel (1977), lorsqu'il y a dissociation des complexes kaolinite-fer.

La rétractométrie et le fractionnement en agrégats s'avèrent très pertinents, puisqu'ils permettent de détecter le passage entre les deux domaines, ferrallitiques et ferrugineux, et d'évaluer les conséquences physiques et morphologiques de cette transformation.

La réactivation des argiles modifie profondément le mode d'assemblage des constituants, la géométrie de l'espace poral et les propriétés physiques du sol dans son ensemble. Dans le cadre de la toposéquence de Yabone, le rétablissement de l'activité des argiles s'accompagne de la dislocation des macro-agrégats et de la plupart des micro-agrégats; elle est suivie d'une redistribution et d'une exportation d'argile, d'une augmentation de la macroporosité qui provoque l'aération du milieu, mais également d'une rigidification apparente des échantillons de sols ferrugineux. Les micro-agrégats argileux occupent, en effet, un espace réduit, entre les grains de squelette, de sorte que les propriétés de retrait-gonflement de l'argile se transmettent peu à un niveau d'organisation supérieure (**figure 6**). L'apparente rigidité des sols ferrugineux a donc pour origine l'augmentation des contacts entre les grains de squelette consécutive à la disparition de la structure micro-agrégée.

En accord avec les observations de Chauvel (1977), les sols ferrallitiques et ferrugineux diffèrent moins par l'importance relative de la microporosité et de la macroporosité, que par la dynamique de ces deux systèmes de porosité avec les changements d'état hydrique du sol. Dans les sols beiges, les valeurs de la microporosité et de la macroporosité à un état d'humidité particulier ne peuvent être des critères appropriés pour différencier ces sols, car elles sont liées à la vitesse de libération des particules d'argile et à la possibilité d'évacuation (colmatage ou lessivage) des constituants fins (Pédro et Chauvel, 1973).

#### 5. CONCLUSIONS

La capacité de retrait-gonflement de la phase argileuse et la distribution de la taille des agrégats s'avèrent d'excellents indicateurs de l'évolution structurale le long d'une toposéquence de sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux.

Le sol reste ferrallitique tant qu'il y a maintien de la structure en agrégats, même si ceux-ci sont partiellement déferruginisés. Cette situation correspond à une inactivation

de l'argile et à un assemblage argile-squelette spécifique.

Dès qu'il y a réactivation de l'argile, la microstructure agrégée est détruite, l'argile est libérée, ce qui conduit à un nouvel assemblage argile-squelette, plus rigide, les phénomènes de retrait-gonflement de l'argile ne pouvant plus se transmettre à un niveau d'organisation supérieur.

La constitution minéralogique des argiles, les teneurs en oxyhydroxydes de fer, la couleur, la texture, et la porosité des matériaux ne permettent pas de distinguer d'une manière fiable les sols ferrallitiques des sols ferrugineux tropicaux. C'est l'aptitude au retrait-gonflement de l'argile et le mode d'association argile-squelette qui constituent les critères les plus pertinents de différenciation.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BOURLET, M. et FIES, J. C., 1981. Technique d'échange de l'eau de gros échantillons de sol par l'acétone en phase vapeur, *Science du Sol*, 4, p. 293-331.
- BRAUDEAU, E., 1988 a. Équation généralisée des courbes de retrait d'échantillons de sol structurés, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, série II, p. 1731-1734.
- BRAUDEAU, E., 1988 b. 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, série II, p. 1933-1936.
- BRAUDEAU, E. et BRUAND, A., 1993. Détermination de la courbe de retrait de la phase argileuse à partir de la courbe de retrait établie sur échantillon de sol non remanié. Application à une séquence de sols de Côte-d'Ivoire, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316, série II, p. 685-692.
- BREWER, R., 1964. *Fabric and mineral analysis*, WILEY, J. and Sons, New York, 470 p.
- CAMBIER, P. et PROST, R., 1981. Étude des associations argile-oxyde : organisation des constituants d'un matériau ferrallitique, *Agronomie*, 1, (9), p. 713-722.
- CHAUVEL, A., 1977. Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées, *Thèse Sci.*, Strasbourg, *Trav. et Docum. ORSTOM*, 6, 532 p.
- CHAUVEL, A., PÉDRO, G. et TESSIER, D., 1976. Rôle du fer dans l'organisation des matériaux kaoliniques, *Sciences du Sol*, 2, p. 101-105.
- CHAUVEL, A. et PÉDRO, G., 1978. Genèse de sols beiges (ferrugineux tropicaux lessivés) par transformation des sols rouges (ferrallitiques) de Casamance (Sénégal). Modalités de leur propagation, *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XVI, 3, p. 231-249.
- COLLEUILLE, H., 1993. Approches physique et morphologique de la dynamique structurale des sols. Application à l'étude de deux séquences pédologiques tropicales, *Thèse doct. spéc. pédologie*, Univ. Paris VI, *Trav. et Docum. ORSTOM*, 1994, 354 p.
- CURI, N. et FRANZMEIER, D. P., 1984. Toposequence of oxisols from the Central Plateau of Brazil, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48, p. 341-346.
- FIES, J. C., 1984. Analyse de la répartition du volume de pores dans les assemblages argile-squelette : comparaison entre un modèle d'espace textural et les données fournies par la porosimétrie au mercure, *Agronomie*, 4, (9), p. 891-899.
- FRITSCH, E., HERBILLON, A., JEANROY, E., PILLON, P. et BARRES, O., 1989. Variations minéralogiques et structurales accompagnant le passage « sols rouges-sols jaunes » dans un bassin versant caractéristique de la zone de contact forêt-savane de l'Afrique occidentale (Booro Borotou, Côte-d'Ivoire), *Sci. Géol., Bull.*, 42, 2, p. 65-89.
- 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.*, 25, (3), p. 263-275.
- MAIGNIEN, R., 1961. Le passage des sols ferrugineux aux sols ferrallitiques dans les régions sud-ouest du Sénégal, *Sols Africains*, VI, 2 et 3, p. 113-228.
- MACEDO, J. et BRYANT, R. B., 1987. Morphology, Mineralogy, and Genesis of a Hydrosequence of Oxisols in Brazil, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, p. 690-698.
- MORAN, C. J., McBRATNEY, A. B., RINGROSE-VOASE, A. J. et CHARTRES, C. J., 1989. A method for the dehydration and impregnation of clay soil, *J. Soil Sci.*, 40, p. 569-575.
- PÉDRO, G. et CHAUVEL, A., 1973. Sur la nature et l'importance relative des principaux mécanismes intervenant dans le processus de lessivage pédologique, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 277, série D, p. 1133-1136.
- VACHIER, P., CAMBIER, P. et PROST, R., 1979. Structure d'un milieu poreux : la craie, *Ann. Agron.*, 39, (3), p. 247-263.