

## ÉTUDE MORPHOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE D'UNE FORMATION BAUXITIQUE D'AMAZONIE (SECTEUR DE JURUTI, ÉTAT DU PARA, BRÉSIL)

Brigitte KOBILSEK\* et Yves LUCAS\*\*

**RÉSUMÉ** — Les formations bauxitiques du secteur de Juruti (Etat du Para, Brésil) sont développées sur des sédiments détritiques grés-argileux (formation Barreiras) d'âge Crétacé supérieur à Tertiaire. Elles sont le résultat d'une différenciation en place. On distingue deux phases principales d'évolution : une phase ancienne de bauxitisation à gibbsite macrocristalline formée après désilicification du sédiment en argile kaolinique ; une phase subactuelle à actuelle caractérisée par une paragenèse à gibbsite microcristalline puis dégradation en matériel argileux kaolinique. La mise en place de ces formations ne peut être interprétée par le seul enfouissement géochimique de la couverture pédologique dans le substrat. Elle apparaît en fait liée à des variations du pédoclimat.

Bauxite, Amazonie, Brésil, Morphologie, Pétrographie

### **Morphologic and petrographic study of a bauxitic formation in Amazonia (district of Juruti, State of Para, Brazil)**

**ABSTRACT** — The bauxitic deposits of Juruti district (State of Para, Brazil) were developed from clayey sandstones (formation Barreiras) of Upper Cretaceous or Tertiary age. From the bottom to the top, are observed : a clayey level, a massive and ferruginous bauxitic level, a nodular bauxitic level, a clayey overburden. Their mineralogical composition is gibbsite, haematite, kaolinite, quartz and goethite. These formations result from a differentiation *in situ*. Two successive stages of evolution are recognized : an ancient phase of bauxitization characterized by macrocrystalline gibbsite formed after the desilication of the sediment and formation of kaolinite ; a recent phase characterized by a paragenesis of microcrystalline gibbsite and finally a weathering of the hardened level in clayey material. The only geochemical sinking of weathering mantle in the sediments cannot explain the formation of these deposits. Their formation is probably to be ascribed to important changes in the pedogenesis controlling factors.

Bauxite, Amazonia, Brazil, Morphology, Petrography

### INTRODUCTION

Les bauxites d'Amazonie brésilienne (fig. 1) sont reconnues par la plupart des auteurs (ASSAD et MACHADO, 1976 ; DENNEN et NORTON, 1977 ; GRUBB, 1979 ; KRONBERG *et al.*, 1979, 1982 ; ALEVA, 1981 ; KOTSCHOUBEY et TRUCKENBRODT, 1981, 1984 ; KOTSCHOUBEY et LEMOS, 1985) comme le résultat de l'évolution supergène d'un matériau sédimentaire grés-argileux (formation Barreiras) par désilicification et concentration résiduelle d'oxydes et d'hydroxydes d'aluminium et de fer.

Cependant de nombreuses hypothèses ont été proposées pour interpréter les successions verticales complexes de faciès dans ces formations bauxitiques : faciès plus ou moins indurés ferrugineux et bauxitiques, recouverts d'un matériau kaolinique meuble microagrégé. Certains auteurs (KOTSCHOUBEY et TRUCKENBRODT, 1981, 1984 ; KOTSCHOUBEY et LEMOS, 1985) font intervenir des alternances d'épisodes de bauxitisation et de sédimentation, la couverture meuble sommitale correspondant à un dépôt continental ou lacustre : l'argile

\* Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface (CNRS) et Institut de Géologie (ULP), 1 rue Blessig, 67085 Strasbourg Cedex, France.

\*\* ORSTOM et Laboratoire de Pédologie, Université de Poitiers, 40 avenue du Recteur Pineau, 86022 Poitiers Cedex, France.

Belterra (TRUCKENBRODT et KOTSCHOUBEY, 1981). D'autres auteurs (DENNEN et MORTON, 1977 ; ALEVA, 1981) voient en ce niveau meuble le résultat de l'altération en place du niveau bauxitique.

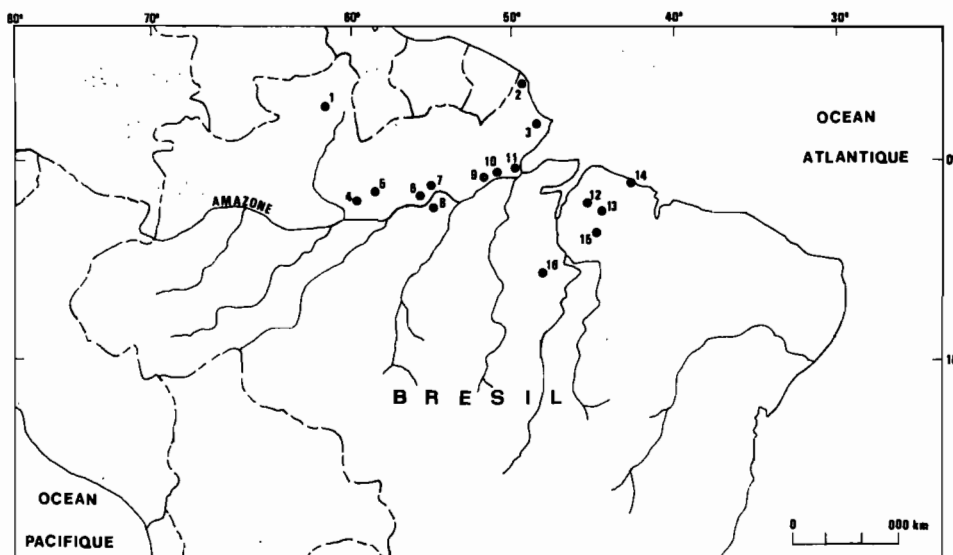


Fig. 1 — Localisation des gisements bauxitiques dans le bassin amazonien (Brésil) (d'après PATTERSON *et al.*, 1986).

*Location of bauxitic districts in the Amazon basin (Brazil) (after PATTERSON *et al.*, 1986).*

1. Boa Vista. Rio Branco ; 2. Oiapoque. Amapa ; 3. Amapa ; 4. Uatuma. Amazonas ; 5. Jatupa. Amazonas ; 6. Faro. Para ; 7. Trombetas. Para ; 8. Parintins Juruti. Para ; 9. Almeirin. Para ; 10. Jari. Amapa ; 11. Mazagao. Amapa ; 12 ; Sao Domingos de Capim. Para ; 13. Irituia. Para ; 14. Ilha Trauira. Maranhao ; 15. Paragominas. Maranhao ; 16. Carajas. Para

D'une manière plus générale, la plus grande partie de la couverture pédologique des zones médiane et basse du bassin amazonien et des Guyanes montre des profils ferrallitiques dont la différenciation verticale présente une accumulation plus ou moins intense de gibbsite et d'hématite, sous forme de nodules ou de cuirasses. Cette accumulation est immédiatement surmontée par un horizon kaolinitique meuble microagrégé. De nombreuses études (BOULET, 1981 ; BOULET et LUCAS, 1982 ; CHAUVEL *et al.*, 1982 ; LUCAS *et al.*, 1984 ; IRION, 1984) concluent au caractère *in situ* de la différenciation de ces profils : ceux-ci se différencient et s'approfondissent au cours de leur enfoncement dans le matériau originel (LUCAS *et al.*, 1984, 1986). Cette interprétation présente une contradiction apparente en termes géochimiques. Du bas du profil jusqu'aux horizons à oxy-hydroxydes, on observe une désilicification progressive. Le passage aux horizons microagrégés correspond, lui, à une resilicification relative.

Dans ce contexte, et dans l'hypothèse de leur formation en place, les couvertures bauxitiques constituent le pôle le plus contrasté de cet ensemble amazonien, avec une désilicification intense dans la partie médiane des profils, alors que la couverture meuble sommitale reste à dominante kaolinitique.

L'étude de l'organisation d'une formation bauxitique amazonienne permet de conclure à sa différenciation en place, et de préciser les problèmes d'interprétation que posent des couvertures pédologiques.

La zone étudiée se situe dans le secteur de Juruti (Etat du Para, Brésil). Les formations bauxitiques se trouvent en position de plateaux disséqués, couverts de forêt dense amazonienne. La dénivellation par rapport aux vallées qui les entaillent varie de 50 à 200 m. Les profils bauxitiques sont développés sur des sédiments détritiques de la formation Barreiras attribués, selon les auteurs, au Tertiaire (BIGARELLA, 1975) ou à la fin du Crétacé (RADAMBRASIL, 1978 ; PUTZER, 1984). Ces sédiments correspondent à des intercalations de grès plus ou moins grossiers et de lits plus argileux (BIGARELLA, 1975 ; DENNEN et NORTON, 1977). Leurs composants minéralogiques sont essentiellement le quartz, la kaolinite, des oxydes et hydroxydes de fer, quelques minéraux lourds (rutile, anatase, zircon), quelques feldspaths et micas peu abondants. Dans les formations étudiées, le sédiment non altéré n'a jamais été observé.

## I — CARACTÉRISATION D'UN PROFIL VERTICAL BAUXITIQUE

Les formations bauxitiques étudiées se situent dans le secteur de Juruti (Etat du Para) (fig. 1, n° 8). Elles s'individualisent dans un relief tabulaire de plateaux entaillés de vallées. Le profil vertical décrit ici est représentatif de la partie centrale des plateaux bauxitiques.

## 1. Données macroscopiques

On observe de bas en haut la succession d'horizons suivante (fig. 2) :

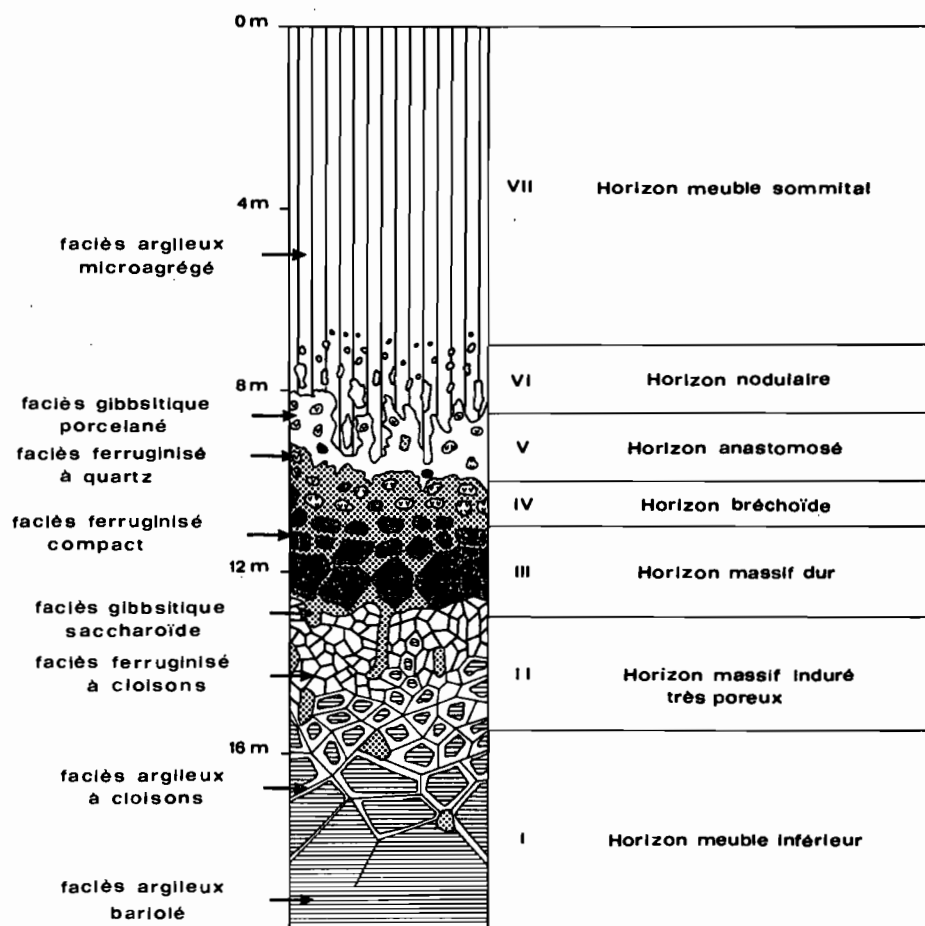


Fig. 2 — Profil bauxitique caractéristique.

*Characteristic bauxitic profile.*

1. variegated clayey facies ; 2. clayey facies with septa ; 3. ferruginous facies with septa ; 4. saccharoid gibbsitic facies ; 5. compact ferruginous facies ; 6. ferruginous facies with quartz ; 7. porcelanous gibbsitic facies ; 8. microaggregated clayey facies.

I. lower soft horizon ; II. massive hardened and porous horizon ; III. hard massive horizon ; IV. brechoid horizon ; V. anastomosed horizon ; VI. nodular horizon ; VII upper soft horizon

a) *Un horizon meuble inférieur (I).* Il est constitué de matériau argileux bariolé blanc à violet foncé, parcouru par un réseau de grandes cloisons gibbsitiques rectilignes. Aux noeuds du réseau des cloisons on observe un faciès gibbsitique saccharoïde.

b) *Un horizon massif induré très poreux de 2 à 3 m d'épaisseur (II).* La transition vers cet horizon est très progressive. Le faciès gibbsitique saccharoïde devient plus abondant, les cloisons gibbsitiques plus petites et plus nombreuses. Elles forment alors un réseau dense, le faciès argileux étant réduit à des îlots arrondis (2 cm à

quelques millimètres) flottant au milieu des logettes ainsi constituées. Parallèlement, on observe vers le haut une imprégnation par le fer de cet ensemble à cloisons, qui domine au sommet de l'horizon II : c'est le faciès ferruginisé à cloisons.

*c) Un horizon massif dur de 1 à 2 m d'épaisseur (III).* Le faciès ferruginisé à cloisons disparaît progressivement alors qu'apparaît un faciès ferruginisé compact, violet foncé. Celui-ci forme des îlots polyédriques irréguliers de 2 à 10 cm de diamètre pris dans un ciment gibbsitique saccharoïde.

*d) Un horizon bréchoïde d'environ 1 m d'épaisseur (IV).* La transition avec l'horizon précédent se fait progressivement, par une modification de la forme et une diminution de la taille des îlots ferruginisés qui deviennent arrondis, avec un diamètre de 1 à 5 cm. A la partie supérieure de cet horizon, le faciès ferruginisé compact des îlots fait place à un faciès ferruginisé très poreux renfermant localement des grains de quartz. Le ciment gibbsitique saccharoïde est plus développé.

*e) Un horizon anastomosé de 1 à 2 m d'épaisseur (V).* Le contact horizon bréchoïde - horizon anastomosé est caractérisé par l'apparition de glosses à orientation verticale dominante, remplies d'un produit argileux microagrégé brun-jaunâtre (7/5 YR 5/8). Ces glosses sont de plus en plus développées vers le haut, les faciès indurés étant réduits à des éléments irréguliers contournés, de 1 à 20 cm, à allongement vertical, anastomosés dans le fond meuble. A l'interface entre le matériel microagrégé et les faciès indurés décrits précédemment, apparaît un faciès induré gibbsitique porcelané jaune à rose. Ce faciès devient rapidement dominant parmi les faciès indurés. Il a alors le rôle de ciment jusqu'ici tenu par le faciès saccharoïde. Les faciès ferruginisés sont, eux, limités à des îlots de petite taille.

*f) Un horizon nodulaire de 1 à 2 m d'épaisseur (VI).* Le réseau anastomosé se réduit de plus en plus vers le haut. Les faciès indurés subsistent sous forme de nodules arrondis de faciès gibbsitique porcelané et plus rarement de faciès ferruginisé à quartz, épars au sein du fond meuble argileux. La taille de ces nodules diminue progressivement vers le sommet des profils : de quelques centimètres ils passent à quelques millimètres de diamètre.

*g) Un horizon meuble sommital de 7 à 8 m d'épaisseur en moyenne (VII).* A ce niveau, les nodules ont presque totalement disparu. Cet horizon est essentiellement constitué d'un matériel argileux microagrégé et pédoturbé brun-jaunâtre (7/5 YR 5/8).

En résumé, ce profil vertical bauxitique se caractérise par le passage progressif des horizons argileux meubles de la base à des horizons indurés gibbsitiques et ferruginisés. Les horizons indurés se démantèlent progressivement vers le sommet du profil, avec l'individualisation d'une structure nodulaire dans une matrice meuble argileuse. Cette dernière est le constituant essentiel de l'horizon microagrégé de surface.

## 2. Données microscopiques et minéralogiques

L'étude micromorphologique des faciès a été faite à différentes échelles : au microscope optique et au microscope électronique à balayage. L'identification des constituants minéraux a été réalisée par diffraction des rayons X sur poudre non orientée (diffractomètre Philips raie Co K $\alpha$ ). Le taux de substitution de fer dans le réseau des kaolinites est estimé par analyse chimique (spectrophotométrie d'absorption atomique) après déferri-fication par la méthode de De ENDREDY (1963) modifiée par SEGALIN (1970). La présence d'aluminium de substitution dans les hématites et dans les goethites est reconnue sur les spectres de diffraction X (SCHWERTMANN *et al.*, 1977).

### *a) Les faciès argileux de la base des profils*

Le faciès argileux bariolé blanc à violet foncé est constitué de kaolinite en agrégats de 0,5  $\mu\text{m}$  avec une proportion variable (0 à 10 %) d'hématite en microparticules et un peu de gibbsite. Les spectres infra-rouges de vibration des hydroxyles des kaolinites comportent seulement les bandes 3670  $\text{cm}^{-1}$ , 3650  $\text{cm}^{-1}$ , 3620  $\text{cm}^{-1}$ , caractérisant un faible degré de cristallinité (FARMER, 1974 ; CASES *et al.*, 1982 ; CRUZ-CUMPLIDO *et al.*, 1982).

Ces kaolinites ont un taux de substitution en fer de l'ordre de 1 à 2 % de moles de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , cohérent avec leur faible taux de cristallinité (HERBILLON *et al.*, 1976 ; LIETARD, 1976 ; MESTDAGH *et al.*, 1982). L'augmentation du pourcentage d'hématite et du taux de substitution en fer dans ces argiles se produit quand on monte dans le profil.

Les cloisons qui apparaissent dans ce faciès argileux sont constituées par des macrocristaux de gibbsite (taille supérieure à  $10 \mu\text{m}$ ) à allongement perpendiculaire à celui de la cloison. Le réseau de cloisons devient d'autant plus dense que l'on évolue vers le sommet du profil. Ces cloisons montrent des figures de dissolution des macrocristaux de gibbsite. Au contact de la zone de dissolution se développe un plasma argileux constitué de particules de kaolinite et d'hématite.

#### **b) Le faciès ferruginisé compact**

Ce faciès ferruginisé compact est constitué d'un assemblage assez compact de petits éléments de  $0,5$  à  $1 \mu\text{m}$  qui sont des agrégats d'hématite et des cristaux de gibbsite, enchevêtrés, et dans une moindre proportion de kaolinite. Ces hématites sont alumineuses, avec un taux de substitution du fer par l'aluminium inférieur à 4 % de moles de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

On a observé une transition progressive entre le faciès argileux violet foncé et le faciès ferruginisé compact. Cette transition est soit diffuse dans la masse du plasma argileux, soit liée aux vides. Elle se fait par augmentation progressive de la microporosité des plasmas (pores de l'ordre de  $5$  à  $10 \mu\text{m}$  et plus), et par augmentation de la proportion d'hématite et de gibbsite par rapport à la kaolinite. On forme ainsi des plasmas devenant progressivement plus rouges, indurés vers le haut du profil et sans kaolinite.

#### **c) Le faciès ferruginisé à cloisons**

Ce faciès ferruginisé à cloisons, de couleur rouge violacé, est constitué de cloisons qui forment des logettes isolant des îlots de faciès argileux violet foncé, en grelots. Les cloisons sont de deux types : gibbsitiques avec des revêtements hématitiques ; purement hématitiques, taux de substitution du fer par l'aluminium inférieur à 4 % de moles de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Les gibbsites des cloisons présentent d'intenses figures de dissolution et sont recouvertes par des cristaux d'hématite assemblés en rosettes.

Au niveau de l'horizon II, en progressant vers le sommet du profil, on note : le développement de revêtements hématitiques de plus en plus épais sur les cloisons gibbsitiques du faciès argileux à cloisons, parallèlement à une dissolution de plus en plus intense des cristaux de gibbsite ; l'apparition de cloisons hématitiques ; la réduction progressive de la taille jusqu'à disparition totale des îlots argileux dans les logettes corrélativement à une augmentation du taux d'hématite contenu dans ces mêmes îlots (de  $10$  à  $20 \%$ ). On observe ainsi un passage très progressif du faciès argileux à cloisons gibbsitiques au faciès ferruginisé à cloisons par imprégnation hématitique.

#### **d) Le faciès ferruginisé à quartz**

Le faciès ferruginisé à quartz de l'horizon bréchoïde est essentiellement hématitique et montre une très forte macroporosité. Celle-ci est de deux types (fig. 3) : (1) des cavités subanguleuses de  $50 \mu\text{m}$  à plus de  $2 \text{mm}$  de diamètre : les plus grandes cavités sont vides ou contiennent des grelots de quartz à figure de corrosion intense, les petites cavités sont généralement remplies de cristaux de gibbsite (fig. 4) ; (2) un réseau de vides polyconvexes entre les cavités subanguleuses, vides soulignés par un épais revêtement hématitique noir mamelonné. Ces hématites sont faiblement substituées :  $1$  à  $2 \%$  de moles de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Ce faciès ferruginisé à quartz apparaît d'abord comme un réseau isolant des îlots de quelques centimètres de diamètre de faciès ferruginisé compact sans quartz (fig. 3). Vers le haut, ces îlots disparaissent alors que la taille des cavités et des grelots de quartz augmente progressivement. On note qu'il n'y a pas de quartz dans les horizons sous-jacents à l'horizon bréchoïde.

Dans cet horizon bréchoïde, alors que l'hématite reste la forme dominante du fer, de la goëthite à tendance alumineuse apparaît. Elle se présente soit en cortex à la périphérie des volumes nodulaires hématitiques, soit en revêtement fibroradié de pores à l'intérieur de ces mêmes nodules.

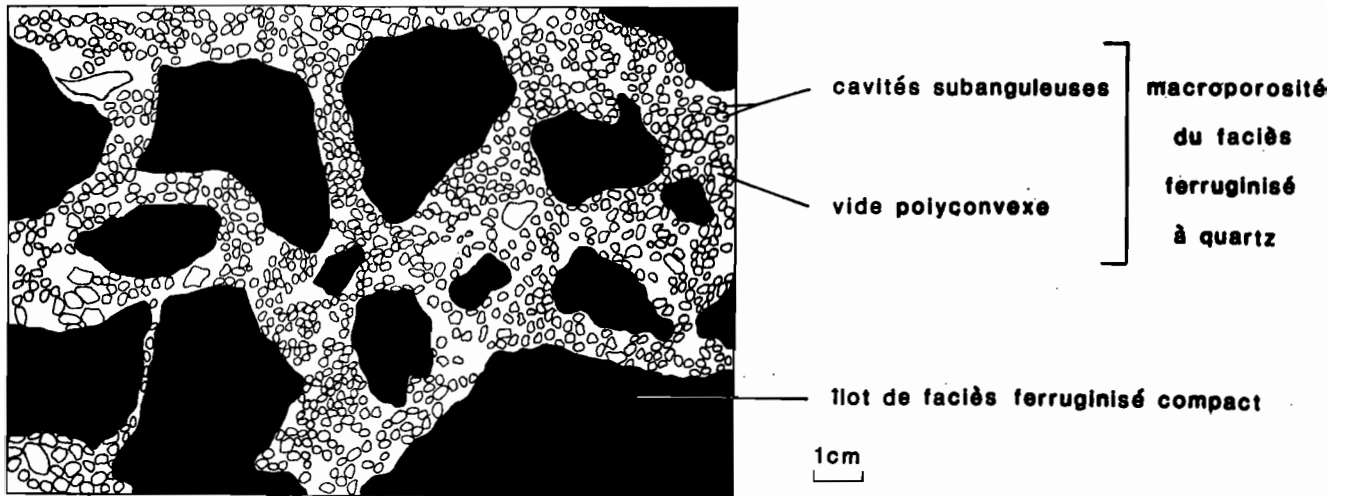


Fig. 3 — Macroporosité et structure en réseau du faciès ferruginisé à quartz.  
*Macroporosity and network structure of the ferruginous facies with quartz.*

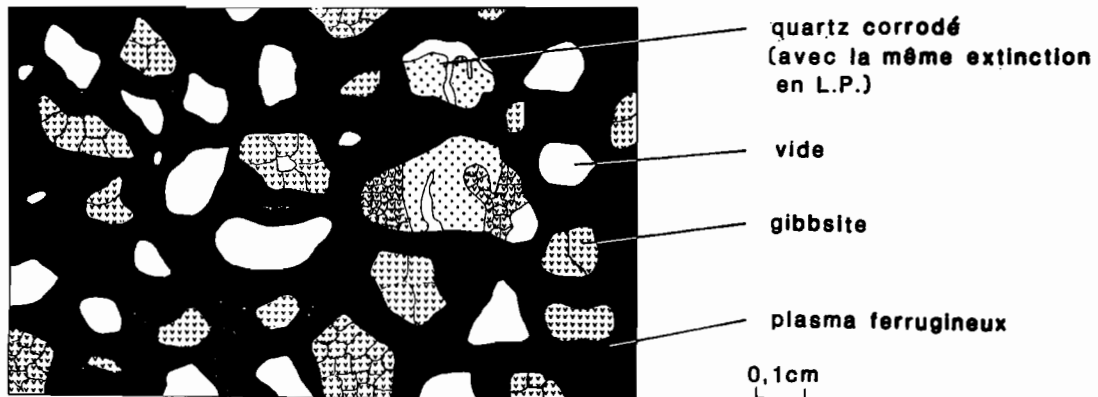


Fig. 4 — Détails du faciès ferruginisé à quartz.  
*Details of the ferruginous facies with quartz.*

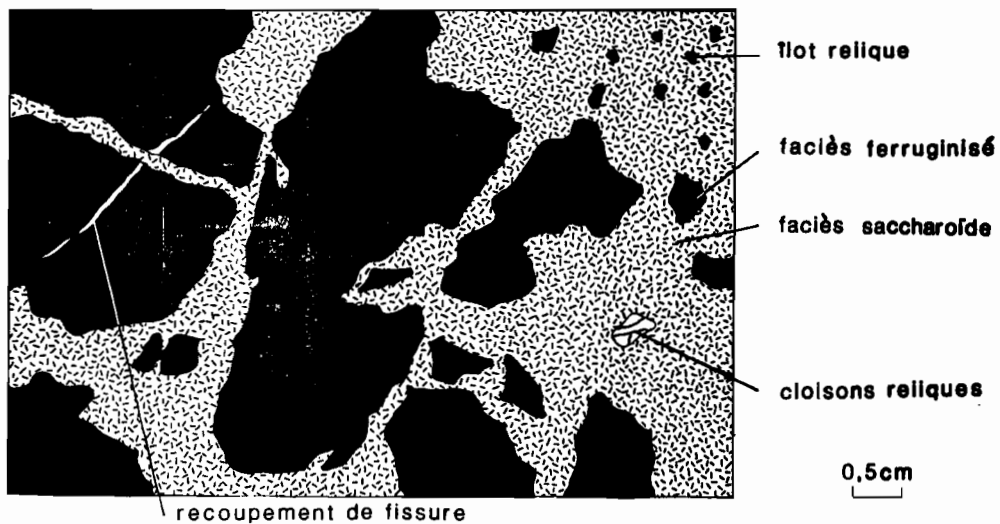


Fig. 5 — Figures de remplacement des faciès ferruginisés par le faciès gibbsitique saccharoïde.  
*Replacement figures of the ferruginous facies by the saccharoid gibbsitic facies.*

### e) Les faciès gibbsitiques

Les faciès gibbsitiques sont de deux types : le faciès saccharoïde et le faciès porcelané.

Le faciès saccharoïde est formé d'un assemblage compact de macrocristaux de gibbsite. A l'échelle microscopique, au sein de cet assemblage on note en allant vers le haut du profil : la présence d'îlots d'argile kaolinique dont la taille diminue progressivement (plusieurs centimètres à quelques millimètres) jusqu'à disparaître (horizon massif dur) ; l'augmentation du taux d'hématite, de 5 % dans l'horizon meuble inférieur à 15 % dans l'horizon bréchoïde.

Les observations microscopiques montrent des figures de remplacement des différents faciès ferruginisés par ce faciès saccharoïde (fig. 5). Ces figures sont de deux types : des recoupements de structure (exemple d'alignement de cloison du faciès ferruginisé à cloisons recoupées par ce faciès saccharoïde ; l'individualisation d'îlots reliques de faciès ferruginisés dont la taille diminue progressivement de plusieurs centimètres à quelques millimètres de l'horizon II à l'horizon IV.

Le faciès saccharoïde présente d'importantes figures de dissolution sous forme de sphères de corrosion qui recourent les structures cristallines des gibbsites (fig. 6). Ces sphères ont un revêtement interne kaolinique légèrement ferruginisé (hématite). Ce phénomène est d'autant plus développé que l'on monte dans le profil.

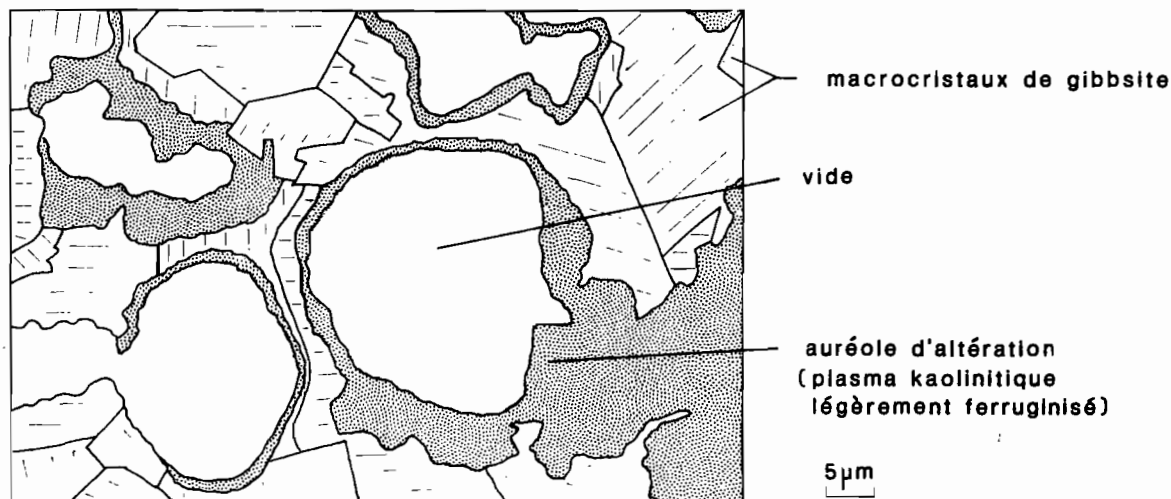


Fig. 6 — Figure de dissolution du faciès gibbsitique saccharoïde.  
*Dissolution figure of the saccharoid gibbsitic facies.*

Le faciès gibbsitique porcelané se présente microscopiquement comme un plasma de petits cristaux de gibbsite inférieurs à 5  $\mu\text{m}$  contenant une faible proportion de kaolinite et de fer.

Au sommet des horizons indurés, le faciès gibbsitique porcelané situé à l'interface entre le matériel meuble sommital et les autres faciès indurés recoupe les structures des faciès ferruginisés et du faciès gibbsitique saccharoïde (fig. 7). Ce faciès porcelané a un rôle de ciment dans l'horizon anastomosé. Dans l'horizon nodulaire, le coeur des nodules de gibbsite porcelanée renferme fréquemment des structures cristallines à macrocristaux gibbsitiques rappelant les assemblages du faciès gibbsitique saccharoïde et des éléments de quelques millimètres de faciès ferruginisé à quartz.

### f) Le matériel meuble sommital

Le matériel meuble sommital apparaît en glosses et en tubules pénétrant les faciès indurés et se développe à leur dépens en sommet de profil (fig. 7). Il est composé essentiellement de kaolinite, de gibbsite, d'un peu de quartz, d'oxydes et hydroxydes de fer (hématite et goëthite alumineuses). La fraction argile représente de l'ordre

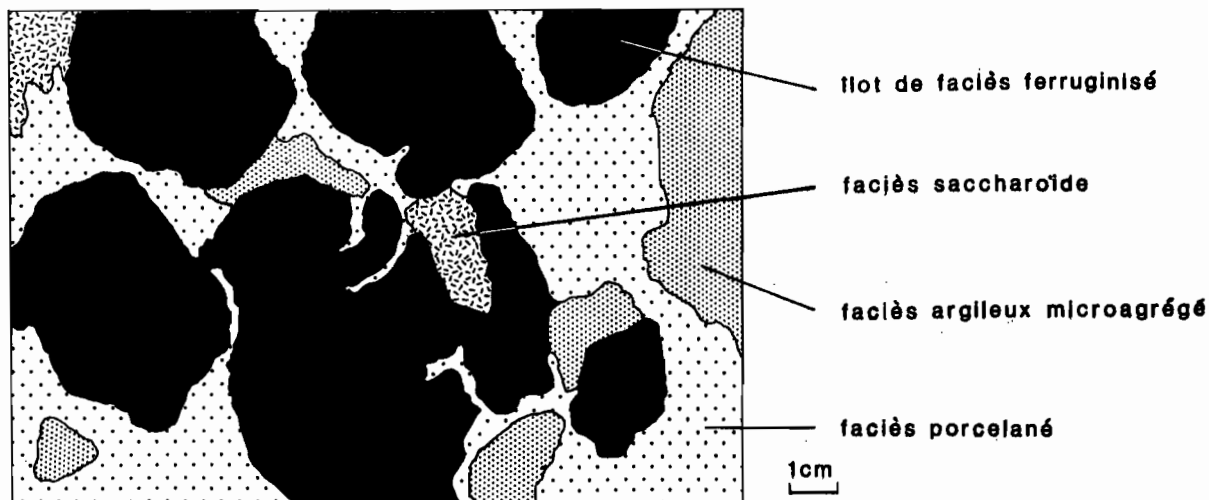


Fig. 7 — Figures de remplacement des faciès ferruginisés et du faciès gibbsitique saccharoïde par le faciès gibbsitique porcelané et par le faciès argileux microagrégé.

*Replacement figures of porcelainous gibbsitic facies and microaggregated clayey facies after ferruginous facies and saccharoid gibbsitic facies.*

de 80 à 90 % de ce matériel. La fraction grossière se compose de grains de quartz dont le taux est toujours inférieur à 2 % et de micronodules gibbsitiques.

## II — LES VARIATIONS LATÉRALES

L'ensemble des horizons et des faciès définis précédemment présente des variations verticales et latérales le long de toposéquences étudiées à partir de puits d'homme distants de 100 m et profonds de 10 à 25 m. Ces variations sont illustrées par l'étude d'un transect.

a) *La limite inférieure de l'apparition du faciès gibbsitique porcelané est discordante sur la succession verticale des autres faciès*

Le faciès gibbsitique porcelané apparaît à des profondeurs variables le long du transect. Ce faciès prend ainsi en écharpe et recoupe la succession verticale des faciès de l'horizon nodulaire à l'horizon massif dur. Il présente le plus souvent un développement maximal au niveau du contact horizon bréchoïde - horizon anastomosé. Ces faits confirment les données microscopiques qui indiquent la postériorité de ce faciès par rapport aux autres faciès indurés.

b) *La présence de grains de quartz abondant est limitée à la partie supérieure des profils de l'horizon bréchoïde à l'horizon meuble sommital (fig. 8 B)*

Ces quartz sont surtout abondants dans le faciès ferruginisé à quartz de l'horizon bréchoïde ; ils sont plus rares dans les ciments gibbsitiques saccharoïde et porcelané, associés à ce faciès et dans le matériel meuble microagrégé des horizons anastomosé, nodulaire et meuble supérieur.

c) *La succession verticale des faciès ferruginisés varie peu le long des toposéquences (fig. 8 C)*

L'étude de plusieurs profils verticaux dans ces formations bauxitiques montrent fréquemment la succession suivante du bas vers le haut : le faciès argileux à cloisons, le faciès ferruginisé à cloisons, le faciès ferruginisé compact, le faciès ferruginisé à quartz.



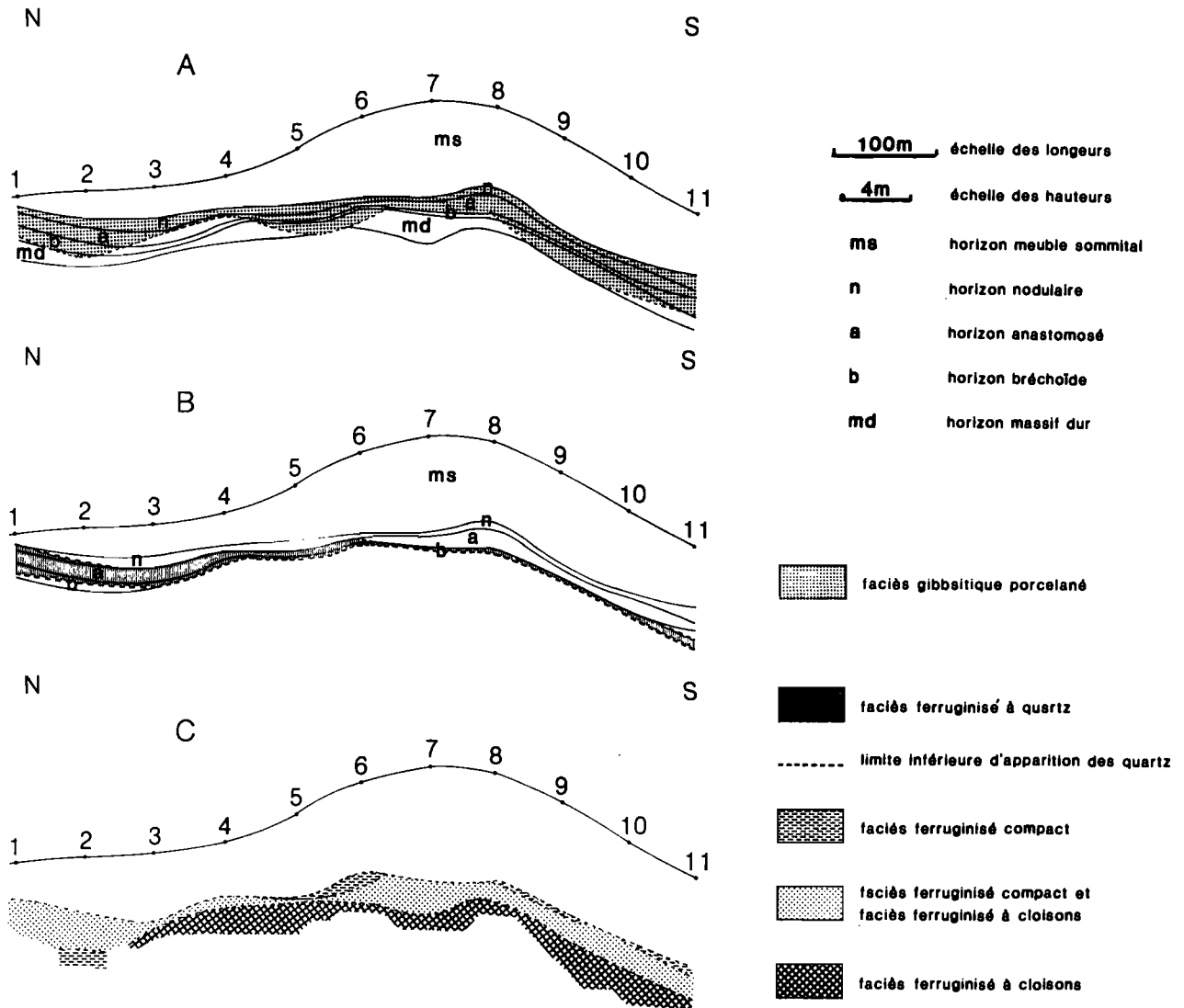


Fig. 8 — Etude d'un transect.

A : enveloppe de l'apparition du faciès gibbsitique porcelané ; B : limite inférieure d'apparition des quartz et répartition du faciès ferruginisé à quartz ; C : répartition des faciès ferruginisé compact et ferruginisé à cloisons.

*Study of a cross-section.*

A : distribution of the porcelaneous gibbsitic facies ; B : lower boundary of occurrence of quartz and distribution of the ferruginous facies with quartz ; C : distribution of the compact ferruginous facies and ferruginous facies with septa.

Cependant, au niveau du puits n° 2, cette répartition n'est pas respectée. On a en effet par ordre d'apparition le long du profil : le faciès argileux bariolé, le faciès ferruginisé compact, le faciès ferruginisé à cloisons mais peu développé, le faciès ferruginisé à quartz.

La distribution et l'abondance du faciès ferruginisé à cloisons par rapport au faciès ferruginisé compact présentent ainsi une répartition cellulaire le long des toposéquences. En haut des profils apparaît toujours le faciès ferruginisé à quartz, mais plus ou moins développé (fig. 8 B).

### III — DISCUSSION

L'ensemble de ces données permet d'établir les relations entre les faciès qui se succèdent en un même lieu par transformation progressive : le faciès ferruginisé compact et le faciès ferruginisé à cloisons résultent respectivement de l'imprégnation hématitique du faciès argileux bariolé et du faciès argileux à cloisons (cf. I 2 b et c) ; les faciès argileux (à cloisons et sans cloisons) ainsi que les faciès ferruginisés (à cloisons, compact et à quartz) sont remplacés par le faciès gibbsitique saccharoïde (cf. I 2 e) ; le faciès gibbsitique porcelané remplace tous les autres faciès indurés (cf. I 2 e) ; tous les faciès indurés sont remplacés par le faciès argileux microagrégé (cf. I 2 f).

Les relations génétiques ainsi définies, comparées à la répartition des différents faciès dans les profils, vont permettre de discuter la mise en place de ces couvertures pédologiques en fonction d'un ou de plusieurs des grands processus suivants : (1) les différenciations liées à l'enfoncement géochimique du manteau d'altération dans le substrat — les horizons dérivent alors génétiquement les uns des autres du bas vers le haut du profil ; (2) les différenciations liées à une hétérogénéité du matériel parental ; (3) les différenciations liées à des variations du pédoclimat au cours du temps ; (4) les différenciations liées à des apports sédimentaires de surface.

Compte tenu des études faites en milieu comparable sur sédiments Barreiras (LUCAS *et al.*, 1986), nous nous placerons d'abord dans l'hypothèse (1) de relations verticales entre les faciès liées à l'enfoncement géochimique du manteau d'altération dans le sédiment. La plupart des relations génétiques entre faciès établies précédemment sont compatibles avec cette hypothèse. Du bas vers le haut du profil, on observe effectivement le remplacement : des faciès argileux par les faciès ferruginisés compact et à cloisons, des faciès argileux et des faciès ferruginisés par le faciès gibbsitique saccharoïde, des faciès indurés par le faciès gibbsitique porcelané, de tous les faciès par le fond meuble microagrégé.

Cependant, dans cette hypothèse on aurait également :

— la formation du faciès ferruginisé à quartz à partir du faciès ferruginisé sous-jacent, c'est-à-dire le faciès ferruginisé compact.

Cette relation impliquerait une néoformation de quartz, ceux-ci étant absents dans les faciès de bas de profil. Or les quartz observés présentent tous des figures de dissolution intense et flottent dans des cavités subanguleuses. La néoformation de quartz et par conséquent la formation du faciès ferruginisé à quartz à partir du faciès ferruginisé compact apparaît donc peu probable ;

— la formation du faciès ferruginisé compact à partir du faciès ferruginisé à cloisons.

Le faciès à cloisons serait alors épigénisé par le faciès compact avec accretion ferrugineuse et gibbsitique, colmatant ainsi la très forte porosité liée au cloisonnement. Aucun trait morphologique démonstratif d'une telle évolution n'a été mis en évidence. Par contre, localement, on observe la formation du faciès ferruginisé compact par l'imprégnation ferrugineuse directe d'un faciès argileux sans cloisons. La structure générale du faciès ferruginisé compact (taille, forme des éléments et vides structuraux) est, en outre, la même que celle du faciès argileux sans cloisons. La formation du faciès ferruginisé compact à partir du faciès ferruginisé à cloisons apparaît là encore peu probable ;

— la formation de l'horizon meuble sommital à part des niveaux bauxitiques.

Comme l'indiquent les données du tableau I, une telle évolution implique une importante resiliification d'horizon contenant parfois moins de 2% de SiO<sub>2</sub>. L'interprétation monophasée du profil supposerait donc une évolution par enfoncement sur une épaisseur supérieure à 80 m par mètre de couverture meuble formée dans le cas d'une évolution isovolume. Une telle descente de plusieurs centaines de mètres est alors incompatible avec les deux discontinuités mises en évidence précédemment.

On se placera donc dans l'hypothèse de trois discontinuités principales dans la séquence verticale des faciès : une discontinuité liée au faciès ferruginisé à quartz, une discontinuité liée au faciès ferruginisé compact et une discontinuité liée à l'horizon meuble sommital.

Différents processus peuvent être à l'origine de ces discontinuités.

#### a) La discontinuité du faciès ferruginisé à quartz

GRUBB (1979), KOTSCHOUBEY et TRUCKENBRODT (1981) observent la même différenciation dans les

Tableau I  
 Exemple de composition chimique d'un profil vertical (profil 7). Teneur en moles  
 Example of chemical composition of a vertical profile (profile 7). Amount in moles

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>
horizon nodulaire	0.52	0.32	0.13	0.02
horizon anastomosé	0.35 0.30	0.26 0.24	0.24 0.27	0.02 0.03
horizon bréchoïde	0.13	0.29	0.28	0.02
horizon massif dur	0.03 0.04	0.03 0.48	0.11 0.13	0.03 0.04
horizon massif induré poreux	0.11	0.47	0.12	0.04
horizon meuble inférieur	0.23 0.44	0.44 0.30	0.11 0.18	0.03 0.02

bauxites de Trombetas et de Paragominas. Ils l'interprètent par un apport sédimentaire survenu après une première phase de bauxitisation ayant donné le faciès à gibbsite macrocristalline. Dans les formations étudiées ici, on observe : l'absence de traces de remaniement mécanique ou de traits pouvant être liés à un contact sédimentaire, des figures de remplacement *in situ* du faciès ferruginisé à quartz par le faciès gibbsitique saccharoïde macrocristallin, une variation progressive de structure du faciès ferruginisé à quartz du bas vers le haut (cf. description) incompatible avec un remaniement mécanique.

On peut ainsi écarter l'hypothèse d'un apport sédimentaire. L'horizon à quartz est donc, soit une relique d'une hétérogénéité sédimentaire initiale (un niveau quartzueux surmontant un niveau kaolinitique), soit la relique d'une phase de ferruginisation ayant affecté le matériau sédimentaire initial et avant la désilicification intense des horizons sous-jacents. La structure en réseau du faciès ferruginisé à quartz rappelle celle qui est observée dans les horizons latéritiques formés par désilicification du sédiment Barreiras (LUCAS *et al.*, 1986). Mc FARLANE (1983) évoque un phénomène semblable de protection des quartz par ferruginisation à propos de formations bauxitiques.

*b) La discontinuité liée au faciès ferruginisé compact*

Comme pour le faciès à quartz, aucun trait n'indique que cette discontinuité puisse être d'origine sédimentaire. L'interpénétration de ce faciès avec les faciès ferruginisé à cloisons et ferruginisé à quartz montre une différenciation en place. Ce faciès montre en outre des traits de remplacement par le faciès saccharoïde : sa différenciation, qu'elle soit liée à une hétérogénéité initiale du sédiment ou à la ferruginisation d'un matériau kaolinitique après dissolution des quartz, est donc antérieure ou contemporaine à la mise en place dans le profil des faciès à gibbsite macrocristalline.

*c) La discontinuité liée à l'horizon meuble sommital*

L'ensemble des faciès indurés montre des traits de dissolution et de remplacement par le faciès meuble microagrégé. Cette couverture kaolinitique se développe donc actuellement aux dépens des horizons sous-jacents pauvres en silice : il faut ainsi un apport absolu de silice à partir des horizons sus-jacents, la nature et le déterminisme de ces transferts restant à préciser. Ces considérations, ainsi que celles qui précèdent, amènent à la conclusion que la couverture kaolinitique n'a pas subi la désilicification intense des niveaux bauxitiques sous-jacents, et qu'elle s'enfonce actuellement dans ces niveaux.

## CONCLUSION

L'étude morphologique et pétrographique des bauxites du secteur de Juruti (Etat du Para) montre que celles-ci se sont formées par différenciation en place. Les discontinuités mises en évidence ainsi que les relations génétiques entre les faciès permettent d'établir une chronologie de la mise en place des différents faciès. On distingue deux phases principales : (1) la formation d'un profil initial à faciès gibbsitique macrocristallin ; (2) l'évolution actuelle ou subactuelle de ce profil avec remplacement des faciès à gibbsite et à hématite par des faciès à kaolinite et goéthite, donc dans des conditions de stabilité géochimique qui ne sont plus les mêmes.

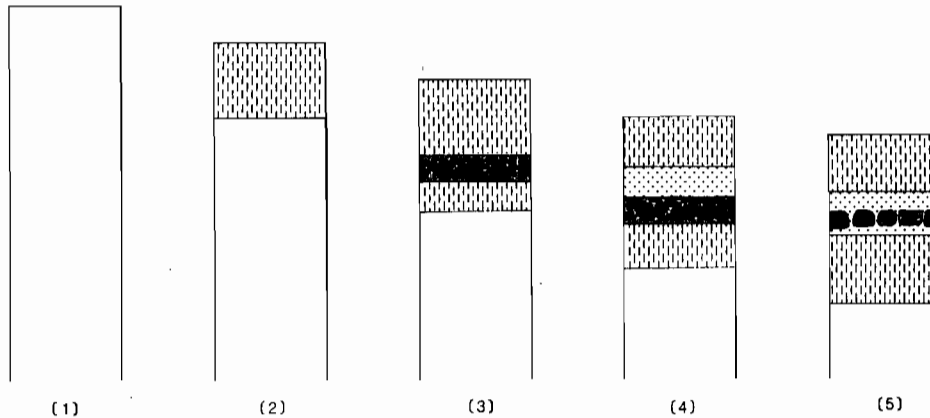


Fig. 9 — Mise en place du profil initial.

(1) : sédiment gréso-argileux homogène ; (2) : désilicification du sédiment avec néoformation de kaolinite ; (3) au cours de la désilicification, concentration de fer (faciès ferrugineux à quartz) ; (4) : phase de bauxitisation à gibbsite macrocristalline ; (5) : front de formation de la gibbsite macrocristalline progresse : démantèlement de l'horizon ferrugineux (le fer remobilisé nourrit la ferruginisation de l'argile), apparition des faciès à cloisons gibbsitiques dans l'argile.

*Formation of the initial profile.*

(1) : homogeneous clayey sandstones ; (2) : sandstone desilication with formation of kaolinite ; (3) during desilication, concentration of Fe (ferruginous facies with quartz) ; (4) : phase of bauxitization with macrocrystalline gibbsite ; (5) : front of formation of macrocrystalline gibbsite in progress : dismantlement of ferruginous horizon, development of facies with gibbsitic septa in clay.

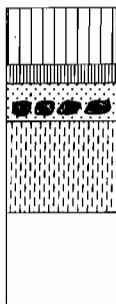


Fig. 10 — Front de déstabilisation actuelle du profil initial (front à gibbsite porcelanée puis de matériel argileux kaolinitique).

*Actual degradation front of the initial profile (front of porcellanous gibbsite then of clayey kaolinitic material).*

La figure 9 schématise la mise en place du profil initial. Ce profil initial n'est plus stable : les faciès à gibbsite macrocristalline montrent des figures de dissolution intense et la succession verticale de ces horizons est recoupée par le front de formation du faciès à gibbsite porcelanée puis de formation du faciès meuble sommital (fig. 10).

La formation du profil initial impliquerait une désilicification plus intense en profondeur, où la kaolinite a été remplacée par de la gibbsite, que dans les horizons sommitaux, qui sont restés kaolinitiques. Ceci peut laisser supposer la formation des horizons de profondeur à gibbsite macrocristalline dans des conditions de circulations de fluides stables permettant la croissance de grands édifices cristallins. La stabilité de la kaolinite dans les horizons de surface peut être rapprochée de l'évolution actuelle des sols ferrallitiques jeunes dans la même zone climatique, dans lesquels les horizons microagrégés de surface demeurent stables alors que l'on observe une nodulation gibbsitique dans les horizons sous-jacents (LUCAS *et al.*, 1986). Ceci montre d'une part que le simple transit vertical des solutions percolantes ne suffit pas à désilicifier la kaolinite dans les conditions de régime hydrique caractéristiques de la microagrégation, mais ne suffit pas non plus à leur faire atteindre un équilibre avec la kaolinite.

La déstabilisation actuelle du profil initial, vraisemblablement initiée par la disparition des nappes profondes, due à un abaissement relatif du niveau de base, correspondrait à un front de transformation s'enfonçant verticalement dans les faciès indurés du profil initial. Ce front serait double avec d'abord le remplacement des faciès initiaux par le faciès gibbsitique porcelané, puis le remplacement des faciès indurés par le faciès argileux microagrégé. Comme le montre le tableau II, la paragenèse à gibbsite porcelanée correspond à une resilicification très faible des faciès à gibbsite macrocristalline, alors que la formation du faciès argileux microagrégé correspond, elle, à une resilicification importante. Il faut donc supposer que des solutions percolantes à quelques centimètres de distance permettent une paragenèse caractérisée par un simple changement de l'habitus de la gibbsite et une faible enrichissement en fer, titane et silice dans le cas du faciès porcelané, ou une paragenèse caractérisée par la dissolution de la gibbsite et la néoformation massive de kaolinite dans le cas du faciès argileux microagrégé.

Tableau II  
Composition moyenne en moles des faciès gibbsitiques de sommet de profil  
Average composition in moles of gibbsitic facies in the upper part of profiles

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
faciès gibbsitique saccharoïde (horizon bréchoïde)	0.07	0.90	0.03	0.02	0.08
faciès gibbsitique porcelané (horizon anastomosé)	0.09	0.84	0.05	0.04	0.10
faciès meuble microagrégé (horizon nodulaire à meuble)	0.75	0.42	0.08	0.04	1.80

Ces observations sont encore une fois à rapprocher du cas général de la nodulation gibbsitique observée en dessous des horizons microagrégés dans de nombreux sols de la même zone climatique. La stabilité des différentes espèces minérales apparaît ainsi étroitement dépendante de la structure des horizons. En d'autres termes, les faciès formés correspondent à un équilibre entre une composition minérale, un type d'assemblage (de porosité) et un type de conditions physico-chimiques locales.

Manuscrit déposé le 21 mai 1987 ; accepté le 13 avril 1988

## BIBLIOGRAPHIE

- ALEVA G.J.J. (1981) — Essential differences between the bauxite deposits along the Southern and Northern Edges of the Guiana Shield, South America. *Econ. Geol.*, 76, p. 1142-1152.
- ASSAD R. et MACHADO J.E. (1976) — Bauxite in the Amazon sedimentary basin. 25th Intern. Geol. Congr., Sydney 1976. Abstracts, vol. 1, p. 205.
- BIGARELLA J.J. (1975) — The Barreiras Group in northeastern Brazil. *An. Acad. Brasil. Ciênc.*, 47, p. 365-393 (supplemento).
- BOULET R. (1961) — Etude pédologique des bassins versants. ECEREX : bilan de cartographie. *Bull. liais. Groupe travail ESEREX*, 4, p. 4-22.
- BOULET R. et LUCAS Y. (1982) — Importance de la différenciation pédologique latérale dans l'expérimentation agronomique en Guyane française. *Les colloques de l'INRA*, 24, p. 103-126.
- CASES J.D., LIETARD O., YVON J. et DELON J.F. (1982) — Etude des propriétés morphologiques et superficielles de kaolinites désordonnées. *Bull. Minéral.*, 105, p. 439-455.

- CHAUVEL A., BOULET R., JOIN P. et BOCQUIER G. (1982) — Aluminium and iron oxi-hydroxide segregation in nodules of latosols developed on Tertiary sediments (Barreiras Group) near Manaus (Amazon Basin), Brazil. *Internat. Seminar on Lateritization Process, Sao Paulo, 1982*, p. 507-526.
- CRUZ-CUMPLIDO M., SOW C. et FRIPIAT J.J. (1982) — Spectre infra-rouge des hydroxydes, cristallinité et énergie de cohésion des kaolins. *Bull. Minéral.*, 105, p. 493-498.
- DE ENDREDY A.S. (1963) — Estimation of free iron oxides in soils and clays by a photolytic method. *Clay Miner. Bull.*, 29, 5, p. 209-217.
- DENNEN W.H. et NORTON H.A. (1977) — Geology and geochemistry of bauxite deposits in the lower Amazon Basin. *Econ. Geol.*, 72, p. 82-89.
- FARMER V.C. (1974) — The infrared spectra of minerals. *Min. Soc. Monograph*, 4, 539 p.
- GRUBB P.L.C. (1979) — Genesis of bauxite deposits in the Lower Amazon Basin and Guianas Coastal Plain. *Econ. Geol.*, 74, 4, p. 735-750.
- HERBILLON A.J., MESTDAGH M.M., VIELVOYE L. et DEROUANE E.G. (1976) — Iron in kaolinite with special references to kaolinite from tropical soils. *Clay Minerals*, 11, 3, p. 201-209.
- IRION G. (1984) — Clay minerals of amazonian soils. In « The Amazon. Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin », H. SIOLI (Ed.), Dordrecht, p. 537-579.
- KOTSCHOUBEY B. et TRUCKENBRODT W. (1981) — Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas, Acailandia (estados do Para e Maranhao). *Rev. Bras. de Geociencias*, 11, 3, p. 193-202.
- KOTSCHOUBEY B. et TRUCKENBRODT W. (1984) — Genèse des bauxites latéritiques du district de Nhamunda-Trombetas, région de la basse Amazone, Brésil. 101e Congr. Nat. Soc. Sav., Dijon, 1984, (sciences), I, p. 347-357.
- KOTSCHOUBEY B. et LEMOS V.P. (1985) — Considerações sobre a origem e a genese das bauxitas da Serra do Carajas. *Anais do II Simposio de Geologia da Amazonia, Belem, 1985*, p. 48-61.
- KRONBERG B.I., COUSTON J.F., STILIANIDI FILHO B., FYFE W.S., NASH R.A. et SUGDEN D. (1979) — Minor element geochemistry of the Paragominas bauxite, Brazil. *Econ. Geol.*, 74, p. 1869-1875.
- KRONBERG B.I., FYFE W.S., Mc KINNON B.J., STILIANIDIFILHO B. et NASCH R.A. (1982) — Model for bauxite formation : Paragominas, Brazil. *Chem. Geol.*, 35, 3-4, p. 311-320.
- LIETARDO. (1976) — Contribution à l'étude des propriétés physico-chimiques, cristallographiques et morphologique des kaolins. Thèse Sci., Nancy.
- LUCAS Y., CHAUVEL A., BOULET R., RANZANI G. et SCATOLINI F. (1984) — Transição « latosols-podzols » sobre a formação Barreiras na região de Manaus, Amazonia. *Rev. Bras. de Ciencia do Solo*, 8, p. 325-335.
- LUCAS Y., CHAUVEL A. et AMBROSI J.P. (1986) — Processes of aluminium and iron accumulation in latosols developed on quartz-rich sediments from Central Amazonia (Manaus, Brazil). *Comm. 1 Internat. Symp. on Geoch. of the Earth Surface, Granada (Spain), 16-22 March 1986*.
- Mc FARLANE M.J. (1983) — Laterites. In : « Chemical sediments and geomorphology : precipitates and residua in the near surface environment. A.S. GOUDIE & K. PYE (Eds.), Academic Press, p. 7-58.
- MESTDAGH M.M., HERBILLON A.J., RODRIGUE L. et ROUXHET P.G. (1982) — Evaluation du rôle du fer structural sur la cristallinité des kaolinites. *Bull. Minéral.*, 105, p. 457-466.
- PATTERSON S.H., KURTZ H.F., OLSON J.C. et NEELEY (1986) — World bauxite resources. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 1076-B*, 151 p.
- PUTZER H. (1984) — The geological evolution of the Amazon Basin and its mineral resources. In « The Amazon. Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin », H. SIOLI (Ed.), Dordrecht, p. 15-46.
- RADAMBRAZIL (1972-1978) — Levantamento de recursos naturais. 1-15. Ministerio das minas e energia, departamento nacional da producao mineral, Rio de Janeiro, Brazil.
- SCHWERTMANN U., FITZPATRICK R.W. et LEROUX J. (1977) — Al-substitution and differential disorder in soil hematites. *Clay and Clay Miner.*, 25, p. 373-374.
- SEGALEN P. (1970) — Extraction du fer libre des sols à sesquioxides par la méthode de De Endredy par irradiation à l'ultra-violet de solutions oxaliques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, 8, p. 483-496.
- TRUCKENBRODT W. et KOTSCHOUBEY B. (1981) — Argila de Belterra. Cobertura terciária das bauxitas amazônicas. *Rev. Bras. de Geociencias*, 11, 3, p. 203-208.