

LES PROCESSUS DE LATÉRITISATION HET LATERISATIEPROCES

JOURNÉE D'ÉTUDE

Bruxelles, 22 mai 1984

STUDIEDAG

Brussel, 22 mei 1984

ACTES PUBLIÉS
SOUS LA DIRECTION DE

AKTEN UITGEGEVEN
ONDER DE REDACTIE VAN

J. ALEXANDRE & J.-J. SYMOENS

ACADEMIE ROYALE
DES
SCIENCES D'OUTRE-MER

KONINKLIJKE ACADEMIE
VOOR
OVERZEESE WETENSCHAPPEN

1985

LES PROCESSUS DE LATÉRITISATION HET LATERISATIEPROCES

JOURNÉE D'ÉTUDE

Bruxelles, 22 mai 1984

STUDIEDAG

Brussel, 22 mei 1984

ACTES PUBLIÉS
SOUS LA DIRECTION DE

AKTEN UITGEGEVEN
ONDER DE REDACTIE VAN

J. ALEXANDRE & J.-J. SYMOENS

ACADEMIE ROYALE
DES
SCIENCES D'OUTRE-MER

KONINKLIJKE ACADEMIE
VOOR
OVERZEESE WETENSCHAPPEN

1985

ACADEMIE ROYALE
DES
SCIENCES D'OUTRE-MER

Rue Defacqz 1 boîte 3
B-1050 Bruxelles (Belgique)

Tél. (02)538.02.11
C.C.P. : 000-0024401-54,
Bruxelles

KONINKLIJKE ACADEMIE
VOOR
OVERZEESE WETENSCHAPPEN

Defacqzstraat 1 bus 3
B-1050 Brussel (België)

Tel. (02)538.02.11
Postrekening : 000-0024401-54,
Brussel

D/1985/0149/4

TABLE DES MATIÈRES – INHOUDSTAFEL – CONTENTS

Avant-propos – Voorwoord – Foreword	5
G. VAN KERSCHAVER, Ferruginisations in the region of Kimpese (Lower-Zaire)	7
D. NAHON, J. P. AMBROSI & Y. TARDY, Lateritic ferricretes. Example of profiles developed on glauconitic sandstones in the Ndias massif (Western Senegal). (Abstract of the lecture)	25
B. BOULANGÉ, Les mécanismes de concentration de l'aluminium dans une bauxite sur granite : Les accumulations relatives et absolues	27
J. ALEXANDRE & TSHIDIBI N. YA B., Les enduits ferrugineux associés aux cuirasses latéritiques successives du Haut-Shaba. Nature, structure et mode de formation	37
W. STIERS, R. VANDENBERGHE, J. HUS & F. GULLENTOPS, Variation of crystallinity in a Tertiary ironcrust of Belgian Lorraine	47
A. J. HERBILLON & W. E. E. STONE, Du rôle de l'hydrolyse des cations ferriques induite par des interfaces dans des phénomènes de latérisation	63
M. J. McFARLANE & M. T. HEYDEMAN, Some aspects of kaolinite dissolution by a laterite-indigenous micro-organism	73
TSHIDIBI N. YA B., Evolution des quartz au sein des cuirasses latéritiques et des sols ferrugineux	93
E. WILHELM, H. ZEEGERS & J. P. AMBROSI, Cuirasses latéritiques et prospection minière	111
G. STOOPS, An international interdisciplinary laterite reference collection (IILRC)	127

AVANT-PROPOS

Sur proposition de M. J. Alexandre, la Classe des Sciences naturelles et médicales de l'Académie royale des Sciences d'Outre-Mer a organisé une journée d'étude sur le thème «Les Processus de Latéritisation».

Cette journée d'étude s'est tenue le 22 mai 1984 au Palais des Académies à Bruxelles et y a réuni environ quarante participants.

Les communications présentées à cette occasion sont publiées simultanément par l'Académie royale des Sciences d'Outre-Mer et le périodique *Geo-Eco-Trop* (8, 1-4).

VOORWOORD

Op voorstel van de H. J. Alexandre heeft de Klasse voor Natuur- en Geneeskundige Wetenschappen van de Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen een studiedag ingericht met als thema „Het Laterisatieproces”.

Deze studiedag werd gehouden op 22 mei 1984 in het Paleis der Academiën te Brussel en ongeveer veertig deelnemers waren aanwezig.

De mededelingen voorgelegd bij deze gelegenheid worden gelijktijdig uitgegeven door de Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen en het tijdschrift *Geo-Eco-Trop* (8, 1-4).

FOREWORD

On proposal of Mr. J. Alexandre, the Section of Natural and Medical Sciences of the Royal Academy of Overseas Sciences organized a Seminar Meeting on the theme “Processes of Lateritisation”.

This meeting was held on 22 May 1984 at the Palace of Academies in Brussels and grouped about 40 participants.

The papers read at this meeting are published simultaneously by the Royal Academy of Overseas Sciences and the journal *Geo-Eco-Trop* (8, 1-4).

Journée d'étude – Studiedag
«Les processus de latéritisation» – «Het laterisatieproces»
(Bruxelles, 22.V.1984, Brussel)
Académie royale des Sciences d'Outre-Mer
Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen
pp. 7-24 (1985)

Geo-Eco-Trop.
8 (1984, n° 1-4) : 7-24
publ. 1985

FERRUGINISATIONS IN THE REGION OF KIMPESE (LOWER-ZAIRE)

BY

G. VAN KERSCHAVER *

SUMMARY. — Three types of indurations, mainly ferric, can be distinguished in the region of Kimpese, respectively "carapaces", "cuirasses" (plates) and "croûtes" (crusts). These ferruginations confer an increased resistance to the top of numerous platforms which are relics of sedimentary fans. The origin of the indurations occurring in this region is investigated, analyses being based on field observations and laboratory studies. They show the importance of palaeoclimatic effects in the construction of these formations.

RÉSUMÉ. — *Les ferruginisations dans la région de Kimpese (Bas-Zaïre).* — Dans la région de Kimpese, trois types d'induration surtout ferrique, ont été reconnus, respectivement les carapaces, les cuirasses et les croûtes. Ces ferruginisations confèrent une résistance accrue au sommet des nombreux lambeaux de glacis d'origine pédimentaire. La genèse de ces types d'induration est analysée dans la région. Les analyses reposent sur les levés de terrain et les études de laboratoire. Elles montrent l'influence prépondérante des données paléoclimatiques.

SAMENVATTING. — *De ijzerhoudende verhardingen in de streek van Kimpese (Beneden-Zaïre).* — In de streek van Kimpese worden drie typen verhardingen aangetroffen, vooral ijzerhoudende : het zijn de „carapaces”, de „cuirasses” en de „croûtes”. Deze ijzerhoudende verhardingen verlenen een aangroeide weerstand aan de top van de talrijke overblijfselen van hellingpuin van pedimentaire oorsprong. Het ontstaan van die types verhardingen wordt in dit gebied bestudeerd. De analyses steunen op de opmetingen ter plaatse en op de laboratorium-studies. Zij tonen de overheersende invloed aan van de paleoklimatische gegevens.

* Geologisch Instituut, Krijgslaan 281, B-9000 Gent (België).

Introduction

Situation (fig. 1).

The Lower-Zaire situated in the intertropical zone is characterised by a savannah climate. The wet season lasts about 7 to 8 months ; the annual precipitation reaches about 1200 mm.

Two types of vegetation can be observed in this region : 1° dry savannah on the lower level landforms, developed on the schisto-calcaire system ; 2° dense ombrophile forest developed on top of the Bangu massif, which is situated about 300 m above the plain and consists of rocks of the schisto-gréseux system.

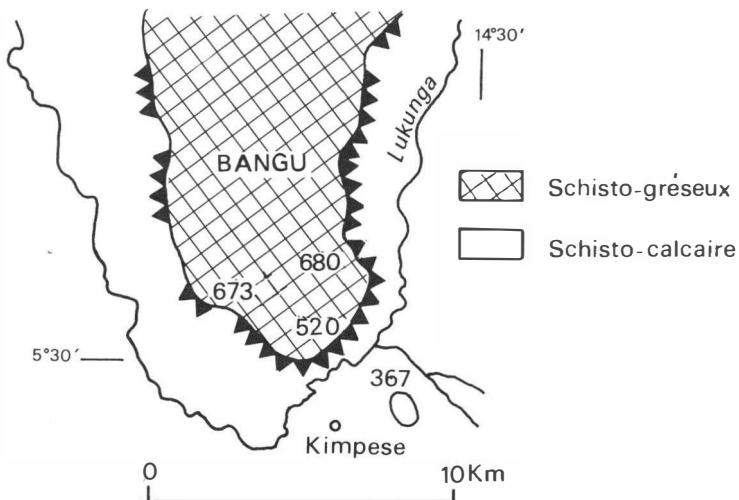


Fig. 1 : The region of Kimpese (Lower-Zaire).

Down the abrupt of the Bangu plateau, numerous platforms can be observed at different levels (about 300 m, 360 m and 400 m). These are relicts of sedimentary fans (VAN KERSCHAVER 1983) inherited from more arid phases. During the subsequent savannah phase, they became resistant by ferruginisations. Therefore they were partially conserved during successive periods of incision in savannah phases.

Ferruginisations.

According to the type of ferric-induration, we distinguish : "carapaces", "cuirasses" and "croûtes". The ferruginisations affect both substratum and

allochthonous detrital material. In this region, these kind of indurations only affect calcareous schist and sandstone, never limestone.

Classification of the ferruginisations.

If possible, a good classification must include macro-facies studies as well as micro-facies studies and an accurate knowledge of its genesis. The latter needs a valuable reconstruction of the paleogeographical evolution : geomorphology, drainage and paleoclimates.

The aim of the classification is to develop definitions of the ferruginisation facies usable at least partially in the field.

Our classification of ferruginations has been suggested by MICHEL (1969, p. 351), who distinguishes "carapaces", "cuirasses" and "croûtes latéritiques".

"Carapaces" are the result of a partial induration mainly ferric, realised in the oscillating zone of a water-table, weathering and indurating seasonally. Leaching is responsible for the micro- and macro-alveoles ; exudation is responsible for migrations of iron and its induration.

The macroscopical aspect is an iron-rich skeletal horizon, characterised by linear alveoles, in the substratum, as well as in detrital material.

Extreme evolution of "carapaces" results into a nearly iron cemented horizon. Loss of alveoles lead to decrease of permeability. A macroscopic resemblance with cuirasses is possible.

"Cuirasses" are indurated ferric pavements, composed by almost fresh allochthonous detrital material, essentially nodules of carapaces. The constituents are cemented together by an iron-rich clay that massively fills up the interspaces and decreases porosity. This kind of induration process occurs in a savannah-climate with an alternating wet and dry season, in areas with a restricted drainage as swampy depressions (dembos). They are characterized by important iron migrations during the wet season. Fixation of iron is due to very strong evaporation in a short lapse of time as a result of high temperatures (induration is most important during the dry season).

Degradation of "cuirasses" is caused by the weathering of the coarse material. The indurated cement of the interspaces get a skeletal function. Microscopical resemblance with the "carapace" exists.

"Croûtes" are buried horizons, underlying carapaces. Their microconglomeratical aspect is due to neoformations : nodules and discontinuous frameworks, essentially composed of Mn, leached from the overlying "carapace". Voids are filled up mainly by flocculated clay. This lack of coherence

provides a high porosity. "Croûtes" probably result from a general lowering of water-tables, due to a slight change of the climate, inducing vertical erosion.

These definitions result from observations in the region of Kimpese (Lower-Zaire). They are not necessarily applicable to all the intertropical areas, where other substrata have been indurated as in Shaba, the Kalaharian lowersands (ALEXANDRE-PYRE 1971).

1. "Carapaces"

Two types can be distinguished : the carapace developed within the substratum of calcareous schists and the carapace developed in allochthonous material. Macroscopically they are very similar and composed by a dense whole of alveoles : "nid d'abeilles", within an iron-rich skeleton.

1.1. "Carapaces" developed in the substratum of calcareous schists.

1.1.1. Macroscopical aspect and kind of material (fig. 2, photogr. 1 and 2).

The violet calcareous schists (photogr. 1) belong to the schisto-calcareous system. They are characterised by thin layering and a very small grain-size.

The macroscopical aspect of the carapace is very constant. It consists of an iron-cemented skeleton, with numerous alveoles, due to weathering and mechanical replacement. The kidney-like alveoles are oriented according to the schistosity planes. Numerous tubular conducts and diaclases of different directions affect this horizon. In most cases conducts traverse the carapace as deep as the underlying horizon, consisting of weathered substratum. This conducts have diameters of about 2 to 3 cm, their walls are often covered by a red to dark brown indurated iron-coating.

"Carapaces" are generally redbrown. In some cases some violet material of the substratum is still conserved and corresponds to a slight indurated carapace. Bright red colours correspond to an intense enrichment of iron oxyhydrates and an important mechanical resistance. Induration is more important in the upperpart of the horizon.

The contact with the underlying weathered violet calcareous schists is quite abrupt. In this "carapaces" schistosity is conserved, this indicates a constancy of the volume in spite of an important loss of material, responsible for the high porosity.

1.1.2. Microscopical analysis.

A comparative study of the thin sections of weathered substratum and of the overlying "carapace", shows a clear evolution between both.

a) Substratum (photogr. 3).

Between crossed polarizers, the substratum shows a clear foliation, accentuated by the arrangement of the numerous muscovite flakes. In plain light, one can observe a ponctuation of diffuse ferric-iron, grading locally to a more dense nodular texture. These irregular rounded or ovoid nodules are about 100 µm in diameter. Between crossed polarizers nodules can be observed who fixed muscovite in there initial orientation. At high magnification ironoxides are observed to infiltrate between the (001) clivages of muscovites, perturbating slightly their initial arrangement. This is only observed by an important addition of iron within the weathered substratum and without an important modification of the foliation of the rock.

b) "Carapace" (photogr. 4).

The texture of the substratum within the "carapace" is deeply modified. Between crossed polarizers we see that the number of muscovites has seriously diminished and that they lost their orientation. Diffuse iron spots become more continuous and the number of nodules of about 300 µ has obviously increased. Some of the muscovites were trapped by them, in their primary arrangement. So they were protected against ulterior weathering and loss of orientation. An increasing quantity of diffuse iron oxides shows at high magnification, goethite coatings formed between muscovite lamellae. These coatings are partially responsible for the loss of their orientation and for their splintering. Secondary nodules formed around those splinters. More evoluted "carapaces" are deeply affected by internal weathering. The result of the oxido-reduction process is now visible on a microscopical scale, showing an alternation of iron-enriched red patches, and of white-yellowish depleted patches. In this case nearly the whole material has been reworked. The processes responsible for internal reworking are related to seasonal alternation.

In the wet season, hydration, in presence of iron-solutions, is responsible for weathering. Starting with the most alterable minerals it gradually transforms the whole horizon into fine material, most of it becomes kaolinite. Mechanical translocations are responsible for the presence of voids and argillans. Illuviations affect the weathered material.

In the dry season, desiccation happens, mainly in the fine clay material, this by dehydration. At the same time iron migrates to the joints and

precipitates in the clay around them. In this way kaolinite is replaced by ferric-iron. It confers an increasing resistance to the horizon.

The process can go on and rework the whole horizon, starting at the top of it and moving downwards. In this way the initial texture of the substratum of calcareous schists is entirely modified.

The macroscopical skeleton is conserved, by the fact that initial weathering took place along the joints of schistosity, where an important iron precipitation fixed these walls.

The processes of oxido-reduction and mechanical removal responsible for the macro- and microscopical facies of the carapaces, also conferred them a very important porosity.

1.1.3. Chemical analysis.

The weathered substratum and the "carapaces" contain respectively 5% and about 20% to 30% total iron. According to CAHEN (1954, p. 221) the fresh substratum has a total iron content of only about 3%. The maintenance of the initial volume in carapaces is due to the formation of a resistant iron-oxide skeleton, nevertheless the alveoles represent a loss about 50% of the material of this horizon. The high iron-content is probably due to an absolute iron-enrichment (D'HOORE 1954, pp. 48-49). This means that only the carapace fixed important quantities of iron.

1.1.4. Genesis of "carapaces" in calcareous schists.

Microscopical and chemical analyses illustrate the mechanism of iron-enrichment. First, diffuse iron spots and iron nodules impregnate a slightly weathered rock. An important increase of iron, mainly in contact with the laminae of the muscovites, is responsible for muscovite splintering. A more advanced internal weathering affects the external part of the minerals, giving rise to clay formation and to illuviation, together with iron migration and precipitation.

The rather sharp contact with the underlying homogeneous weathered substratum and the high iron-content of the carapace in contrast to the underlying horizon indicates alternating processes :

- *Reduction and mechanical removal*, responsible for the alveoles ;
- *Oxidation*, necessary to the elaboration of the iron-skeleton.

These conditions occur in a seasonally regularly oscillating water-table :

- During the wet season, iron rich solutions hydrate the material and induce weathering. The fine material formed in this way mainly clay, is susceptible to mechanical translocation (clay illuviations) ;

- During the dry season, desiccation of the clays due to dehydration, is responsible for iron migration and precipitation on the edge of joints and vughs.

The "carapace" build up by continuous reworking gets in consequence an increasing resistance due to iron-fixation.

1.2. *"Carapaces" developed in allochthonous material.*

These carapaces are developed in the same area as those formed in the substratum, sometimes there is even a lateral contact between them. Confusion is then possible.

1.2.1. Macroscopical aspect and kind of material.

A detailed macroscopical study reveals distinct differences between both carapaces. Alveoles oriented by schistosity planes in the substratum, show a subhorizontal disposition in the detrital material. Their aspect is very similar. They are less elongated and somewhat smaller. Voids and cavities of about 5 to 10 cm or more in diameter are observed. In some cases resistant blocks have been conserved in the carapace, they are : silicified chert, quartzites and quartz.

The alveole walls are generally covered by ferric deposits as observed in the substratum.

1.2.2. Examination with binocular.

In the binocular one observes heterogene and heterometric fragments in a rather fine, ocre-yellow matrix. The initial nature of the coarse fragments is no longer recognisable, as a result of intense weathering. The only elements that can be recognized are : cherts, quartzites, quartz of different aspects, particularly spherical quartz grains of about 500 µm.

1.2.3. Microscopical analysis and genesis (fig. 2, photogr. 5 and 6).

In the microscope one observes a heterogeneous detrital material, in a predominant white-yellow matrix. Grains show different sizes and different colours. They figure as patches with a diffuse boundary. Cracks and conducts go as well through the grains, as through the matrix. It indicates a high degree of weathering of the material and explains the fact that only few grains are recognizable. The whole consists of a ± polyhedral grid of continuous ferric-laminae within the groundmass. At high magnification one observes several parallel superposed ferric coatings, with intercalation of thin covers of yellowish clay. It indicates a kind of zonal accretion, typical for the grid,

whose skeleton confers a certain resistance to the horizon. The interstitial detrital material is in some cases replaced by clay illuviations ; both are pointed with diffuse iron dots. The aspect of the dawns depends upon the degree of evolution of the horizon. Nevertheless, generally this horizon conserves a very good porosity.

Conditions for the formation of "carapaces" in detrital material are similar to those in the substratum. A seasonally oscillating water-table is necessary, and also a relative enrichment of ferric-iron at the beginning of the dry season, when lowering of the water-level gives rise to an oxidation of the horizon.

During the wet season weathering, the main process affects grains and blocks as well as the matrix and transforms them into clay, mainly kaolinite impregnated by iron solutions. It is probable that the coarse material was subject to a former weathering period.

Fig. 2.

Photogr. 1 — Carapace developed in the substratum of calcareous schists. The schistosity is reflected by the parallel arrangement of the alveoles. Below, the weathered calcareous schists.

— Quarry of the Cinat-Kimpese, S-SW entry.

Photogr. 2 — Iron-cemented skeleton and alveoles, elongated according to the schistosity.
— Idem Photogr. 1 — Detail.

Photogr. 3 — Weathered substratum of calcareous schists with muscovites.

Note : — linear orientation of muscovites

(X P) — small diffuse dots of iron

— iron nodules with muscovites (110, 36 µm).

— Road Kinshasa-Matadi, at 1,2 km W of the station of Kimpese.

Photogr. 4 — Carapace on substratum of calcareous schists with muscovites.

Note : — numerous diffuse dots of iron

(X P) — most of the muscovites are fractured into splinters

— almost all of the muscovites have lost their initial orientation.

— Same place as Photogr. 3.

Photogr. 5 — Carapace in allochthonous, detrital material.

Note : — reticulation composed of lamellae of ferric-iron

(P L)

— Road Kinshasa-Matadi, at 0,6 km W of the station of Kimpese.

Photogr. 6 — Carapace in allochthonous, detrital material.

Note : — well developed polyhedral reticulation.

(P L)

— Road Kinshasa-Matadi, at 10 km E of the station of Kimpese.

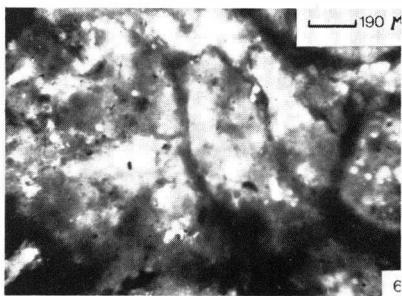
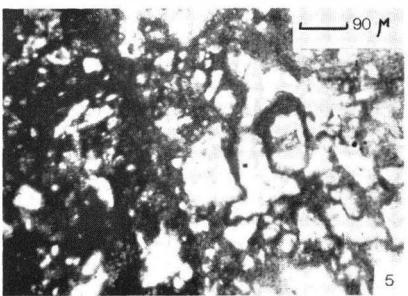
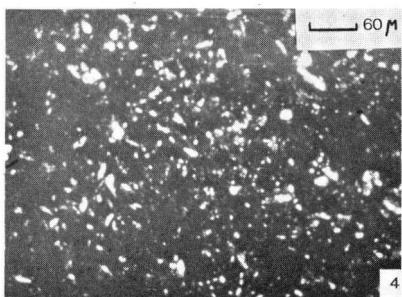
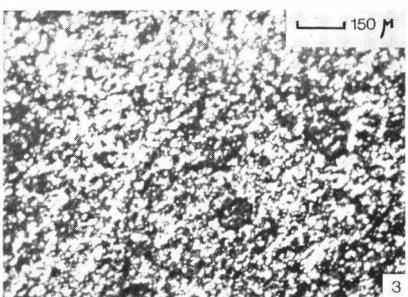
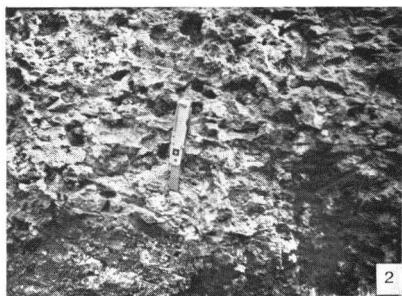
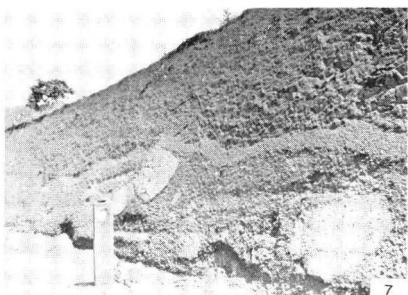
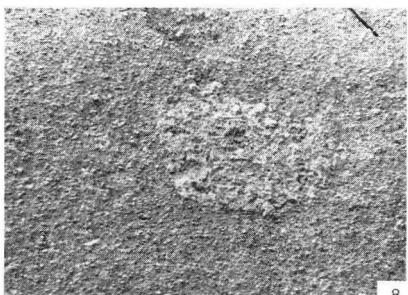


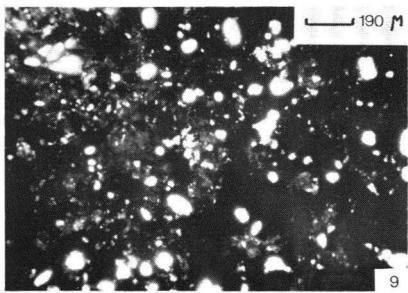
Fig. 2.



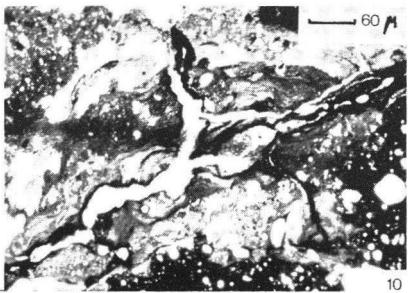
7



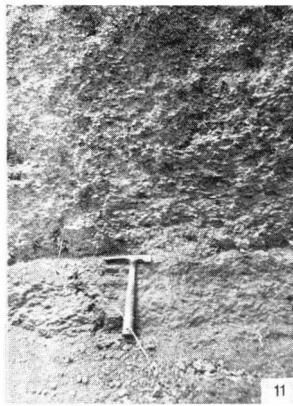
8



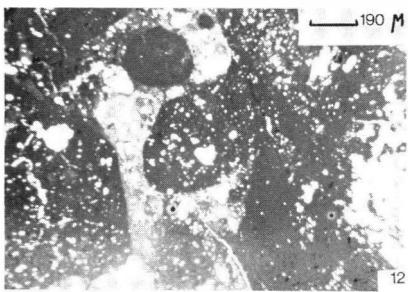
9



10



11



12

Fig. 3.

During the dry season dissecation cracks affect the whole weathered material, their pattern correspond to a more or less polythedral grid. Dehydration promotes migration of iron solutions, perpendicular to the cracks. In this way iron is fixed up by oxidation in the clays surrounding the cracks. They form internal ferric iron coatings by replacing of the kaolinite.

Seasonal repetition of these processes is responsible for formation of several parallel laminae, this by shrinking of the iron-charged clays by dehydration. In the meantime the whole material is reworked into neoformated clay, charged with iron solutions. Mechanical translocation of clay is responsible for the parallel disposition of the argillans filling up cracks and conducts. Each parallel clay layer has a different colour, from pale yellow to dark yellow, and to dark brown due to difference in iron-content.

By constancy of the conditions and continuity of the processes the whole inside of the grid can be reworked and becomes iron-cemented.

Fig. 3.

- Photogr. 7 – Lateritic cuirasse buried under a detrital deposit ; the cuirasse contains boulders of reworked older cuirasses.
– Road Kimpese-Luozi, S of Malanga.
- Photogr. 8 – Lateritic cuirasse composed of a concentration of ferric nodules, ferric grenailles, quartz and polymorphic sandstone.
– Idem Photogr. 7 – Detail.
- Photogr. 9 – Upperpart of a cuirasse
Note : – white spots : quartz
(P L) – greyish parts : iron oxides
– black parts : manganese oxides
– Depression S of Kimpese.
- Photogr. 10 – Degradation of a cuirasse by clay-illuviations
Note : – the successive clay-illuviations with a different content of iron
(P L) – internal migration of iron towards the joints.
– Depression S of Kimpese.
- Photogr. 11 – The hammer indicates the position of the croûte, below the allochtonous carapace (Photogr. 6). Note the sharp transition between both.
– Road Kinshasa-Matadi, at 10 km E of the station of Kimpese.
- Photogr. 12 – Croûte
Note : – dark parts : Mn, with a nodular or a lamellar facies.
(P L) – pale zones : voids filled up by flocculated clays.
– Same place Photogr. 11.

In this extreme case, the typical macroscopical aspect of the iron-cemented skeleton, with a multitude of alveoles, is lost. Only a few microscopical voids persist, reducing entirely the porosity of the horizon, that becomes very massive and resistant. In that case, there is some macroscopical resemblance with the "cuirasse". Evolution of this nearly total hardening starts always on top of the horizon, in exceptional conditions (longer oxidation period), an entire reworking goes on till the lowest limit of the horizon.

In most cases only a part of the horizon gets this massive aspect.

2. "Cuirasses"

As well the characteristics of the material (mainly relatively fresh coarse material), as the morphological environment of formation (swampy depressions : dembos), and the mechanism of iron enrichment (absolute increase) and the process of induration (important evaporation by high temperature), distinguish the "cuirasses" from the "carapaces". Nevertheless, in some extreme cases of evolution slight resemblances can be observed.

2.1. Macroscopical examination : aspect and kind of material (fig. 3, photogr. 7 and 8).

The cuirasses have a conglomeratic aspect, due to the presence of heterogeneous coarse grain-supported material. The constituents are mainly slightly rounded nodules derived from carapaces situated higher up, on the slopes. The rest of the coarse material is almost resistant to weathering : "grenailles" (well rounded), quartz, quartzites, silex, polymorphic sandstone and sometimes blocks of reworked cuirasses.

The mean size of the coarse material is about 0,5 cm in diameter, but some blocks reach about 0,5 m in diameter. The interspaces are filled by a yellow-ocre fine material, which is massively cemented by ferric iron.

Vertical profiles show sections in large braided channels overlying the substratum. These are remains of the primary sedimentary structure and testify of the mechanism of the transport of the material by rillwash, active during more arid periods. In the center of the depression a pavement of several meters in diameter is observed. This concentration of coarse material took place before the cuirasse formation. This needs alternating wet and dry seasons, wet responsible for the enrichment with iron solutions, dry necessary to the precipitation and induration of iron, mainly ferric, with some Mn. Cuirasses are generally reddish brown to dark brown. In the top of the horizon, the Mn-content sometimes becomes relatively important. In some

cases, subhorizontal black laminae of Mn, covers the top of the cuirasse horizon. The whole horizon can reach a thickness of about 2 to 3 cm of Mn.

Cementation by ferric iron assures the mechanical resistance of the cuirasses, which is somewhat more important in the upper part of the horizon.

Some termite conducts have no internal ferric coating, their activity is posterior to the cementation of the cuirasse. Nevertheless, some rare cracks with a grid pattern, probably due to dessication, are filled up by a brilliant ferric precipitation. This bursting happened before or contemporary to the ferruginisation.

2.2. Microscopical examination (fig. 3, photogr. 9).

The study of thin sections shows clearly the conglomeratic character of the cuirasses. They are composed of a nearly grain-supported coarse material surrounded by a ferric-skeleton, corresponding roughly to the interspaces.

Some of the coarse material "grenailles" show more or less parallel aggradation coatings, which are slightly eroded on the surface, due to mechanical erosion before their deposit. The interstitial sandy-clay fine material is cemented. This massive ferruginations consist of yellow-brown laminae. The intergranular ferric concretions reduce very much the porosity. This element is one of the most important features of distinction between carapaces and cuirasses. The massive, complete ferric induration of the fine material is responsible for the conservation of the initial sedimentary features.

The profile shows a more advanced evolution of the very top of the horizon, where detrital elements are covered by concentric manganese-coatings. In the lower part this coatings are composed by ferric-iron. Near the surface the number of continuous coatings increases till about ten. These external coatings cover several nodules, indicating a post-sedimentary deposit.

Lamellar horizontal crusts cover the top of the cuirasses. They are composed by alternating massive black Mn precipitations of about 30 to 50 μm , intercalated by a bad structured material, composed of clay and detrital sands with a slight ferric induration. The brown-blackish colour suggests the presence of organic material. Rill-wash filtered by vegetation is responsible for the presence of this fine detrital inundation deposit. After evaporation, Mn precipitates on top of it. The Mn-content is about 20%, the iron content about 6,5%. Within the cuirasse, we obtain 2% of Mn near the top and about 0,015% downwards. The Mn enrichment is obvious in the summatal sequences of the cuirasses.

2.3. *Formation of cuirasses.*

Formation of cuirasses requires well defined conditions of topography and sedimentology, related to alternating climates.

During a primary savannah episode carapaces are elaborated within the horizon of a seasonally oscillating water-table.

During a more arid period, very exceptional rainfalls are characterized by important quantities of water, delivered in a very short time. In this way, sedimentary fans and large depressions develop on feet of high reliefs, this by the abrasif material, mostly by detrital nodules of carapaces, in charge of sheetfloods.

On slopes, the upper part of carapaces is cut off. This material covers depressions by several meters.

During the recent savannah period, a permanent water-table established near the surface. At the end of the rain-season, depressions become swampy. This hydromorph zones are enriched by iron and Mn solutions, due to oblique movement of subcutanean infiltrating water. Conditions of restricted drainage and of high daily temperature are responsible for a high daily evaporation, after each rain.

The process responsible for the precipitation of sesquioxides, is related to evaporation affecting rising capillary waters, charged with Fe and Mn-rich solutions. Induration of Fe and Mn mainly happens during dry season.

The intergranular cement is rather ferric to the base of the horizon, manganiferous to the top. Mn is more soluble than Fe and precipitates later. Intergranular goethite and pyrolusite laminations fill up the pores.

Direct superficial evaporation is responsible for the elaboration of cyclothermic Mn-laminations on top of the cuirasses.

Briefly, conditions propitious to the formation of lateritic cuirasses can be resumed as follows : (a) a depression with allochthonous detrital material, composed of coarse nearly grain-supported material, intercalated by a fine fraction, (b) a bad drainage of the area, (c) a vertical infiltration deficit. Restricted drainage prohibit percolation of water-charged with elements. Precipitation of these elements and the neo-formation of ferric iron crystals permit development of a compact, massive cuirasse.

Further evolution of the cuirasses results in a nearly complete weathering of the coarse material. The new-formed clays become susceptible to illuviation (fig. 3, photogr. 10). The indurated interspaces become now the resistant skeleton of the horizon. The form of this skeleton is determined by the boundaries of the disappeared grains.

2.4. Localisation of the "cuirasses".

Two kinds of positions can be distinguished :

2.4.1. On the feet of the high reliefs, "*cuirasses de piémont*" occurs. These "cuirasses" have a longitudinal slope of about 1%, their extension can surpass 1 km in length and in width. Initially, these indurated surfaces were developed in a slight depression. At present, as a result of the downwasting of the landscape, these relict formations are generally situated on top of the platforms. The mechanical resistance of these formations is responsible for the maintenance of this inverted landscape forms.

2.4.2. On top of the platforms, consisting of a "carapace", or of a substratum (limestone or calcareous schist), in which the "*cuirasse en lanière*" is developed. The elongated, straight disposition of this "cuirasse" is due to the association with the underlying grid of joints and diaclases. Their length is variable and can surpass 1 km, their width does not surpass 20 m. This formation developed in allochthonous sedimentary material that is massively indurated by ferric iron and Mn. The "cuirasse" has an erosive contact with the supporting "carapace", or the substratum. The top of the platforms remains flat, no level transition between the "carapace" and the "cuirasse" is visible. At present, these areas are covered with a series of swamps, which have the same disposition as the underlying karstic joints. This surface hydromorphism, on top of the platforms, indicates a restricted drainage, probably due to dissolution clays at the base of the formation.

The field observations have been corroborated by cave studies. A dense grid of galleries, with a bayonet-like pattern, crosses the underground at several levels. Intense dissolution along diaclases and joints, over long distances, can be observed. Some of the diaclases are partially filled up by an indurated "cuirasse"-material and voluminous detrital "cuirasse"-blocks, issued from the cave ceilings are found between the typical cave deposits. They indicate a progressive destruction of the "cuirasse" due to karstic activity.

3. "Croûtes"

The horizon below the "carapaces" shows a slight induration of the friable material, with a granular aspect (fig. 3, photogr. 11). The indurated debris are about 1 to 2 mm in diameter. The grid surrounding the alveoles in "carapaces" has no complete development in "croûtes".

3.1. Aspect and kind of material (fig. 3, photogr. 12).

The studied "croûte" is formed in allochthonous material. Chemical analyses show a high concentration of Mn, up to 3%. In the overlying "carapaces" only 0,015% of Mn was found. A microscopical examination shows two possible facies : a nodular one and a lamellar one. The last contributes to the formation of a discontinuous Mn-grid. Mn-nodules are spheric or ovoid, with in some cases concentric growth-coatings.

In most cases, voids, due to weathering, are filled up by pyrolusite crystals.

Mn-laminations have a slight resemblance with the ferric-laminations composing the grid in "carapaces". The scarcely developed Mn-grid confers no cohesion to the weathered material, neither do the iron that is represented as diffuse punctuations. The whole is conserving a good porosity. Big pores are covered by an agglomerated yellowish clay, conferring a high permeability to the "croûtes".

On weathered calcareous schists, croûtes underlying "carapaces", are not quite evident. The cementation is only visible with the microscope which shows discontinue patches of ferric-laminae, roughly oriented by schistosity. Chemical analyses show a negligible Mn content of about 14 p.p.m. No growth due to induration is observed. "Croûtes" on calcareous schist are defined by analogy of position, with "croûtes" in allochthonous material. These "croûtes" cannot be recognized in the field.

3.2. Formation of "croûtes".

The formation of "croûtes" is related to their position : they are underlying "carapaces" and susceptible to a systematic lowering of the watertable, due to climatic changes. Before the lowering, the horizon was affected by reduction with an important leaching from the overlying carapace (during formation). After becoming oxidant, the same horizon received the most mobile elements, principally Mn. This horizon composed of allochthonous material became very porous probably due to preceding weathering and to the presence of agglomerated clays.

Formation of Mn-nodules and laminations took place in the same time as the lowering of the water-table and the climatic change.

The more stable tri-valent Fe resisted easier to this mobilisation. It was of little importance to the formation of the very porous "croûtes".

On weathered calcareous schist, a limited permeability reduced the oxidizing effect and Mn was not retained.

The formation of “croûtes” is due to an important and a quick lowering of the water-table. Only a desertification of the climate can explain them.

More and more drier seasons were responsible of the lowering and of the leaching of the most mobile cations. Their fixation happened in very permeable horizons, which become oxidized. Flocculation of clays increased the aptitude of oxidation.

Formation of “croûtes” beneath carapaces probably corresponds to a very short period of climatic transition from savannah till desertification. A more slow transition should have left a more diffuse and progressive contact between “carapace” and “croûte”.

Conclusion

Ferric indurations can affect detrital material as well as the substratum of calcareous schist.

According to their aspect and their genesis, one can distinguish :

- Ferric “carapaces” affecting the allochthonous material or the substratum without preference. “Carapaces” are composed by a grid of alveoles, comparable to a “nid d’abeilles”. They conserve a high porosity and in consequence a high permeability. They developed under a savannah-climate, in a horizon affected by a seasonally oscillating water-table ;
- Laterized “cuirasses” are massive and very compact, they are enriched by Mn in their upper part. They developed in an allochthonous material localized in depressions with a restricted drainage. Their induration is due to an important evaporation of the interstitial water ;
- “Croûtes” are weakly coherent and very crumbly, due to an incomplete induration, characterized by spherical or ovoidal Mn-nodules. Such an horizon results from the general lowering of the water-table and from a remobilisation of the Fe and the Mn, leached down from the overlying “carapaces” or “cuirasses”.

“Carapaces” and “cuirasses” are very resistant to chemical weathering and to mechanical processes. Karstic dissolution, characterised by piping, is one of the principal degradation processes in “cuirasses”.

Old “carapaces” and “cuirasses” can generally be observed in an inverted position in the relief.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are extremely grateful to Professor G. Seret (U.C.L.) who supervised this study. His numerous remarks as well in the field as in the laboratory and at the microscope were very precious. We also are very grateful to Professor G. Stoops (R.U.G.). He permitted complementary examinations, both in the laboratory and with the microscope. We are also indebted to Mrs. A. Bavay for typing the manuscript, to Mrs. N. De Geyter for the DTA-analyses and to Mr. De Weirdt for the X-ray diffractograms. We thank also Mr. M. Vanhoe who prepared the thin sections.

REFERENCES

- ALEXANDER, L. T. & CADY, J. G. 1962. Genesis and hardening of laterite in soils. — *U.S. Dep. Agric. Soil Conservation Service Techn. Bull.* N° 1282.
- ALEXANDRE-PYRE, S. 1971. Le Plateau des Biano (Katanga). Géologie et géomorphologie. — *Mém. Acad. r. Sci. Outre-Mer*, Cl. Sci. nat. méd., nouv. sér., in-8°, **18** (3), 151 pp.
- AUBERT, G. & SEGALEN, P. 1966. Projet de classification des sols ferrallitiques. — *ORSTOM, Cah. Pédologie*, **2** (4), n° 4 : 97-112.
- BEAUDET, G., COQUE, R., MICHEL, P. & ROGNON, P. 1977. Altérations tropicales et accumulations ferrugineuses entre la vallée du Niger et les massifs centraux sahariens. — *Zeitschr. f. Geomorphol.*, **21** (3) : 297-322.
- BÉTRÉMIEUX, R. 1951. Étude expérimentale de l'évolution du fer et du manganèse dans les sols. — *Ann. agron.*, pp. 193-295.
- BOULANGÉ, B. 1973. Micromorphologie des hydroxydes d'Al dans les niveaux d'altération et dans les bauxites. — Proc. 4th inf. Working meeting on Soil Micromorphology, Rutherford, Kingston-Canada, pp. 665-681.
- BOWDEN, D. J. 1980. Sub-laterite cave systems and other pseudo-karst phenomena in the humid tropics : The example of the Kanewa Hills, Sierra Leone. — *Zeitschr. f. Geomorphol.*, **24** (1) : 77-90.
- CAHEN, L. 1954. Géologie du Congo Belge. — H. Vaillant-Carmanne, Liège.
- DANIELS, R. B., PERKINS, H. F., HAJEK, B. F. & GAMBLE, E. 1978. Morphology of discontinuous phase plinthite and criteria for its field identification in the SE of USA. — *Soil. Sci. Am. J.*, **42** : 944-949.
- DE DAPPER, M. 1975. Couvertures limono-sableuses, stone-line, indurations ferrugineuses et action des termites sur le plateau de la Manika (Kolwezi, Shaba, Zaïre). — In : ALEXANDRE, J., Géomorphologie dynamique dans les régions intertropicales. Presses Univ. du Zaïre, pp. 265-278.
- DELVIGNE, J. 1965. Pédogenèse en zone tropicale. I. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. — Thèse de doctorat, Univ. cath. Louvain.

- DE PLOEY, J. 1965. Position géomorphologique, genèse et chronologie de certains dépôts superficiels au Congo occidental. — «*Quaternaire*» 7, Roma.
- DEWOLF, Y., DRESCH, J., JOLY, F. & RAYNAL, R. 1976. Cuirasses et ocres du Mouydir (Sahara central). Genèse et signification. — *Zeitschr. f. Geomorphol.*, 20 (4) : 468-475.
- D'HOORE, J. 1954. L'accumulation des sesquioxides libres dans les sols tropicaux. — *Publ. Inst. nat. Étud. agron. Congo belge*, Sér. scient., n° 62 : 132 pp.
- DORN, R. I. 1982. Cation-Ratio Dating : A new rock varnish Age-Determination Technique. — *Quaternary Research*, 20 (1) (July 1983).
- GILKES, R. & SUDDHIPRAKARN, A. 1979. Mineralogical and chemical aspects of lateritisation in SW Australia. — In : Proceedings of the International Seminar on Lateritisation Processes (Trivandrum, India, 11-14 December 1979), pp. 34-44.
- GRUBB, P. L. C. 1979. Laterisation phenomena associated with the Tertiary African Surface in Zimbabwe Rhodesia. — In : Proceedings of the International Seminar on Lateritisation Processes (Trivandrum, India, 11-14 December 1979), pp. 254-260.
- HANSTEIN, T., HAUSER, U., MBESHERUBUSA, F., NEUWIRTH, W. & SPÄTH, H. 1983. Dating of Western Australian laterites by means of Mössbauer spectroscopy. — *Zeitschr. f. Geomorphol.*, 27 (2) : 171-190.
- KARUNAKARAN, C. & SINHA ROY, S. 1979. Laterite profile development linked with polycyclic geomorphic surfaces in South Kerala. — In : Proceedings of the International Seminar on Lateritisation Processes (Trivandrum, India, 11-14 December 1979), pp. 221-231.
- KRAUSKOPF, K. B. 1957. Separation of manganese from iron in sedimentary processes. — *Geochimica et cosmochimica Acta*, 12 : 61-84. Pergamon Press Ltd., London.
- LEPRUN, J. C. 1979. Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique occidentale sèche. Genèse — Transformations — Dégradations. — Univ. L. Pasteur Strasbourg, Inst. de Géologie, Sc. Géol. Mém., 58.
- MAIGNEN, R. 1958. Le cuirassement des sols en Guinée (Afrique Occidentale). — Mém. Serv. Carte Géol. Alsace et Lorraine, 16.
- MCFARLANE, M. J. 1983a. Laterites — 2. — Academic Press. In : GOUDIE, A. S. & PYE, K. (Eds.), Chemical sediments and geomorphology.
- MCFARLANE, M. J. 1983b. A low level laterite profile from Uganda and its relevance to the question of parent material influence on the chemical composition of laterites. — In : Residual Deposits. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 11, R.C.L. Wilson, Blackwell.
- MICHEL, P. 1969. Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Étude géomorphologique. — Thèse présentée à Strasbourg. Dakar.
- MICHEL, P. 1976. Recherches sur les cuirasses ferrugineuses en Afrique Occidentale et au Cameroun. — In : VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. (ed.), Palaeoecology

- of Africa, the Surrounding Islands and Antarctica, **9**, Balkema, Cape Town.
- NAHON, D. 1976. Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs : Géochimie, Structures, Relais et Coexistence. — Univ. L. Pasteur Strasbourg, Inst. de Géologie, *Sc. Géol. Mém.* 44.
- PEDRO, G. & MELFI, A. J. 1983. The superficial alteration in tropical regions and the lateritisation phenomena. — In : Proceedings of the IInd International Seminar on Lateritisation Processes (São Paulo, Brazil, 1982).
- PORTAELS, F. 1978. Étude d'Actinomycétales, isolées de l'homme et de son environnement en Afrique centrale. — Thèse de doctorat, Univ. Libre Bruxelles.
- PRASAD, K. K. & RAY, S. P. S. 1979. Role of groundwater in the lateritisation of hills around Gauhati, Assam. — In : Proceedings of the International Seminar on Lateritisation Processes (Trivandrum, India, 11-14 December 1979), pp. 391-400.
- SCHMIDT-LORENZ, R. 1964. Zur Mikromorphologie der Eisen- und Aluminiumoxyde-Anzeichnung beim Tonmineralabbau in Lateriten Keralas und Ceylons. In : Soil Micromorphology, Elsevier, pp. 279-289.
- SCHWERTMANN, U. 1959. Die fraktionierte Extraktion der freien Eisenoxide in Böden, ihre mineralogischen Formen und ihre Entstehungsweisen. *Zeitschr. für Pflanzenern.*, pp. 194-204.
- SERET, G. 1979. La notion du pénéplaine à la lumière d'une stratigraphie paléoclimatique du Quaternaire intertropical africain et des cuirasses latéritiques. — *Acta Geol. Hisp.*, **5** (13).
- SOMBROEK, W. G. & CAMARGO, M. N. 1983. Groundwater laterite and ironstone soils in Brazil, with examples from the Amazon Region. — In : Proceedings of the IInd International Seminar on Lateritisation Processes (São Paulo, Brazil, 1982).
- STOOPS, G. 1967. Le profil d'altération au Bas-Congo. — *Pédologie*, **17** (1) : 60-105.
- THOMAS, M. F. 1975. Chemical denudation, laterisation and landform development in Sierra Leone. — In : ALEXANDRE, J. Géomorphologie dynamique dans les régions intertropicales. Presses Univ. du Zaïre, pp. 243-264.
- TRICART, J. & CAILLEUX, A. 1965. Le modèle des régions chaudes, forêts et savanes. — Paris.
- VAN KERSCHAVER, G. 1983. Géomorphologie paléoclimatique de la fin du Crétacé dans la région de Kimpese (Bas-Zaïre). — *Bull. Soc. belge Géol.*, **92** (3).
- WAEGEMANS, G. 1954. Les latérites de Gimbi (Bas-Congo). — *Publ. Inst. nation. Étud. agron. Congo belge*, Sér. scient., n° 60, 27 pp.

Journée d'étude – Studiedag
«Les processus de latérisation» – «Het laterisatieproces»
(Bruxelles, 22.V.1984, Brussel)
Académie royale des Sciences d'Outre-Mer
Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen
pp. 25-26 (1985)

Geo-Eco-Trop.
8 (1984, n° 1-4) : 25-26
publ. 1985

LATERITIC FERRICRETES.
EXAMPLE OF PROFILES DEVELOPED
ON GLAUCONITIC SANDSTONES
IN THE NDIAS MASSIF (WESTERN SENEGAL)

BY

D. NAHON *, J.-P. AMBROSI * & Y. TARDY **

(Abstract of the lecture)

RÉSUMÉ. — *Cuirasses latéritiques. Exemple de profils développés sur grès glauconieux dans le massif de Ndiás (Sénégal occidental).* — Dans le massif de Ndiás (Sénégal occidental), des profils d'altération se sont développés sur les grès glauconieux. Ils sont surmontés par des cuirasses latéritiques qui consistent en une succession d'horizons ou de couches différentes, dont la disposition est à la fois chronologique et génétique. Le facies nodulaire qui est le plus évolué, s'est développé au sommet des profils et dérive d'un facies massif. Une telle succession ne s'observe pas que dans les facies, mais aussi dans la nature minéralogique : des alumino-hématites avec 6 à 13% de moles d' Al_2O_3 d'une part et de l'autre, des alumino-goethites avec 16 à 22% de moles d' Al OOH . Ces composés du fer remplacent après dissolution les grains de quartz et les cristaux de kaolinite.

SAMENVATTING. — *Laterietkappen. Voorbeeld van profielen ontstaan op glauconiethouderende zandsteen in het Ndiás-gebergte (Westelijk Senegal).* — In het Ndiásgebergte (Westelijk Senegal) hebben zich verweringsprofielen ontwikkeld op glauconiethouderende zandsteen. Zij worden bedekt door laterietkappen, die bestaan uit een opeenvolging van horizonten en verscheidene lagen, waarvan de schikking tevens chronologisch en genetisch is. Het nodulaire facies, dat het meest ontwikkeld is, ontstond aan de top van de profielen en is afkomstig van een massief facies. Dergelijke opeenvolging treft men niet alleen aan in de facies maar ook in de mineralogische samenstelling : alumino-hematieten met 6 tot 13% Al_2O_3 -molen enerzijds en alumino-goëthieten met 16 tot 22% Al OOH -molen anderzijds. Deze ijzercomponenten vervangen na oplossing de kwartskorrels en de kaolinietkristallen.

* Laboratoire de Pétrologie de Surface, Université de Poitiers, 40, Avenue du Recteur Pineau, F-86022 Poitiers Cédex (France).

** Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface, 1, rue Blessig, F-67084 Strasbourg Cédex (France).

In the Ndias Massif (Western Senegal), weathering profiles are developed on Maestrichtian glauconitic sandstones and are overlain by ferricretes (iron crusts). These ferricretes consist of a succession of different horizons or layers, the arrangement of which is both chronologic and genetic. The most evolved, nodular facies, develops at the top of profiles and derives from the least evolved, massive facies. Such a succession is observed not only in facies, but also in mineralogy : a succession of Al-hematites with 6-13% moles of Al_2O_3 and Al-goethites with 16-22% moles of AlOOH . These iron compounds replace quartz grains and kaolinite crystals which are dissolved.

REFERENCES

- DIDIER, P. 1983. Paragénèses à oxydes et hydroxydes de fer dans les bauxites et les cuirasses ferrugineuses. — Thèse Univ. Poitiers.
- NAHON, D. 1976. Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. — Univ. L. Pasteur Strasbourg, Inst. de Géologie, *Sc. Géol. Mém.*, **44**, 232 pp.
- NAHON, D. 1984. Evolution of ferricretes in tropical landscapes. — In : Rates of chemical weathering of rocks and mineral, Academic Press.
- NAHON, D., JANOT, C., KARPOFF, A. M., PAQUET, H. & TARDY, Y. 1977. Mineralogy, petrography and structures of iron crusts developed on sandstones in the Western part of Senegal. — *Geoderma*, **19** : 263-277.
- TARDY, Y. & NAHON, D. 1985. Stability of Al-goethite, Al-hematite and Fe^{3+} kaolinites in bauxites, ferricretes and laterites. An approach of the mechanism of the concretion formation.— *Am. J. Sci.*, (in press).

Journée d'étude – Studiedag
«Les processus de latéritisation» – «Het laterisatieproces»
(Bruxelles, 22.V.1984, Brussel)
Académie royale des Sciences d'Outre-Mer
Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen
pp. 27-36 (1985)

Geo-Eco-Trop.
8 (1984, n° 1-4) : 27-35
publ. 1985

LES MÉCANISMES DE CONCENTRATION DE L'ALUMINIUM DANS UNE BAUXITE SUR GRANITE : LES ACCUMULATIONS RELATIVES ET ABSOLUES *

PAR

B. BOULANGÉ **

RÉSUMÉ. — Dans une formation bauxitique sur granite, située en Côte d'Ivoire, deux mécanismes fondamentaux de concentration en fer et en aluminium ont été étudiés au moyen d'analyses pétrographiques et minéralogiques : les transformations *in situ*, liées à l'altération, pseudomorphosent les minéraux parentaux et s'accompagnent d'accumulations relatives ; les transferts de matières en solution ou en particule sont à l'origine d'accumulations absolues. La succession, dans le temps, de ces deux processus d'accumulation conduit à l'induration progressive de l'isaltérite originel avec préservation de la texture du granite. En s'appuyant sur la méthode isovolumétrique, une quantification relative des plasmas d'altération et de transfert est proposée. Il est ainsi possible de montrer :

- L'importance des accumulations absolues de fer et d'alumine, qui apparaissent dès les premiers stades de l'altération et qui représentent plus de la moitié du matériau bauxitique induré ;
- Que l'induration de ces bauxites est liée à la multiplicité des transferts.

SAMENVATTING. — *De concentratiemechanismen van aluminium in een bauxiet op granaat : De relatieve en absolute accumulaties.* — In een bauxietformatie op granaat, aangetroffen in de Ivoorkust, werden twee fundamentele mechanismen bestudeerd van ijzer- en aluminiumconcentraties door middel van petrografische en mineralogische analyses ; bij de transformaties *in situ*, gebonden aan de verwering, gebeurt een pseudomorfose van de parentale mineralen samen met relatieve accumulaties ; het vervoer van bestanddelen in oplossing of als kleine deeltjes ligt aan de oorsprong van absolute accumulaties. De opeenvolging in de tijd van deze twee accumulatieprocessen leidt tot de progressieve verharding van het oorspronkelijke isalteriet met bewaring van de textuur van het granaat. Steunend op de isovolumetrische

* Communication présentée également au 5^e Congrès International de l'ICSOBA à Zagreb en 1983.

** Office de la Recherche scientifique et technique Outre-Mer, Section de Géologie, UR 605, Pétrologie de la Surface, 213, rue La Fayette, F-75010 Paris (France).

methode, wordt een relatieve kwantificatie van de verwering- en vervoerplasma's voorgesteld. Zo is het mogelijk het volgende aan te tonen :

- Het belang van de absolute Fe- en Al-accumulaties, die verschijnen vanaf de eerste stadia van de verwering en die meer dan de helft van het verhard bauxietmateriaal vertegenwoordigen.
- Dat de verharding van die bauxieten verbonden is aan de veelvuldigheid van vervoer.

SUMMARY. — *The mechanisms of iron and aluminium concentration in a bauxite on granite : The relative and absolute accumulations.* — Two fundamental mechanisms of iron and aluminium concentration have been evidenced from petrological and mineralogical analyses of an Ivory Coast bauxitic formation on granite : *in situ* transformations connected with weathering give pseudomorphosis of the parent minerals with relative accumulation ; transfers of material in solution or in particles produce absolute accumulation. Consecutiveness of these two processes leads to a progressive induration of the original seprolite with a well preserved texture of the granite. A comparative valuation of the plasmas originated by weathering or by transfer has been made with the help of an isovolumetric method. As a consequence it is now possible to show :

- The importance of the absolute accumulation of iron and alumina which appear at the very first stages of weathering and represent more than half of the indurated bauxitic material ;
- That the induration of present bauxites is connected with multiple transfers.

Introduction

Dans une étude récente sur les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire, nous décrivons quelques mécanismes, qui sont communs aux profils latéritiques (BOCQUITER *et al.* 1982) et interviennent durant la bauxitisation (BOULANGÉ 1983a).

Ces mécanismes, plus particulièrement à l'origine des accumulations d'oxihydroxydes de fer et d'hydroxydes d'alumine, sont classés en deux catégories selon la terminologie proposée par D'HOOORE (1954) :

- Les mécanismes de transformation minéralogique qui, associés à des pertes de matière, sont à l'origine des accumulations de produits résiduels, ainsi appelés «accumulations relatives» ;
- Les mécanismes de transfert et de dépôt qui, associés à des gains de matière, sont à l'origine d'accumulations, ainsi appelées «accumulations absolues».

Par des analyses structurales, minéralogiques et géochimiques, à toutes les échelles, nous montrons dans un exemple sur granite, pris en Côte d'Ivoire, comment ces deux types de mécanismes interviennent au cours du développement d'une formation bauxitique isaltérifique.

L'exemple est choisi dans la région de Lakota, sur le Mont Tato (384 m). La formation bauxitique est constituée de six horizons successifs (tableau 1). Afin d'établir les relations entre les différents faciès, nous avons été amenés à distinguer, avec le plus de précisions possible, les matériaux dérivant des deux mécanismes d'accumulation, par la détermination, dans les échantillons, des plasmas d'altération et des plasmas de transfert et de dépôt.

Tableau 1
Formation bauxitique isaltérifique du Mont Tato (Côte d'Ivoire)

Horizons	Profondeur en mètres	Al ₂ O ₃			SiO ₂ Quartz comb. en % du poids total
		Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Quartz comb.	
Cuirasse fragmentaire	1	55	10	—	3
Cuirasse alumineuse supérieure	1	60	4	—	2
Cuirasse alumineuse isaltérifique inférieure	10 à 15	57	8	2	3
Isaltérite supérieure	3 à 5	43	9	9	14
Isaltérite inférieure	2	29	2	24	32
Granite		17	2	29	40

1. Les plasmas d'altération

Les feldspaths orthose et albite sont les premiers minéraux à s'altérer dans l'isaltérite inférieure. Leur transformation pseudomorphique en gibbsite est indirecte : elle est précédée par la formation transitoire de métahalloysite. Les feldspaths microcline s'altèrent ensuite ; leur transformation en gibbsite est directe ; cette gibbsite cristallise suivant un réseau de cloisons qui délimitent des vides. Des microanalyses chimiques ont permis de suivre cette transformation (fig. 1).

Dans l'isaltérite inférieure, les biotites exudent leur fer qui se concentre sous forme de goethite en position interlamellaire. Les paquets de lamelles, ainsi déferruginisés, s'altèrent avec la formation d'abord d'interstratifiés biotite-vermiculite, puis de kaolinite et enfin de gibbsite. Des microanalyses chimiques permettent de suivre cette transformation (fig. 2).

La dissolution des quartz commence dans l'isaltérite inférieure et se poursuit jusque dans la cuirasse.

Les muscovites sont les derniers minéraux à s'altérer dans la cuirasse alumineuse inférieure. Leur transformation en gibbsite est directe.

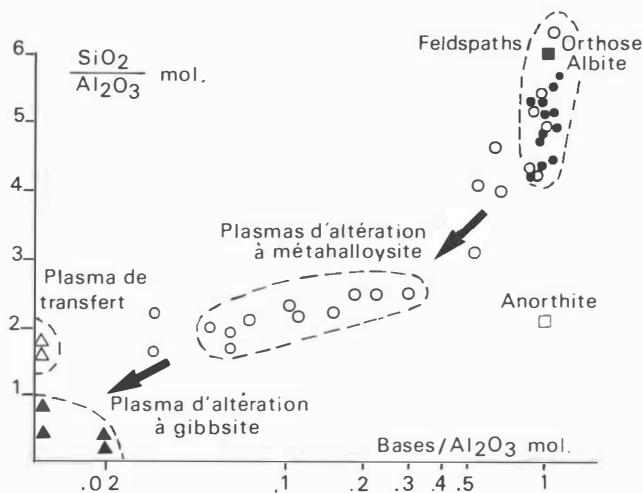


Fig. 1. — Variations des rapports géochimiques des feldspaths, de leur plasmas d'altération et des plasmas de transfert.

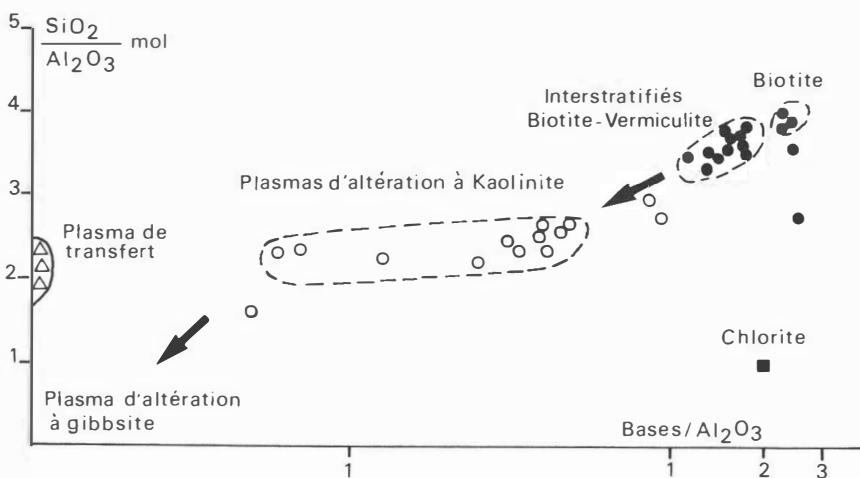


Fig. 2. — Variations des rapports géochimiques des biotites, de leurs plasmas d'altération et des plasmas de transfert.

Ainsi l'altération des minéraux parentaux est directe et toujours pseudomorphique. Les vides d'altération sont autant de sites d'accueil pour les plasmas de transfert. Un relai s'établit entre les minéraux parentaux et les minéraux de néoformation. Il y a, ainsi, préservation des textures et de la structure du granite.

2. Les plasmas de transfert et de dépôt

L'éluviation de profil conduit à une redistribution des éléments des horizons supérieurs vers les horizons inférieurs. Cette migration se développe dans les plasmas de transfert, soit sous forme particulière, soit en solution. Les accumulations se produisent dans tous les microsystèmes illuviaux sous forme de dépôts cutaniques. Elles conduisent à l'augmentation des teneurs en fer et en aluminium de la cuirasse alumineuse.

2.1. *Les néoformations de métahalloysite.*

A la base du profil, le granite présente des fissures transminérales, qui coupent quartz et feldspaths non altérés (pl. I, photo 1). Certaines fissures contiennent des dépôts alumino-silicatés, qui cristallisent sous forme de métahalloysite (photos 2, 3, 4). Ces néoformations couvrent indifféremment quartz et feldspaths. Elles sont donc indépendantes de la roche mère et précèdent l'altération des minéraux parentaux.

De telles néoformations de métahalloysite peuvent recouvrir aussi la gibbsite provenant de l'altération des feldspaths orthose et albite. Et ce sont justement ces plasmas de transfert qui, s'ajoutant aux plasmas d'altération en place, assurent le remplissage des volumes (photos 5 et 6).

Les microanalyses chimiques permettent de différencier plasmas de transfert et plasmas d'altération (fig. 1 et 2).

2.2. *Les néoformations de kaolinite en vermicules.*

Toujours dans l'isaltérite inférieure, mais à sa partie supérieure, des néoformations de kaolinite en vermicules apparaissent dans les zones de circulation préférentielle. Cette kaolinite emplit aussi quelques fissures de feldspaths altérés (pl. I, photos 7 et 8).

Ultérieurement, vers le haut de l'isaltérite inférieure et dans l'isaltérite supérieure, ces kaolinites se transforment en gibbsite. Cette transformation est directe (pl. II, photos 9 et 10).

2.3. Les ferrigibbsitanes.

Toutes ces accumulations, précédemment décrites dans l'isaltérite inférieure, sont des cristalliplasmas néoformés à partir de transferts en solution. Mais, dans l'isaltérite supérieure, ces cristalliplasmas sont recouverts, et alors suivis, par d'autres accumulations formant des dépôts cutaniques, et liés à des transferts de particules.

Ces dépôts sont de deux types : des plasmas amorphes alumino-ferrugineux et des plasmas argilo-ferrugineux.

Les plasmas amorphes alumino-ferrugineux présentent une succession de zones jaune-brun et de zones jaune-clair ; dans ces dépôts cutaniques, qui se font autour d'un vide extérieur, le fer migre et se fixe en position interne, la gibbsite cristallise en position externe (photos 11 et 12). Ainsi ces plasmas amorphes se transforment en ferrigibbsitanes dans lesquels alternent des zones sombres ferrugineuses et des zones claires gibbsitiques (fig. 3).

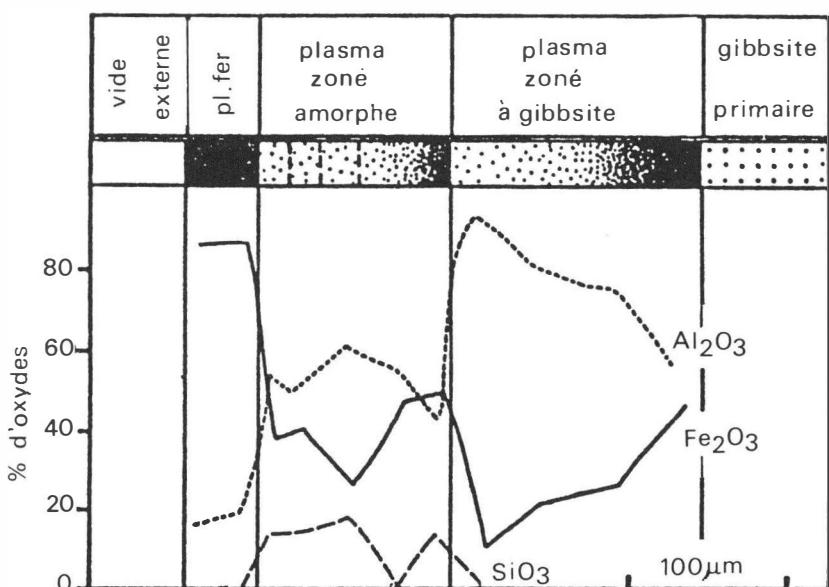


Fig. 3. — Microanalyses chimiques réalisées suivant une coupe transversale d'un cutane à plasma alumino-ferrugineux.

Les plasmas argilo-ferrugineux se surimposent aux plasmas précédents ; ces dépôts cutaniques, généralement formés de kaolinite et d'oxyhydroxydes de fer, présentent des microstratifications qui sont uniquement liées à l'orientation préférentielle des particules argileuses. Ultérieurement à leur

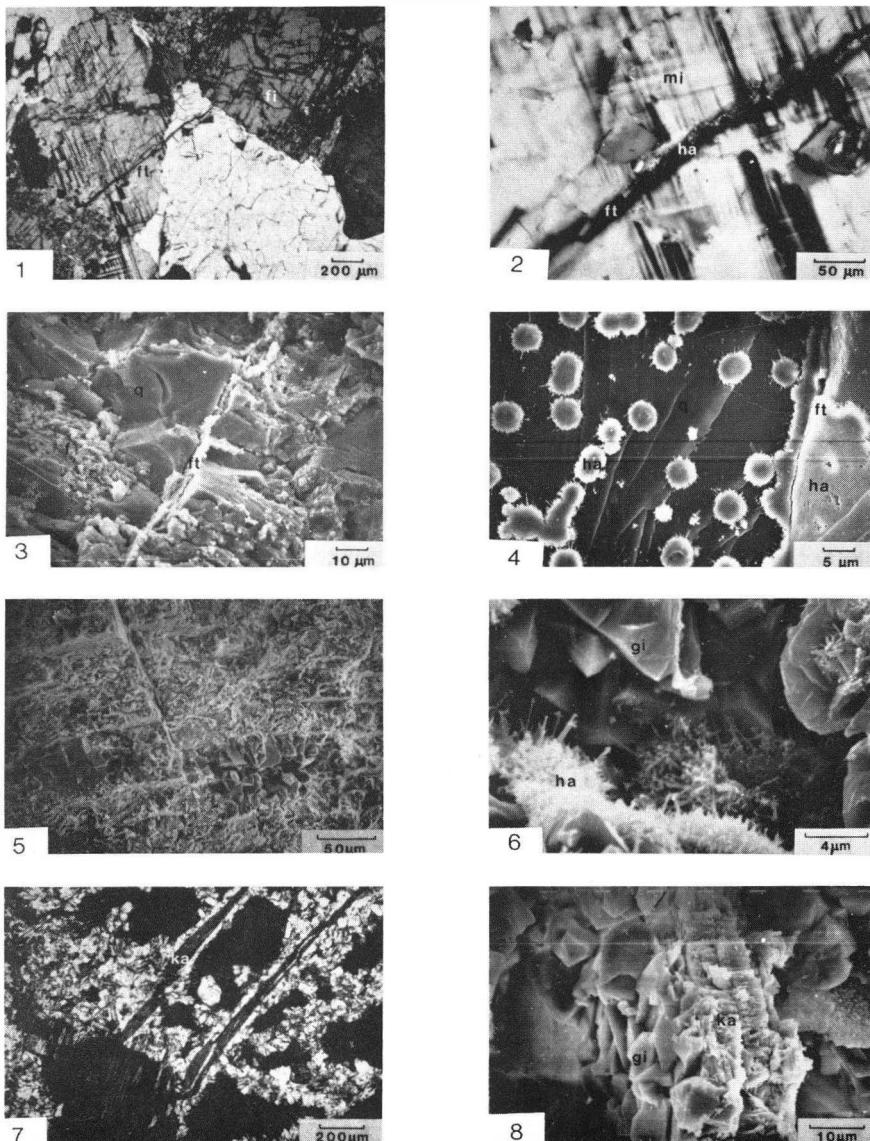
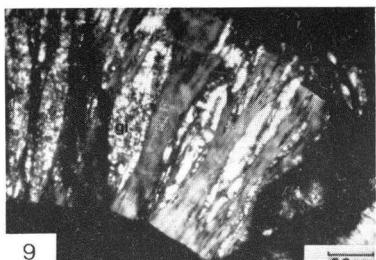
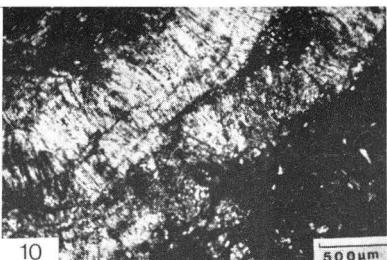


Planche I.

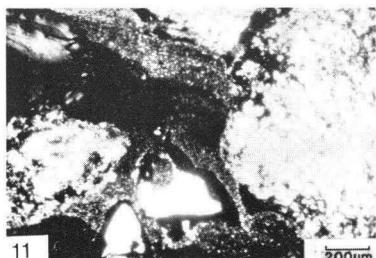
1. MP. — Altération d'un granite : à partir d'une fissure transminérale (ft), développement de fissures intraminérales (fi) dans les feldspaths.
2. MP. — Dans le microcline non altéré (mi) de la photo 1, détail d'une fissure transminérale (ft) avec métahalloysite (ha).
3. SEM. — Fissure transminérale (ft) remplie de métahalloysite.
4. SEM. — Détail d'une fissure (ft), avec métahalloysite, coupant un quartz.
5. SEM. — Pseudomorphose d'un feldspath en gibbsite.
6. SEM. — Métahalloysite de néoformation (ha) sur la gibbsite (gi).
7. MP. — Microcline altérée, kaolinite de néoformation (ka) dans une cloison gibbsitique.
8. SEM. — Idem photo 7.



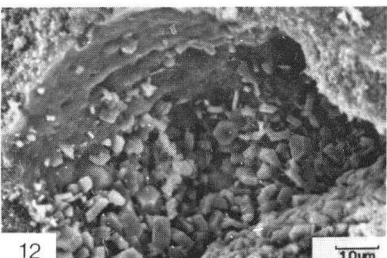
9



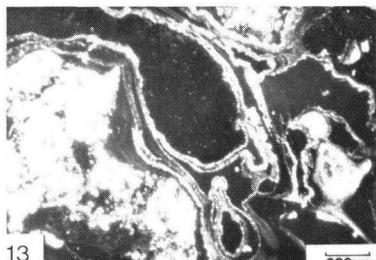
10



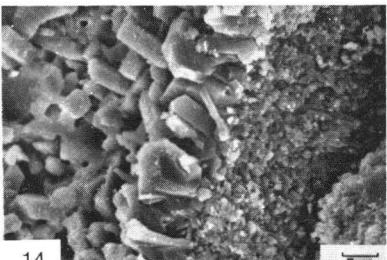
11



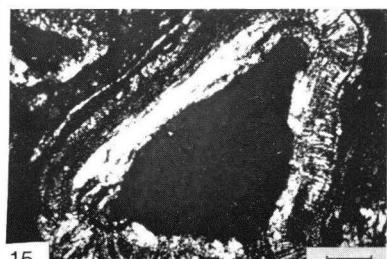
12



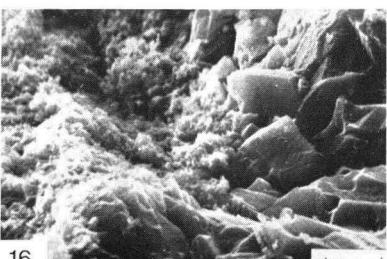
13



14



15



16

Planche II.

9. MP. — Transformation de vermicules de kaolinite en gibbsite.
10. MP. — Idem photo 9. La transformation de kaolinite en gibbsite est ici complète.
11. MP. — Ferrigibbsitane issu du dépôt et de la transformation d'un plasma amorphe alumino-ferrugineux. Les grandes plages de gibbsite dérivent de l'altération de feldspaths.
12. SEM. — Idem photo 11. Les cristaux de gibbsite sont petits et désordonnés.
13. MP. — Ferrigibbsitane issu de la transformation d'un plasma argilo-ferrugineux. Sur la droite de la photo, ces dépôts entourent un plasma amorphe alumino-ferrugineux antérieur.
14. SEM. — Idem photo 13. Les cristaux de gibbsite sont perpendiculaires au bord du vide.
15. MP. — Ferrigibbsitane. Dans la zone externe gibbsitique, on peut observer le passage d'une structure phylliteuse à une structure prismatique.
16. SEM. — Idem photo 15. Transformation de la kaolinite d'un ferriargilane en gibbsite.

dépôt, ces ferriargilanes (BREWER 1964) évoluent en ferrigibbsitanes (pl. II, photos 13 et 14). Des microanalyses chimiques, faites dans des ferriargilanes zonées, montre que la kaolinite en position externe est soumise à une désilicification. L'aluminium s'accumule relativement et précipite sous forme de gibbsite (fig. 4) (BOULANGÉ *et al.* 1975). Cette transformation peut aussi être montrée pétrographiquement, par l'observation de passages latéraux et continus, dans un même dépôt, de structures phylliteuses (kaolinite) à des structures prismatiques (gibbsite) (photos 15 et 16).

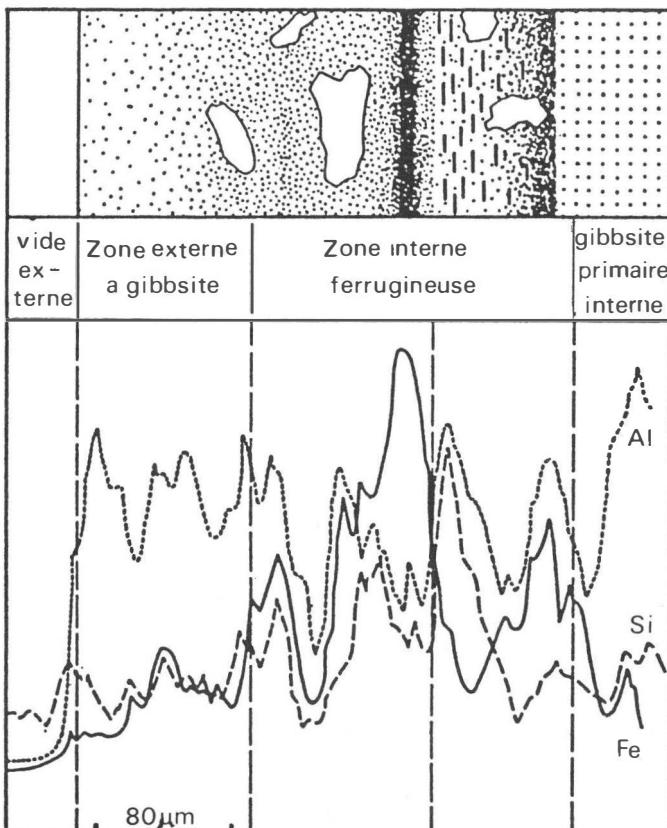


Fig. 4. — Microanalyses chimiques réalisées suivant une coupe transversale d'un cutane à plasma argilo-ferrugineux.

2.4. *Les gibbsitanes.*

Un dernier type de plasma correspond à des néoformations de gibbsite qui coupent les plasmas cutaniques précédents. Ces cristalliplasmas à gibbsite

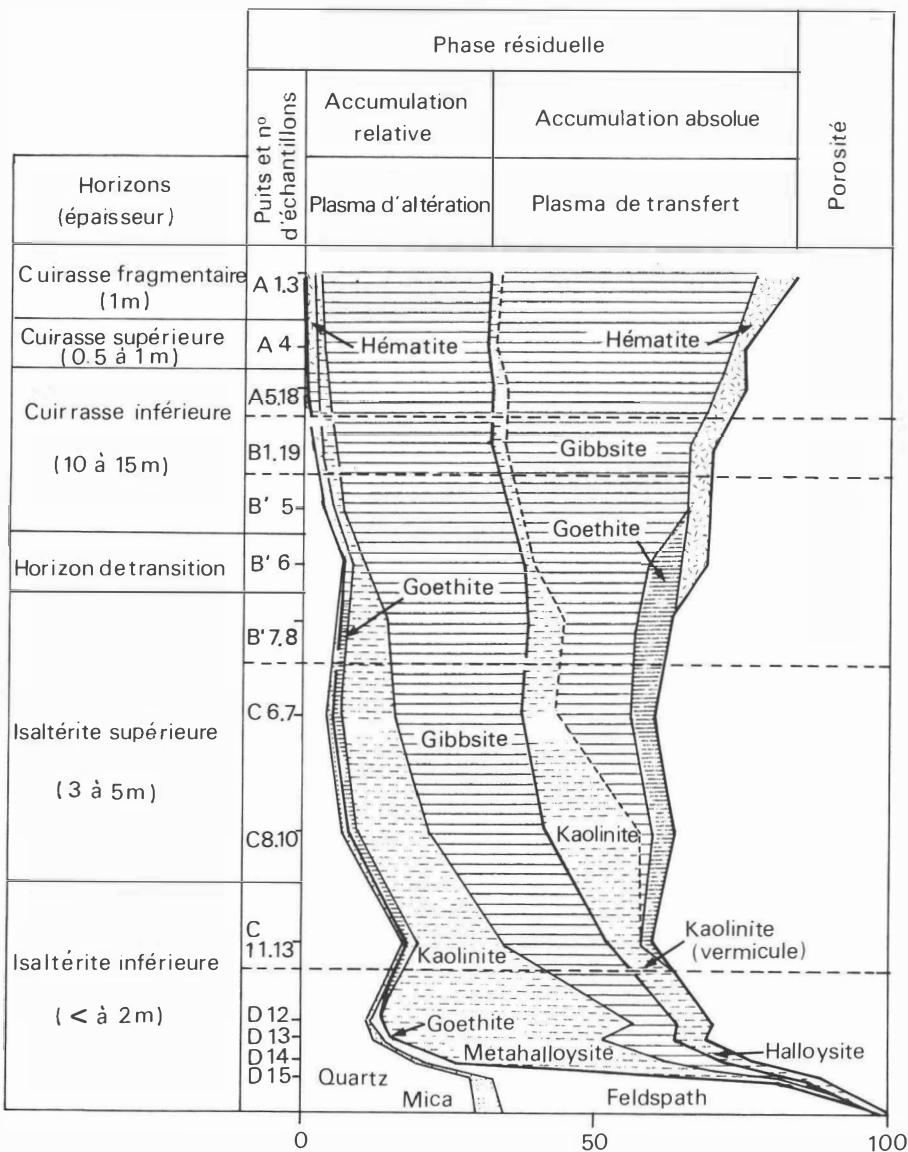


Fig. 5. – Estimation quantitative de la répartition des plasmas d'altération et de transfert.

emplissent certains vides et entourent aussi les quartz résiduels. Les surfaces de contact sont nettes. Il y a discontinuité entre les compositions chimiques de ces gibbsitaines et des plasmas les bordant. L'absence de fer indique que cette gibbsite proviendrait uniquement de la cristallisation directe d'une solution relativement pure à très forte concentration d'aluminium.

Conclusion

Il est possible de préciser quantitativement quelle part ces deux mécanismes d'accumulation (relative par altération et absolue par transfert) prennent dans le développement du profil bauxitique latéritique (fig. 5).

Cette estimation quantitative a été faite sur la base de la méthode isovolumétrique dans la partie du profil à structure conservée, et en tenant compte de facteurs de tassement pour les deux horizons indurés supérieurs (cuirasse fragmentaire et cuirasse alumineuse supérieure).

On montre ainsi que la part de matériau liée aux accumulations absolues augmente considérablement de la base au sommet du profil où elle excède 50% du matériau. La gibbsite résulte soit de l'altération des minéraux parentaux dans la partie inférieure de l'altérite, soit de l'altération des minéraux néoformés, métahalloysite et kaolinite, dans la partie supérieure de l'altérite.

BIBLIOGRAPHIE

- BOCQUIER, G., BOULANGÉ, B., ILDEFONSE, P., NAHON, D. & MULLER, D. 1982. Transfers, accumulations modes, mineralogical transformations and complexity of historical development in lateritic profiles. — In : Proceedings of the IInd International Seminar on Lateritisation Processes (São Paulo), 2, 9 pp.
- BOULANGÉ, B., PAQUET, H., BOCQUIER, G. 1975. Le rôle de l'argile dans la migration et l'accumulation de l'alumine de certaines bauxites tropicales. — *C. R. Acad. Sc. (Paris)*, **280**, D : 2183-2186.
- BOULANGÉ, B. 1983a. Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire. Les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modèle. — Th. Doct. Sc., *Trav. et Doc. O.R.S.T.O.M.*, 175, Paris, 341 pp.
- BOULANGÉ, B. 1983b. Aluminium concentration in a bauxite derived of granite (Ivory Coast) : relative and absolute accumulations. — In : 5^e Congrès international de l'ICSOBA (Zagreb), 6 pp. (sous presse).
- BREWER, R. 1964. Fabric and mineral of soils. — John Wiley and Sons, New York, 470 pp.
- D'HOORE, J. 1954. L'accumulation des sesquioxides libres dans les sols tropicaux. — *Publ. Inst. nat. Étud. agron. Congo belge*, Sér. scient., n° 62, 231 pp.

Journée d'étude – Studiedag
«Les processus de latéritisation» – «Het laterisatieproces»
(Bruxelles, 22.V.1984, Brussel)
Académie royale des Sciences d'Outre-Mer
Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen
pp. 37-46 (1985)

Geo-Eco-Trop.
8 (1984, n° 1-4) : 37-46
publ. 1985

**LES ENDUITS FERRUGINEUX
ASSOCIÉS AUX CUIRASSES LATÉRITIQUES
SUCCESSIVES DU HAUT-SHABA.
NATURE, STRUCTURE ET MODE DE FORMATION**

PAR

J. ALEXANDRE & TSHIDIBI N. YA B. *

RÉSUMÉ. — La plupart des cuirasses latéritiques ont été couvertes dans un stade final de leur formation d'un enduit ferrugineux rubané. Les couches extérieures de l'enduit présentent un aspect différent selon l'ancienneté de la cuirasse. Dans le Haut-Shaba, la succession suivante a pu être observée : brun zoné très épais pour le plus ancien et ensuite, rouge foncé brillant, brun foncé brillant ou mat avec un réseau de lignes irrégulières en relief («sutures»), brun clair mat et enfin, brun foncé ou rouge foncé très mince. L'âge relatif a été déduit de la position des cuirasses sur des surfaces d'érosion en escalier et de la superposition de deux voire plusieurs enduits sur une même cuirasse. Les enduits bruns sont composés de goethite ou d'aluminio-goethite pauvre en manganèse, plus ou moins hydratée, tandis que les enduits rouge foncé sont constitués essentiellement d'hématite. Le rubanement est fait d'une alternance de fines couches claires et sombres. Ces dernières sont moins hydratées et présente au M.E.B. une structure plus compacte. Plusieurs arguments sont présentés en faveur d'une formation des enduits à l'air libre (densité relativement faible des particules détritiques, stratification entrecroisée au sein du rubanement) sous un climat assez sec (fentes de dessication, vernis siliceux) grâce à des bactéries (structure globuleuse associée à un mycelium sur les images au M.E.B.). La différence de nature des enduits les plus anciens serait due à la présence de bactéries spécifiques à chacune des phases de climat désertique d'une longue évolution cyclique.

SAMENVATTING. — *De ijzerhoudende lagen geassocieerd met de opeenvolgende laterietkappen van Boven-Shaba. Aard, structuur en vormingsprocédé.* — De meeste laterietkappen werden in het laatste stadium van hun vorming overdekt met een gestreepte ijzerhoudende laag. De buitenwanden van de laag vertonen een verschillend aspect naargelang de ouderdom van de kap. In Boven-Shaba werd de volgende opeenvolging waargenomen : dik donkerbruin voor de oudste en vervolgens, glanzend donkerrood, glanzend donkerbruin of matbruin met een net van onregelmatige lijnen in reliëf («hechtingen»), mat lichtbruin en tenslotte zeer dun

* Service de Géographie physique de l'Université de Liège, Place du XX Août 7, B-4000 Liège (Belgique).

donkerbruin of donkerrood. De relatieve ouderdom werd afgeleid van de plaats van de kappen op de in trappen geërodeerde afvlakkingen en van de opeenstapeling van twee of meerdere lagen op éénzelfde kap. De bruine lagen bestaan uit goëthiet of alumino-goëthiet arm aan mangaan, min of meer gehydrateerd, terwijl de donkerrode lagen uitsluitend van hematiet zijn. De streping bestaat uit een afwisseling van dunne heldere en donkere lagen. Deze laatste zijn minder gehydrateerd en vertonen in de electronenmikroscoop een meer kompakte structuur. Verscheidene argumenten worden aangehaald ten voordele van een formatie van de lagen in open lucht (relatief zwakke dichtheid van de detritische deeltjes, door elkaar gekruiste gelaagdheid in de streping) in een tamelijk droog klimaat (uitdragingsbarsten, siliceus glazuur) dank zij bakteriën (globuleuze structuur gepaard met een mycelium op de raster-elektronen mikroskoopbeelden). Het verschil in aard van de oudste lagen zou te wijten zijn aan de aanwezigheid van bakteriën specifiek voor elk van de fazen van woestijnklimaat van een lange cyclische evolutie.

SUMMARY. — Iron coatings associated with the successive lateritic crusts of High-Shaba. Constitution, structure and formation process. — Most of the lateritic crusts were covered in their last stage of formation by a laminated iron-rich coating. This coating is quite different according to the age of the crust. In High-Shaba, the observed succession is as follows : very thick dark brown with multiple thin layers for the eldest and afterwards, bright purplish red, bright or dull dark brown with an irregular net of linear excrescences, dull light brown and lastly, very thin dark reddish or brownish coatings. Their relative age is inferred from their position on steplike erosion levels and from superposition of two or several coatings on the same crust. Brown coatings are often composed of more or less hydrated goethite or alumino-goethite poor in manganese and with some impurities consisting of quartz and/or clay. Dark laminae are dryer and have a more compact structure. Purplished coatings essentially consist of hematite. Many arguments support a formation of coatings in an open air environment (weak relative density of detrital material, cross-bedding of laminae) under a very dry climate (desiccation cracks, silica glaze) with the help of bacteria (botryoidal structure associated with fungal hyphae in S.E.M. images). In order to explain tertiary differentiation of coatings, bacteria would be changing from a desert phase to the other during the geological cycles.

Introduction

La plupart des cuirasses latéritiques ont été recouvertes dans une phase tardive de leur formation par un dépôt ferrugineux superficiel continu (ALEXANDRE 1978). Ces enduits d'une épaisseur variable (de quelques dizaines de micromètres à quelques centimètres) selon l'âge et selon d'autres critères, ne se limitent pas aux seules cuirasses et enrobent également certains débris qui en sont détachés voire des gravillons latéritiques libres. On les rencontre même quelquefois sur des surfaces dégagées du substrat rocheux.

Ces enduits ont tendance à recouvrir la surface entière des éléments libres sur lesquels ils se déposent. Dans le cas d'une cuirasse toutefois, ils se

limitent à la surface supérieure et aux parois des vides de quelque ampleur qui sont en communication avec cette dernière. Les enduits peuvent ainsi atteindre des profondeurs de l'ordre du mètre le long des diaclases et de plusieurs dizaines de centimètres en suivant un lacis de galeries assez semblables à ceux que creusent aujourd'hui les termites.

Si les enduits couvrant la partie supérieure des cuirasses ont peu frappé l'attention, il en est fait largement état dans les références relatives aux gravillons latéritiques. En effet, la zonation des enduits confère à l'ensemble une structure oolithique qui a presque toujours été notée et quelquefois interprétée comme un enduit (TRICART 1965, MCFARLANE 1976), enduit caractéristique de nodules qui ont subi un transport, c'est-à-dire superficiels (PULLAN 1967).

Dans le Haut-Shaba, une succession de cuirasses latéritiques d'âge différent a pu être reconstituée grâce à la disposition en escalier des surfaces d'érosion dans lesquelles elles sont intégrées et aux dépôts continentaux qui les encadrent (ALEXANDRE 1985). Les cuirasses de chaque âge portent les marques d'un enduit spécifique. L'ordre dans lequel se sont formés ces enduits spécifiques, est le suivant :

- a) Un enduit rubané très épais fait de nombreuses couches brun foncé et ocre par alternance (extrêmes : 7,5 YR 3/2 et 6/8). Cet enduit commence à se former autour de noyaux qui finissent par se souder par leur intermédiaire. La structure est dite pisolithique eu égard à la taille des éléments.
Age probable : début du Tertiaire ;
- b) Un enduit rouge violacé (7,5 R 3/6), assez fin et très brillant. Dans le rubanement qu'il recouvre peuvent apparaître des couches ocre (7,5 YR 3/2). Age probable : mi-Tertiaire ;
- c) Un enduit brun foncé (2,5 YR 3/4 à 5 YR 3/3) brillant en surface mais dont l'intérieur est également fait d'une alternance de couches claires (5 YR 5/8 à 7,5 YR 6/8) et sombres. Age probable : fin du Tertiaire ;
- d) Un enduit ocre clair mat (7,5 YR 5/8), de même nature que les straticules claires de l'enduit précédent. Age probable : transition entre le Tertiaire et le Quaternaire ;
- e) Un enduit très fin, une patine de couleur soit brun foncé soit rouge violacé. Age probable : Quaternaire.

Il n'est pas rare que deux enduits soient superposés : l'enduit complexe se terminant par un brun foncé brillant peut recouvrir l'enduit rouge violacé et d'autre part, être dissimulé sous les couches de l'enduit ocre clair mat. Il est plus fréquent encore que l'enduit ait disparu de la surface de la cuirasse à la suite d'un contact prolongé avec l'horizon humifère. Des recherches

minutieuses en font toujours découvrir quelque lambeau abrité dans une anfractuosité ou dans une diaclase.

Quelles conditions de milieu sont responsables de ces différences entre les enduits plus ou moins anciens, quel environnement régnait au moment de leur formation et plus principalement à la fin de celle-ci, lorsque s'est élaborée la couche externe si caractéristique ? Une série d'observations faites tant sur le terrain à travers tout le Haut-Shaba qu'au laboratoire avec quelquefois des techniques d'analyse fine pour une partie des échantillons (lame mince et surface polie au microscope polarisant, photomultiplicateur d'électrons pour la réflectance, diffraction des rayons X sur poudre et lame orientée, microscope électronique à balayage, spectromètre de rayons X dispersifs en énergie) a permis de donner une première réponse à ces questions.

Observations

Les enduits ferrugineux ne contiennent pas que des oxydes ou des hydroxydes de fer. La proportion en poids de Fe_2O_3 , est en moyenne de l'ordre de 50%, avec pour certaines plages, un maximum de 85% et un minimum de 12%. Même si l'on tient compte de l'état hydraté des minéraux ferrugineux, une quantité non négligeable de composants non ferrugineux est présente dans une grande partie des enduits. Ils se présentent sous diverses formes.

- a) Des éléments détritiques, argile et quartz résiduel auquel viennent quelquefois se joindre une hématite primaire et l'ilménite, sont dispersés dans la masse ferrugineuse de cristallisation plus récente. Quelquefois, ces éléments détritiques constituent une fine laie qui souligne la disposition rubanée de l'enduit ;
- b) Certaines substances présentes dans l'enduit se sont fixées ou déplacées en relation étroite avec le fer. Il en est ainsi de l'aluminium de substitution au sein des minéraux ferrugineux, principalement la goethite. A cet égard, aucune tendance nette à la diminution des teneurs en aluminium n'a pu être observée entre les matrices internes et les enduits. Ce phénomène ne laisse pas de surprendre, l'aluminium et le fer n'étant pas censés se mouvoir simultanément. Le manganèse, par contre, sans être absent des enduits, s'y rencontre moins fréquemment qu'au sein de la cuirasse ;
- c) Enfin, d'autres minéraux de néoformation se forment séparément des oxydes de fer, telles les fines couches de vernis siliceux transparent qui se disposent parallèlement au rubanement (fig. 4).



Fig. 1. — Enduit ocre mat. Alternance de couches massives et de couches globulaires. La couche massive du bas présente une surface botryoïde (flèche) attribuée à une activité bactérienne. Échelle : 10 μ m.

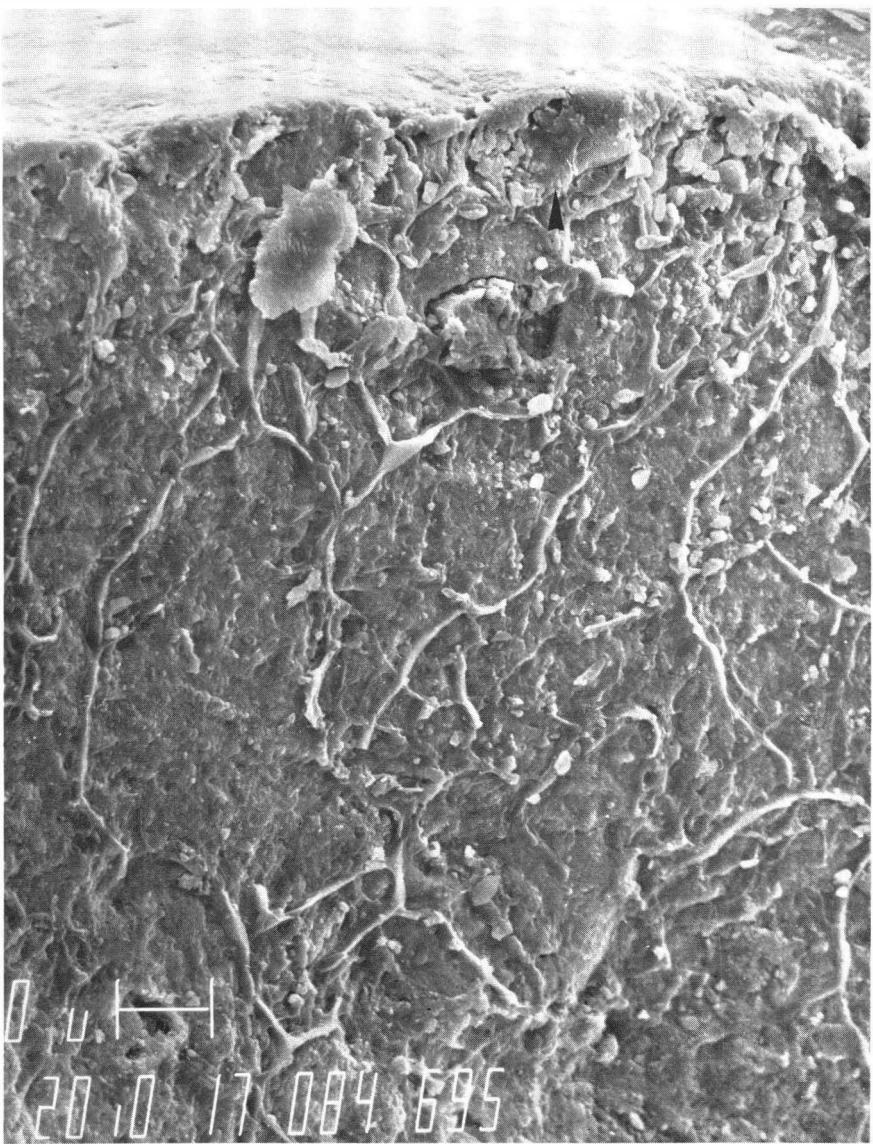


Fig. 2. — Surface extérieure de l'enduit brun foncé à sutures : surface botryoïde empâtée surmontée d'un mycelium (association de bactéries-champignons). Le remplissage d'une crevasse est montré sur la tranche (flèche). Échelle : 10 µm.

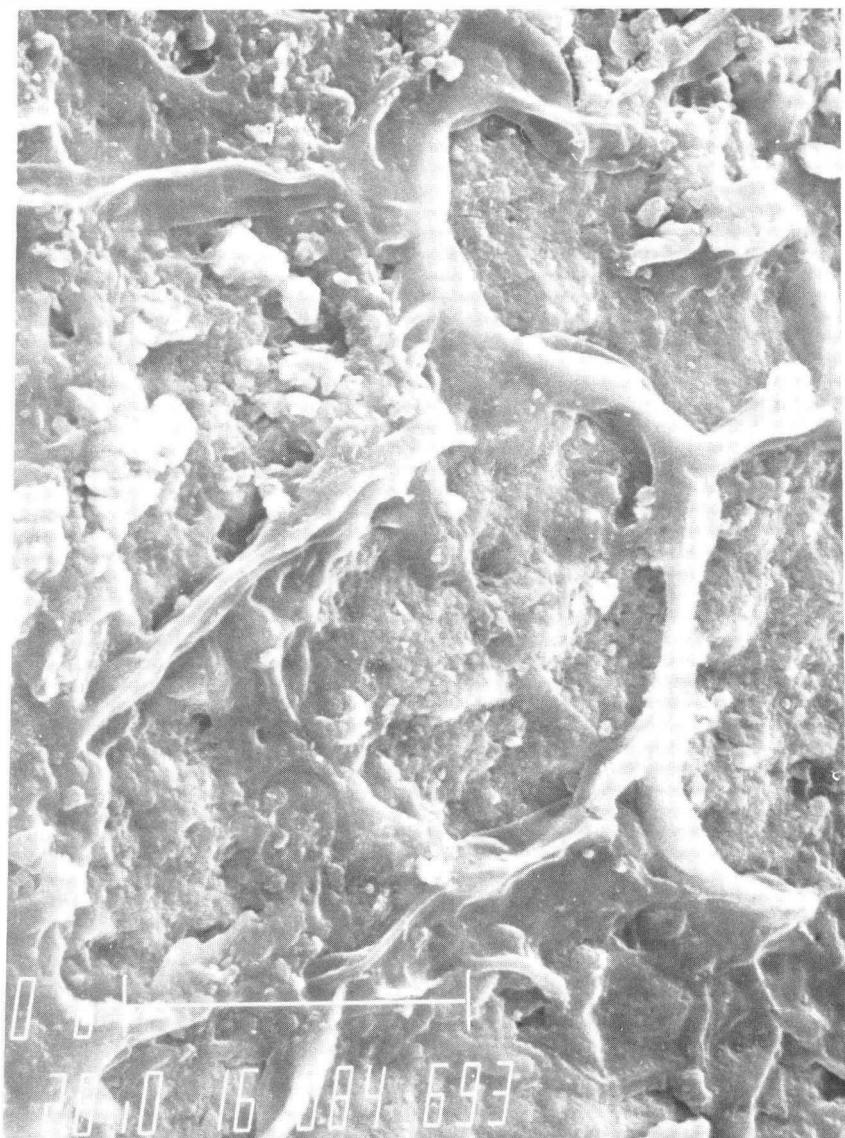


Fig. 3. — Agrandissement du mycélium de la photo précédente de la base des filaments et diverticules perpéciaux. Échelle : 10 µm.

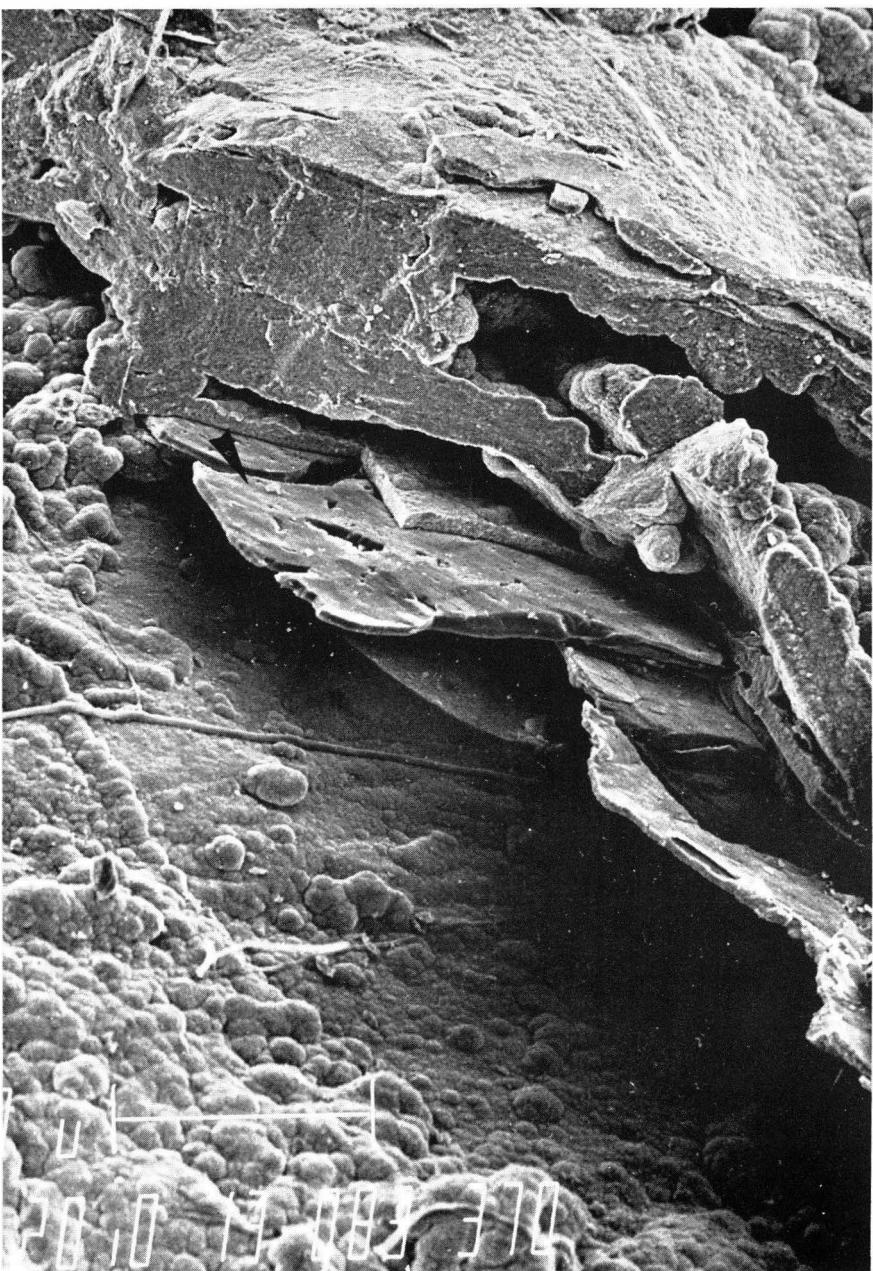


Fig. 4. — Partie externe de l'enduit le plus ancien (pisolithique, épais). Intercalation de couches botroyïdes et de vernis siliceux reconnaissable par ses vides géométriques (flèche). Échelle : 100 µm.

En ce qui concerne les minéraux ferrugineux, les enduits se différencient des matrices internes des cuirasses et des nodules par la prépondérance de la goethite sur l'hématite. Toutefois, l'enduit rouge violacé est fait d'hématite et l'enduit brun foncé brillant comporte quelquefois en son sein quelques fines couches composées d'hématite.

L'aspect rubané qui a été signalé à plusieurs reprises, est dû à l'alternance de couches claires et sombres qui correspondent à un état respectivement plus et moins hydraté des minéraux ferrugineux. Les teneurs en eau des hydrogoethites (KANOURKOV 1970) voire des hydrohématites sont déterminées grâce à la réflectance sur sections polies de plages sans réflexion interne. Sous le microscope électronique à balayage (M.E.B.), les couches de teinte sombre paraissent assez compactes alors que les couches claires sont composées de grains équidimensionnels subarrondis (fig. 1).

Il n'est pas rare que les couches qui composent le rubanement présentent localement des divergences géométriques : certaines couches sont taillées en sifflet sous des couches qui épousent la surface du biseau. Autour des gravillons latéritiques, il peut ainsi s'édifier une disposition semblable à plusieurs étages qui n'est pas sans rappeler une stratification entrecroisée. Une telle structure a été notée par NAHON (1976) tout en lui donnant une interprétation qui s'applique difficilement aux cas présentés ici.

Le substrat sur lequel repose les enduits présente un contact assez net avec ces derniers, rarement souligné par un fin liséré d'altération. Le long des galeries, par contre, il n'est pas rare que la matrice encaissante ait été imprégnée d'oxyde de fer avant que ne se forme l'enduit qui prend dans ce cas la forme d'un tuyau dont l'épaisseur est assez homogène.

Les enduits sont affectés par de nombreuses crevasses qui ressortissent à deux types. Le premier comprend les crevasses perpendiculaires au rubanement et qui s'ouvrent à la surface extérieure. Dans un certain nombre de cas, ces crevasses sont comblées par un matériau complexe de même nature que l'enduit. A la place des crevasses, il s'édifie une excroissance qui forme ainsi un réseau de bourrelets linéaires (sutures) aux formes qui s'éloignent souvent d'un réseau de dessication. Il est vrai que la surface à partir de laquelle les crevasses se développent présente souvent une géométrie très contournée qui influence ce réseau. Ces bourrelets peuvent dépasser le millimètre en largeur. Les difficultés techniques et le hasard font que nous n'avons pas pu jusqu'à présent, observer la structure de ces remplissages qui, au M.E.B., paraissent assez massifs (fig. 2).

Les crevasses superficielles s'observent au microscope sur tous les enduits épais rubanés. Certaines d'entre elles apparaissent à l'œil nu sur

l'enduit le plus ancien à structure pisolithique : l'ouverture qui est en moyenne de quelques dizaines de micromètres, peut y dépasser les 100 µm. Le réseau de sutures quant à lui, est caractéristique de l'enduit brun foncé brillant.

Le second type de crevasse est strictement interne sans contact avec l'extérieur. L'orientation en est perpendiculaire ou parallèle à la stratification de l'enduit. Dans ce dernier cas, la crevasse constitue une sorte de décollement des couches et peut se combiner au réseau radial des fissures perpendiculaires. Ces crevasses sont toujours remplies de goethite ou d'hématite presque pure. De légères figures de corrosion peuvent apparaître au contact avec l'enduit primitif. La croissance des cristaux se fait ici perpendiculairement aux parois.

Les couches externes des enduits peuvent présenter sous le M.E.B. une microstructure particulière. Des globules d'un diamètre de l'ordre du micromètre sont juxtaposés en une couche continue. Le relief de la surface supérieure peut en être assez accusé (fig. 4) ou au contraire paraître ennoyé (fig. 3). Cette couche globuleuse est quelquefois associée à un réseau de filaments évoquant un mycelium, les filaments étant élargis à leur base avec quelques filaments plus courts et perpendiculaires. La couche globuleuse peut également être en contact direct avec une couche de silice (fig. 4). Une telle disposition a été observée au sein des couches externes de l'enduit le plus ancien (structure pisolithique) et existe vraisemblablement sur l'enduit rouge violacé brillant.

Interprétation

Quels sont les mécanismes responsables de la formation des enduits ferrugineux, dans quelles conditions de milieu naturel sont-ils apparus ? Une réponse va être tentée en se fondant sur les observations résumées ci-dessus.

En premier lieu, il semble bien que les enduits se sont déposés alors que la cuirasse était dénudée et que les débris qui en dérivent séjournaient à l'air libre. Cette hypothèse est confirmée par les faits suivants :

- a) Autour de formations latéritiques enfouies dans le sol, la fixation du fer aurait emprisonné une part plus grande de matériaux détritiques. De telles indurations ont été observées, par exemple dans les sables remaniés du plateau des Biano (Kisa Moya) où les gravillons latéritiques d'une strate sédimentaire ont été soudés entre eux par une pellicule ferrugineuse provenant du lessivage des sables surincombants. Cette pellicule a simplement cimenté les grains de sable jointifs qui entouraient les gravillons.

Pour expliquer la raréfaction de ce matériel détritique dans l'enduit, il faudrait invoquer un joint ouvert omniprésent autour des éléments à enrober ou encore, comme le suggère NAHON (1976) pour le massif de Ndiass, une disparition sélective de ces éléments, variable d'une couche à l'autre de l'enduit et laissant indemnes des lentilles de grain de quartz ;

- b) Les traces d'érosion mécanique qui créent des lacunes au sein de l'enduit rubané et notamment les «stratifications entrecroisées» observées autour de certains gravillons, se conçoivent plus aisément en milieu subaérien. Une formation centripète (NAHON 1976) où par conséquent le groupe de couches le plus interne apparaît en dernier lieu alors qu'il est taillé en sifflet par un autre groupe de couches, reste un processus qu'il faudrait décrire par le détail ;
- c) Enfin, une série de phénomènes qui affectent les couches internes et/ou la surface de l'enduit (degrés d'hydratation des oxydes de fer, crevasses et «sutures», couche superficielle brillante) et qui vont être invoqués dans la suite du raisonnement, s'accompagnent d'une formation en milieu dégagé de toute couverture.

Au Shaba, la fixation du fer sous forme d'oxyde ou d'hydroxyde ne se produit actuellement en surface qu'à l'intervention de micro-organismes. Ceux-ci agissent selon deux processus assez différents. Sans que ces processus soient spécifiques de la zone tropicale, leur connaissance peut aider notre réflexion quant à l'origine des enduits ferrugineux.

Dans la région de Lubumbashi, des fonds de vallée évasée sans écoulement permanent sont fréquemment associés à des formations latéritiques. Dans certains d'entre eux, on peut observer dans la seconde moitié de la saison des pluies, de grandes flaques temporaires où sous l'action de micro-organismes, des hydroxydes de fer ont été précipités sous forme de gel colloïdal. Après évaporation et dessication, il subsiste sur les gravillons latéritiques et les débris de cuirasse une fine poussière de couleur rouille. La déshydratation est toutefois insuffisante et les hydroxydes de fer restent amorphes. Le dépôt s'est produit sous eau, en milieu acide (pH inférieur à 5).

Sur les parties régulièrement émergées du bed-rock des rivières tropicales, apparaissent des patines de teintes diverses, comme par exemple dans les chutes de la Lufira à Mwadingusha (ALEXANDRE & LEQUARRE 1975). A côté des patines formées de silice (transparente) ou de manganèse (noire), il existe de très fines couches d'oxyde de fer à des niveaux différents : rouge violacé à l'étage supérieur, brun foncé en contrebas. Toutes ces patines proviennent de la fixation sélective par des micro-organismes de substances

contenues dans l'eau de la rivière. La fixation du fer s'est effectuée directement à partir d'une eau légèrement basique (SYMOENS 1968). Les difficultés d'échantillonnage ne nous ont pas permis de vérifier la cristallinité du dépôt, encore que celui-ci paraisse fortement déshydraté.

Dans les deux cas, la fixation du fer par les micro-organismes expliquerait la netteté du contact des enduits avec leur substrat sans que celui-ci soit le siège d'une imprégnation préalable.

Le principe de chacun de ces deux processus peut être évoqué dans la formation des enduits plus particulièrement dans l'alternance de couches plus ou moins hydratées. Les strates claires sont formées de granules indépendants qui ne sont pas sans analogie avec l'oxyde de fer pulvérulent qui succède au gel colloïdal. Une meilleure cristallisation est à mettre en relation avec une déshydratation plus poussée qui favorise la pectisation, c'est-à-dire avec un climat plus sec et peut-être plus chaud que celui qui règne actuellement au Shaba. Une déshydratation prolongée contribuerait à l'indépendance de granules et pourrait être responsable des crevasses externes.

Les couches plus sombres ont une microstructure plus massive et il est difficile de les faire dériver des couches claires. La dessiccation plus poussée a dû se produire dès la fixation. Dans la zone externe de l'enduit, les couches sombres présentent une surface faite de globules juxtaposés qui est interprétée comme une croissance à partir de points de nucléation sous l'action de bactéries (DORN & OBERLANDER 1982) (¹). Cette ressemblance est encore plus accusée sur l'enduit brun foncé très brillant où un mycelium est associé à la couche globulaire. Cette symbiose entre bactéries et champignons serait, toujours d'après DORN & OBERLANDER (1982), caractéristique des patines désertiques. Sur ces dernières, comme sur les patines en rivière, la fixation du fer se ferait sans l'intermédiaire d'un précipité colloïdal.

Les climats favorables aux enduits sont donc relativement arides vis-à-vis de ceux qui ont présidé à la formation des cuirasses latéritiques et qui sont peu différents du climat actuel au Shaba méridional (pluies suffisantes avec une longue saison sèche). Une phase climatique plus sèche a permis une érosion des sols et une dénudation au moins locale de la cuirasse qui s'est trouvée jonchée de débris et de gravillons résiduels. Tant que le fer a pu être mis en solution, l'enduit s'est formé par épisodes. Il s'est terminé, pour les trois cuirasses les plus élevées, sous un climat désertique, par une

(1) ESWARAN & DE CONINCK (1971) montrent des globules assez semblables dans leur forme générale dans un ferrane fait de substance amorphe. Une convergence des phénomènes n'est pas exclue.

ou plusieurs couches brillantes. Les couleurs sombres ont ensuite favorisé de forts échauffements que l'on peut tenir pour responsables des fractures et des crevasses internes.

Les affleurements de cuirasse à enduit brun foncé brillant se trouvent par ailleurs sur le plateau des Biano encore entourés par des vestiges d'un environnement désertique (ALEXANDRE-PYRE 1971). La surface d'érosion à laquelle la cuirasse est associée porte encore les traces de champs de dunes, et, sur des blocs de quartzite, les traces d'une érosion éolienne concave (type Dreikanter) et d'un vernis désertiques siliceux. On trouve dans l'environnement de la cuirasse à enduit rouge violacé, sur la surface d'érosion qui vient s'y raccorder, des têtes de banc quartzitique dont la silicification peut être attribuée à une phase climatique très aride (ALEXANDRE 1985). Rappelons, d'autre part, que les trois premiers enduits sont caractérisés dans leur phase terminale, l'un par un réseau de crevasses suturées que l'on observe jusqu'à un mètre de profondeur le long de diaclases, les deux autres par un vernis désertique siliceux.

L'enduit ocre mat, par contre, ne s'est pas terminé sur un épisode désertique. Les enduits plus récents que ce dernier sont semblables aux patines de rivière. Elles offrent peu de renseignements dans l'état actuel de nos possibilités d'investigation.

Le fait que plusieurs enduits puissent être superposés montre bien que seul importe le site local – un fond de vallée évasée ou un rebord de versant – dans la mesure où il favorise l'arrivée d'eaux riches en sels de fer. L'enfoncement des niveaux de base et la dissection du relief n'ont eu qu'une influence secondaire sur la formation des enduits les plus anciens.

Les paléoclimats semi-arides et arides, par contre, par leur influence sur les processus d'érosion, sur l'activité des micro-organismes et sur le comportement des dépôts ferrugineux hydratés, ont, en provoquant la formation des enduits ferrugineux, marqué les cuirasses latéritiques de façon durable. Des enquêtes complémentaires sont en cours afin de préciser ou éclaircir certains points signalés dans le texte et de contrôler la généralisation de certaines observations.

REMERCIEMENTS

De nombreuses personnes nous ont aidés dans nos investigations de laboratoire : le professeur A. Beugnies, pour la mesure de la réflectance des minéraux ; le professeur P. Bourguignon, pour les analyses chimiques traditionnelles ; le professeur F. Dimanche, pour les observations sur surface

polie ; le professeur G. Goffinet, pour les observations au microscope électronique à balayage ; M. A. Greday et M. J. C. Herman du Centre de Recherches Métallurgiques, pour les analyses chimiques de rayons X dispersifs en énergie ; le professeur J. Thorez pour les analyses minéralogiques par diffraction des rayons X. Qu'ils reçoivent tous l'expression de notre gratitude.

BIBLIOGRAPHIE

- ALEXANDRE, J. 1978. Les stades de la formation des cuirasses latéritiques en Haut-Shaba (Zaïre) et leur signification géomorphologique. — *Trav. et Doc. de Géogr. trop., CEGET*, **33** : 133-149.
- ALEXANDRE, J. 1985. Critères pour une datation relative des cuirasses latéritiques. — *Bull. Séanc. Acad. r. Sci. Outre-Mer*, **30** (1984-2) (sous presse).
- ALEXANDRE, J. & LEQUARRE, A. 1978. Essai de datation des formes d'érosion dans les chutes et les rapides du Shaba. — *Geo-Eco-Trop.*, **2** : 279-286.
- ALEXANDRE-PYRE, S. 1971. Le plateau des Biano (Katanga). Géologie et géomorphologie. — *Mém. Acad. r. Sci. Outre-Mer, Cl. Sci. nat. méd., nouv. sér.*, in-8°, **18** (3), 151 pp.
- DORN, R. I. & OBERLANDER, T. M. 1982. Rock varnish. — *Progress in Physical Geogr.*, **6** (3) : 317-367.
- ESWARAN, H. & DE CONINCK, F. 1971. Clay mineral formations and transformations in basaltic soils in tropical environments. — *Pédologie*, **21** (2) : 181-203.
- HOOKE, R., YANG, H. & WEIBLEN, P. W. 1969. Desert varnish : an electron microprobe study. — *J. of Geol.*, **77** : 275-288.
- KANOURKOV, G. 1970. La classification des limonites. — *Ann. Soc. géol. Belg.*, **93** : 331-336.
- MFARLANE, M. J. 1976. Laterite and landscape. — Academic Press, 151 pp.
- NAHON, D. 1976. Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs : géochimie, structures, relais et coexistence. — *Sciences Géologiques*, Strasbourg, **44**, 232 pp.
- PULLAN, R. A. 1967. A morphological classification of lateritic ironstones and ferruginised rocks in Northern Nigeria. — *Nigerian J. Sci.*, **1** (2) : 161-174.
- SYMOENS, J. J. 1968. La minéralisation des eaux naturelles. — In : Exploration hydrobiologique du bassin du lac Bangweolo et du Luapula, **2** (1), 199 pp.
- TRICART, J. 1958. Observations sur le façonnement des rapides des rivières intertropicales. — *Bull. Sect. de Géog., Comité des Trav. hist. et scient.*, 289-313.

Journée d'étude – Studiedag
«Les processus de latérisation» – «Het laterisatieproces»
(Bruxelles, 22.V.1984, Brussel)
Académie royale des Sciences d'Outre-Mer
Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen
pp. 47-62 (1985)

Geo-Eco-Trop.
8 (1984, n° 1-4) : 47-62
publ. 1985

VARIATION OF CRYSTALLINITY IN A TERTIARY IRONCRUST OF BELGIAN LORRAINE

BY

W. STIERS *, R. E. VANDENBERGHE **, J. HUS *** & F. GULLENTOPS *

SUMMARY. — An ironcrust of South-East Belgium has been studied by several techniques. The results show a great difference in crystallinity, explained as due to manganese substitution of iron in goethites.

RÉSUMÉ. — *Variation de cristallinité dans une induration ferrugineuse tertiaire de Lorraine belge.* — Une induration ferrugineuse du SE de la Belgique a été étudiée à l'aide de différentes techniques. Les résultats montrent de grandes différences dans la cristallinité, différences qui sont attribuées aux degrés de substitution du fer par le manganèse au sein de la goethite.

SAMENVATTING. — *Variatie van kristalliniteit in de tertiaire ijzerhoudende verharding van Belgisch Lotharingen.* — Een ijzerhoudende verharding van Zuid-Oost België werd bestudeerd met behulp van verschillende technieken. De resultaten tonen grote verschillen aan in de kristalliniteit die toegeschreven worden aan de substitutiegraden van het ijzer door het mangaan in de goethiet.

1. Introduction

Preliminary results of a palaeomagnetic dating of a Tertiary ironcrust in South-East Belgium showed important differences in magnetic behaviour, which needed further investigation.

* Laboratorium voor Geomorfologie en Sedimentologie, Instituut voor Aardwetenschappen, Katholieke Universiteit Leuven, Redingenstraat 16bis, B-3000 Leuven (België).

** Laboratorium voor Magnetisme, Rijksuniversiteit Gent, Proeftuinstraat 42, B-9000 Gent (België).

*** Centre de Physique du Globe, Institut Royal Météorologique/Koninklijk Meteorologisch Instituut, B-6381 Dourbes-Viroinval (België).

The regional distribution and different outcrops of the ironcrust were studied by HUFTY (1959) and SOUCHEZ-LEMMENS (1968, 1971). Their conclusions were :

- The ironcrust is not a pedological horizon, but an absolute iron accumulation on a freatic watertable ;
- The climate during the genesis should be subtropical ;
- The accumulation occurred during the second half of the tertiary and the beginning of the quaternary ;
- The source of the iron is supposed to be regional (the overlaying clay formation) ;
- The ironcrusts are not related to geological surfaces, but to old erosion surfaces ;
- The main precipitate is iron oxyhydroxide (goethite).

In the region studied, Souchez-Lemmens discovered two main surfaces. The upper surface (the eldest, Tertiary) is 60 to 35 m above the lower one, the latter being locally rich in manganese. Due to granulometric effects of the parent material in which the iron precipitated, the crust has a different outlook showing scaly lamellous in fine grain sediments (e. g. Ethe clay, Caraxian), and very compact and hard iron sandstone in the sandy sediments (e. g. Stockem sands, Lotharingian). Those sands are nearly pure quartz.

2. Methods, Results and Discussion

2.1. Field observations.

The samples studied are from the outcrop in an old quarry NW of the small village of Châtillon (fig. 1). In the plateau of Châtillon, both levels of iron accumulation are observed. We studied only the sandy faces of the upper level.

In the profile, the ironcrust has very sharp boundaries. Horizontally, there is an important difference within the crust itself (fig. 2). Normally, the crust is a very hard iron sandstone, 7.5 YR 2/3 to 5 RP 2/5 (brownish black to purplish black). Here we took sample VA. In this compact sandstone, we find some nodule-shaped forms with ocher-sands, 3.75 YR 4/8 to 7.5 YR 6/8 (reddish brown to orange). These sands are still cemented, but can be easily broken down by hand. Out of these sands we took VB. In some parts of the outcrop, the iron crust becomes blackish sandy, softly cemented over the total thickness of the crust (up to 40 cm). The colour varied between 10 RP 2/2 and 5 YR 2/2 (very dark reddish brown to brownish black). This part is represented by sample VC.

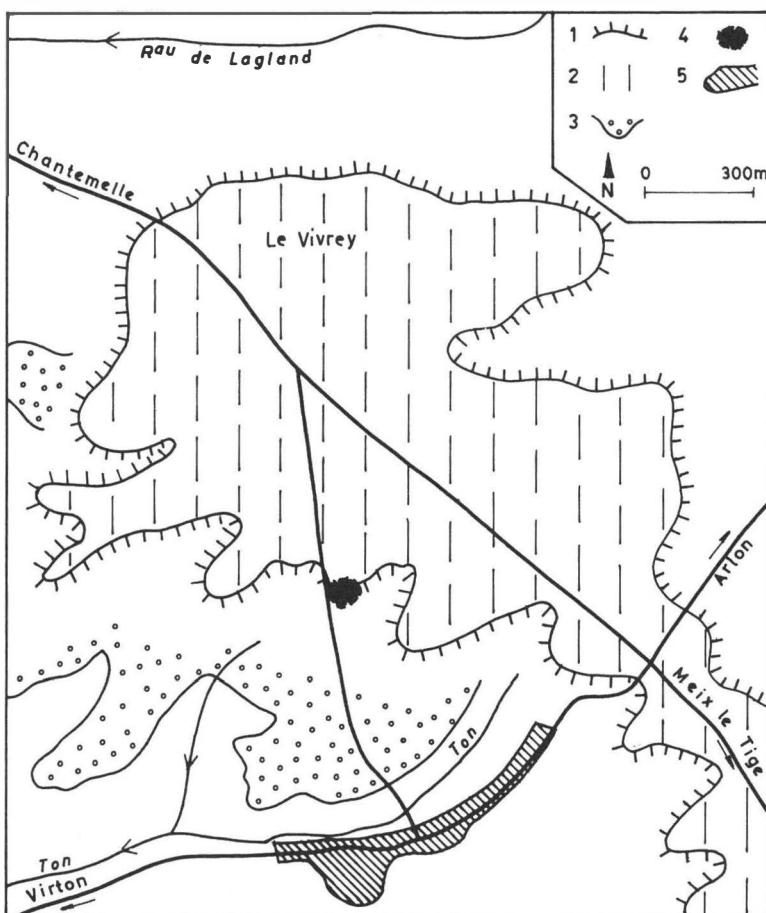


Fig. 1. — Localisation.

1. Border of the "plateau de Châtillon".
2. Ironcrust, upper level.
3. Ironcrust, lower level.
4. Quarry studied.
5. Châtillon-village.

2.2. X-Ray Diffraction.

The three samples were examined in a vacuum Guinier camera with CrK α rays for 30 min at 30 mA and 30 kV. All showed very clearly the quartz reflections. Samples VB and VC did not show any other clear

reflections above the background. Sample VA showed distinct goethite lines, which fitted the ASTM standard very well. Other experiments revealed goethite in the other samples.

Châtillon (CHA1)

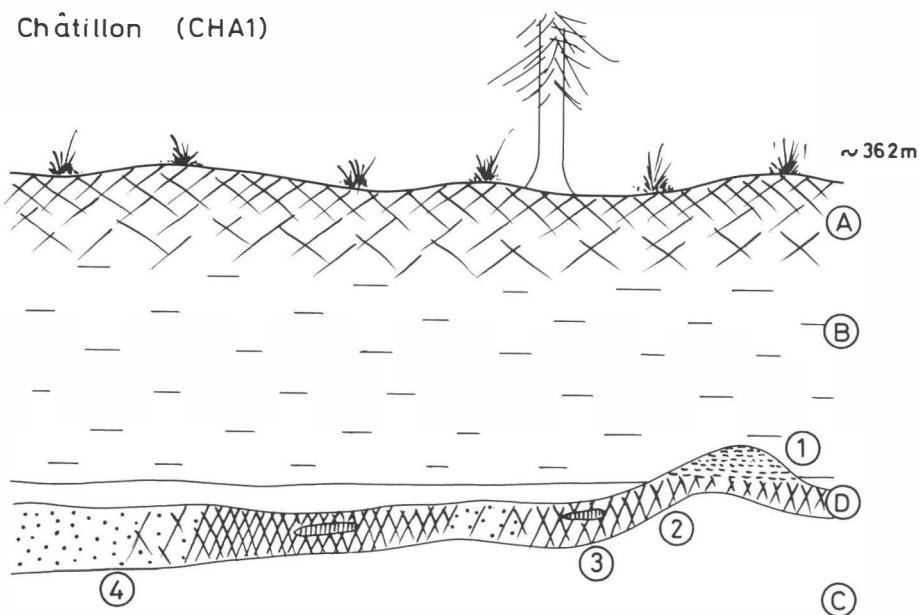


Fig. 2. — Profile.

- | | |
|-------------------------|--|
| A. Soil | 1. Scaley laminated. |
| B. Ethe clay (2 m) | 2. VA very hard compact iron sandstone. |
| C. Stockem sands (16 m) | 3. VB ocher (5×20 cm nodules). |
| D. Ironcrust (7-40 cm) | 4. VC black sands. |

2.3. Optical and Thermal analysis (DTA).

The powdered samples were studied optically by immersion in methylene iodide, which allows to estimate high refraction indices. DTA was performed with a BDL-apparatus, porcelain cups were used. The analysed sample was covered by Al_2O_3 to the same weight as the inert Al_2O_3 filled cup to minimize drift. Heating rate was $10^\circ/\text{min}$.

Sample A powder consists more than half of rather round grains up to 40 micrometer diameter with a reddish brown colour, very high relief non pleochroic and very high birefringence with typical undulatory extinction. These characteristics are for fibrous goethite. To the crushed quartz particles adheres some yellowish brown material, with lower refraction and isotropics.

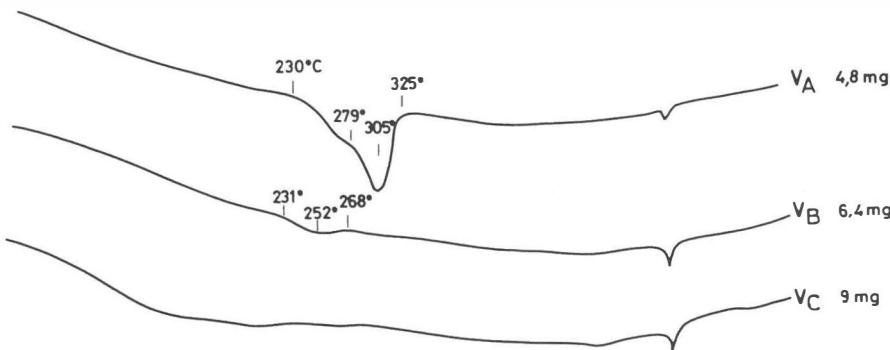


Fig. 3. — D.T.A. curves.

Heating rate 10° C/min.

The DTA shows, apart from a small quartz peak, only a complex endotherm between 230° and 325°. The peak value of the strong symmetric endotherm lies at 305°, while the form of the previous shoulder indicates a mixing with another fase peaking around 255°. In the absence of any γ - α Fe_2O_3 exotherm we must conclude the lack of lepidocrocite. The main endotherm corresponds then to well crystallized goethite. As for symmetrical peaks the peak temperature is not considerably diminished by our micro-apparatus, its low position must be ascribed to the small particle size of the fibrous crystallites. The shoulder phase represents most probably the less well or even not yet crystallized isotropic monohydrate.

Sample B powder shows besides the much more abundant, around 70%, crushed quartz grains two different iron phases. Most frequent are irregular agglomerates, brownish-yellow with a refraction around 1.9-2, non pleochroic and isotropic. Petrografically we will follow the usage of DEER *et al.* to call them limonite. Around 5% of flaky grains, yellowish brown have a low refraction around 1.6 show first order birefringency oriented clay material.

The DTA curve shows more quartz and a weak endotherm between 231° and 268° culminating at 252°. It is clear that this is identical with the shoulderphase of sample A and is due to the amorphous "limonite".

The very weak and broad endotherm around 500° is due to dehydroxilation of the clay material which at this temperature should be illitic.

Sample C powder shows the quartz grains with thick firmly adhering black opaque coatings of a manganese mineral. To some grains adheres a brown film, sometimes detached in clear flakes brownish-yellow when very thin, reddish brown when thicker and which are strictly non pleochroic.

Relief is moderate in methylene-iodide (1.9-2) and they are perfectly isotropic. Clear "limonite". The DTA curve shows not much apart the quartz peak. There is a faint indication of some clayey material which was not observed as such optically and may be present in the black manganese precipitate which is otherwise thermally inert. An extremely weak endothermal indication around 196° must represent the rare clear limonite films which certainly is a different phase from the 250°-limonite of the other samples.

2.4. Electron microscopy.

The electron microscope yields distinct images for the three samples (fig. 3 – the upper line at the base is about 10 µm). VA Shows a quartz grain with small platy particles and needles on it, up to 10 µm diameter. VB shows sub-rounded particles, diameter up to 1.5 µm. The well-rounded particles of VC have the same range of diameters.

2.5. Chemical Analysis.

Three partial dissolution techniques were used :

- Oxalate extraction (SCHWERTMANN 1964), pH = 3, 4 hours digestion time, UV-free ;
- Dithionite extraction (HOLMGREN 1967), ambient temperature, 16 hours ;
- HCl 8 N, 15 min boiling.

The aliquots were analysed colorimetrically.

Fe : O-phenanthroline

Mn : Potassiumpermanganate

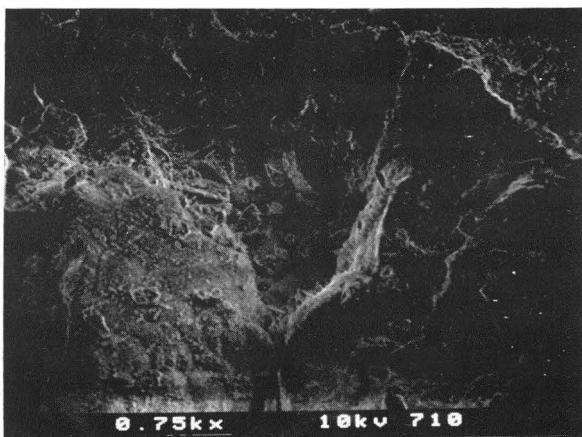
Al : Eriochrome Cyanine R

Ti : Peroxide (no Ti was detected in the samples).

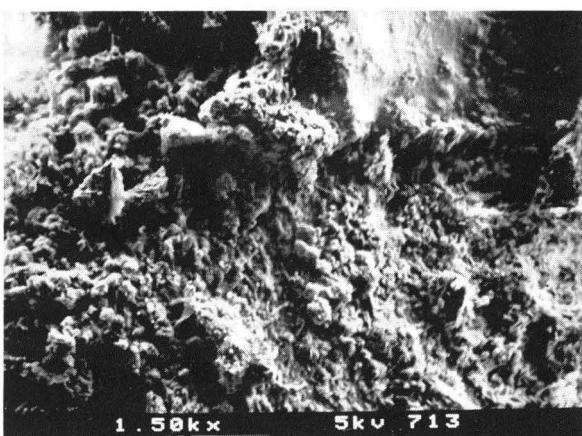
The results are presented in table 1.

The oxalate extraction is a very weak one for amorphous iron oxides (SCHWERTMANN 1964). Samples VA and VB have a small amount of extractable Fe. VC has a very high Fe-oxalate content. The Mn-content is very similar, so the Fe/Mn ratio is about 1 for the three samples.

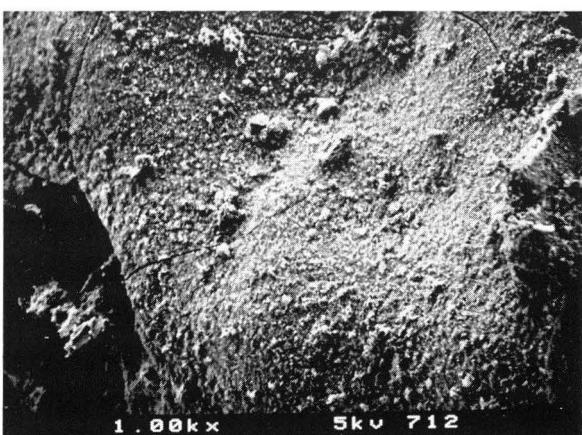
Dithionite-extractable iron is believed to be the free iron. These aliquots show the highest Fe-content in VA, a little bit less in VB and even more less in VC. The Mn-content is analogous regarding the oxalate extraction (as expected). This brings the Fe/Mn ration to about 1.30 and 380 for VC, VB and VA. The oxalate/dithionite ratio for Fe is a good measurement for the amorphous fraction, and shows the higher content of amorphous Fe in VC.



0.75k \times 10kv 710



1.50k \times 5kv 713



1.00k \times 5kv 712

Fig. 4. — Electron microscope photographs of VA
VB
VC



Table 1
Chemical analyses

mg/g	oxalate		dithionite		HCl 8 N		
	Fe	Mn	Fe	Mn	Fe	Mn	Al
VA	1.12	.85	266.75	.71	266.88	.80	2.04
VB	1.84	1.29	41.10	1.48	44.0	1.35	4.20
VC	33.53	34.20	37.45	32.64	41.0	34.40	4.20
	Fe/Mn		Fe/Mn		Fe/Mn	Fe/Al	Mn/Al
VA	1.32		375.70		333.60	130.82	0.39
VB	1.43		27.77		32.59	10.48	0.32
VC	0.98		1.15		1.19	9.76	8.19
	oxal/dith (%)			dith/HCl (%)			
	Fe		Mn		Fe	Mn	
VA	0.4		119.7		100.0	88.7	
VB	4.5		87.2		93.4	109.6	
VC	89.5		104.3		91.4	94.9	

The third extraction (HCl 8 N) shows the total iron, which is nearly the same as the dithionite extracted Fe ; so the samples mainly have free iron oxides. Also the Mn-content is in the same range as for the other extractions. Here we also did an Al-determination. The slight difference in Al-content is remarkable. Samples with the same Al-content can be different for oxalate and dithionite extraction crystallinity. The Mn/Al ratio is the indicator for a good explanation. NORRISH & TAYLOR (1961) reported in their investigation on the substitution by Al in goethites a decrease of the particle size, which leads to a higher oxalate/dithionite ratio. Here we have an analogy, not due to Al, but caused by Mn.

2.6. Rock Magnetic Analysis.

Rock magnetic measurements, especially the Néel temperature found during stepwise thermal demagnetization experiments, confirmed the results of Mössbauer spectroscopy and D.T.A. as α -FeOOH being the dominant magnetic mineral present in the examined ironcrust. The observed remanent magnetization is, according to the origin of the goethite, a chemical remanent magnetization.

Goethite is antiferromagnetic (FORSYTH *et al.* 1968) with a c-axis spin orientation, and a Néel temperature ranging from 67° to 130°C but generally

at around 110°C as found by Mössbauer measurements. It commonly possesses an additional weak but variable ferromagnetism (STRANGWAY *et al.* 1968, HEDLEY 1971), which is highly anisotropic along the c-axis and which has a highly variable saturation value ranging from 10^{-3} to 1 G. cm³.g⁻¹ (HEDLEY 1971).

Although the ferromagnetism may be due to the presence of impurities such as protohematite inclusions within the crystal lattice or in small grains because of unpaired spins, it is commonly regarded as due to spin unbalances in the two antiferromagnetic sublattices. This spin unbalance may be the result of lattice distortions caused by preferential location of imperfections such as vacancies or iron substitution like Si⁴⁺ or Al³⁺ (HEDLEY 1971).

The rock magnetic properties were measured not on the powder samples as in the other experiments but oriented cylindrical cores with a diameter of 2.5 cm and a length of about 2.2 cm. Three samples, VA = CHA1EO4, VB = CHA1EO2SO1 and VC = CHA1EO3SO2 were chosen on basis of their colour and cementation characteristics so that they were likely analogous with the powdered ones. The second sample is a little more black compared to the VB sample chosen for the other experiments. A great difference in structure sensitive magnetic properties such as the remanence, coercive force and weak magnetic field susceptibility was found between VA, VB and VC. The natural remanent magnetisation (N.R.M.), which was measured with a high sensitivity spinner magnetometer JR-4, is higher in VA than in VB and VC, and is also highly variable. The latter indicates that the N.R.M. is not a bulk property of goethite but must be attributed to spin unbalance or other magnetic phases present. The other analysis favours the first explanation.

Also great differences were found in low field bulk susceptibility (table 2), which was measured with a KL-1 bridge. The low field susceptibility of VA is about 4.5 times higher than those for VB and VC. This is probably an indication of a better crystallinity in VA (STRANGWAY *et al.* 1968).

Table 2
Magnetic parameters

Sample	N.R.M. (A.m ⁻¹)	k (S.I.)
VA = CHA1EO4	$21,4 \cdot 10^{-6}$	$548 \cdot 10^{-6}$
VB = CHA1EO2SO1	$4,29 \cdot 10^{-6}$	$124 \cdot 10^{-6}$
VC = CHA1EO3SO2	$8,67 \cdot 10^{-6}$	$118 \cdot 10^{-6}$

The coercive force spectrum and relaxation times were obtained by stepwise demagnetisation in increasing alternating fields (A.F.). The range of the relaxation times is fundamental to all palaeomagnetic investigations as only part of that primary remanence will be preserved when the rock contained initially at least some particles with relaxation times greater than the age of the rock.

The relaxation time τ in A.F. fields for single domain grains is given by the following expression (NEEL 1949), which is dominated by the exponential factor :

$$\tau_{(\pi,0)}^{(0,\pi)} = C \cdot (1 \pm \frac{h}{H_c}) \cdot (1 - \frac{h^2}{H_c^2})^{1/2} \cdot \exp(-\frac{v \cdot J_s (H_c \pm h)^2}{2 \cdot H_c \cdot k \cdot T})$$

C = ca. 10^{10} s⁻¹

k = Boltzmann's constant

h = applied field

J_s = spontaneous magnetization

H_c = coercive force

v = volume

T = temperature

Application of an A.F. lowers τ and will cause the magnetization of some grains to follow the A.F. A smooth decrease of the A.F. towards zero will leave the magnetization of those grains in the direction of the easy axes which we can assume to be in random positions. Stepwise increase of the A.F. allows us to determine the coercivity spectrum up to the maximum field of 0.1 Tesla applied.

The N.R.M. of sample VA decreased very slowly and still 85% of the initial N.R.M. was left at 0.1 Tesla (fig. 5), which indicates that the remanence is carried mainly by grains with very high coercivities. At least two magnetization components are present in VB and VC. The increase in low A.F. noticed in sample VB is the result of nearly opposing components with different stabilities.

The directional behaviour during stepwise A.F. demagnetization can be followed in the Zijderveld diagrams (fig. 5) where the dots represent the projections of the north-seeking end of the remanence vector on the horizontal plane and the open circles the projections on the vertical plane containing the true N-S direction. In all three samples the magnetization vector points towards south, below the horizontal plane in VA and above it in VB and VC. In contrast to VA, where hardly any change in direction is noticed during A.F. demagnetization, great changes occur in low and medium A.F. in VB and VC before the magnetization decreases toward the origin, indicating the presence of at least two magnetization components.

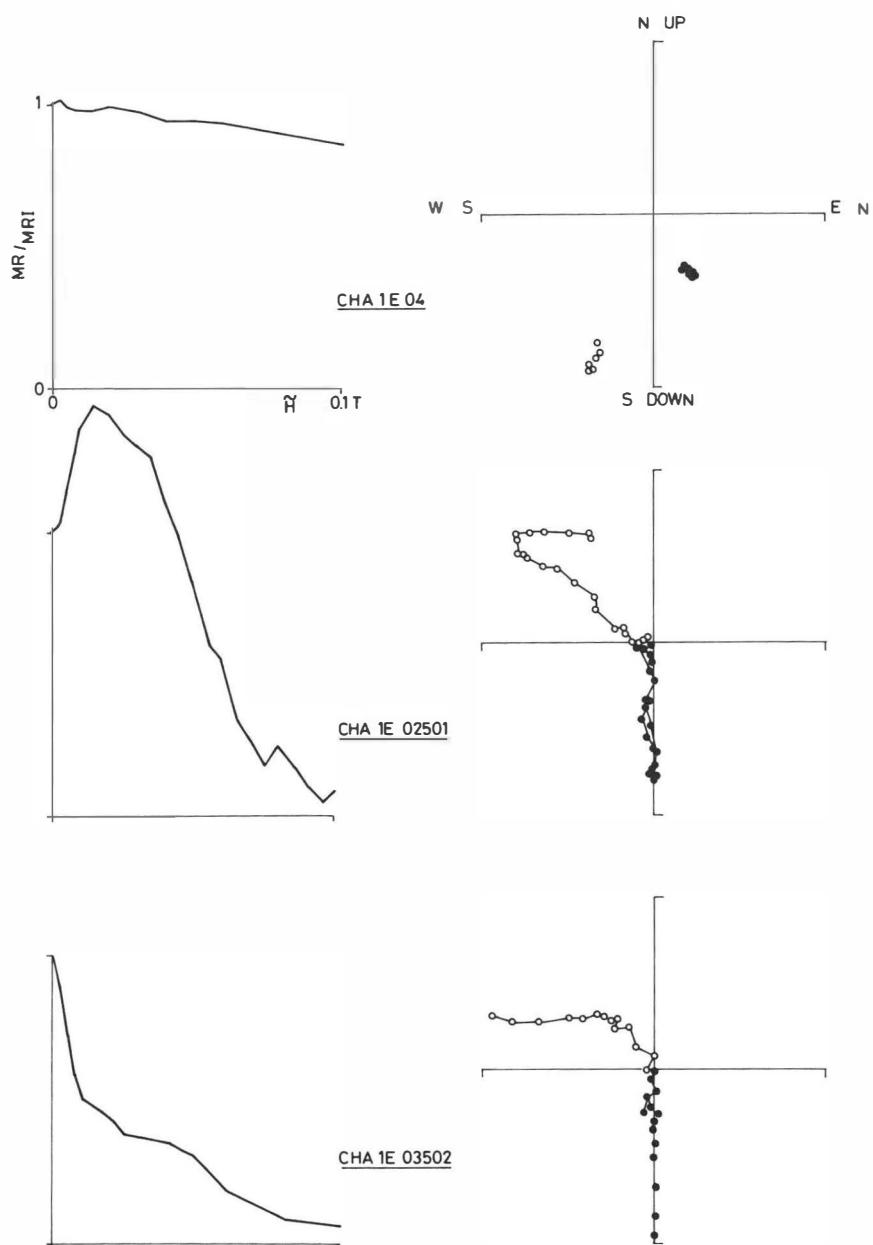


Fig. 5. — A.F. Demagnetization.

A very high resistance to A.F. demagnetization, such as VA was also found by SYMONS (1966) in a late Precambrian iron ore in Canada. These high stabilities can be explained by an exchange anisotropy between the weak ferromagnetism and the antiferromagnetic lattice (MEIKLEJOHN & BEAN 1957).

2.7. Mössbauer analysis.

Mössbauer spectra were collected using a conventional constant acceleration spectrometer. A ^{57}Co source in Rh matrix with an activity of about 15 mCi was used. Velocity calibration was obtained with an iron foil reference absorber.

Goethite has been intensively studied by M.S. (Mössbauer Spectroscopy), and especially the isomorphous substitution of Fe^{3+} by Al^{3+} has been well investigated. Briefly summarized, it can be stated that the isomorphous substitution has great influence on the magnetic hyperfine field.

A linear relation between the internal magnetic field (at 77° K) and the Al substitution is given by GOLDEN *et al.* (1979) : $H(T) = 50,0 - 0,177 (\% \text{Al})$. Those authors found a better relation if they took into account the surface area (S.A.), which increases because of the decreasing particle size due to the substitution : $H(T) = 49,8 - 0,136 (\% \text{Al}) - 0,011 (\text{S.A.}) (\text{m}^2\text{g}^{-1})$. MURAD & SCHWERTMANN (1983) found similar results. Another way to detect the substitution is proposed by FLEISCH *et al.* (1980). By thermoscanning they detect T_{\min} , the temperature at which the least counts in the used channel occur : $T_{(\min)} = 381^\circ \text{K} - 722(x)$. So they found a linear relation between this T_{\min} and x (= Al-substitution).

In our experiments, we took spectra of the three samples at different temperatures and also of a magnetically enriched sample CHA1 (E13), analogue to VA. Fig. 6 shows the spectra analysis for internal magnetical field (H) distribution of the sextet and the quadrupole splitting (Q) distribution of the doublet. At 80 K, the spectrum shows a typical sextet with lines broadening to the centrum. This effect can be explained by the magnetic interaction among the crystallites, as recently stated by MØRUPT *et al.* (1983) or as due to isomorphous substitution (FLEISCH *et al.* 1980). The observed value for H is around the expected value of 50,4 T (GOODMAN 1979), but has a distribution to lower values. At higher temperature, the internal magnetic field decreases and obtains a more important spreading of the values. This explains the greater asymmetry of the six peaks. At room temperature, the magnetic field is about 34,0 T ; lower as the expected value for pure goethite.

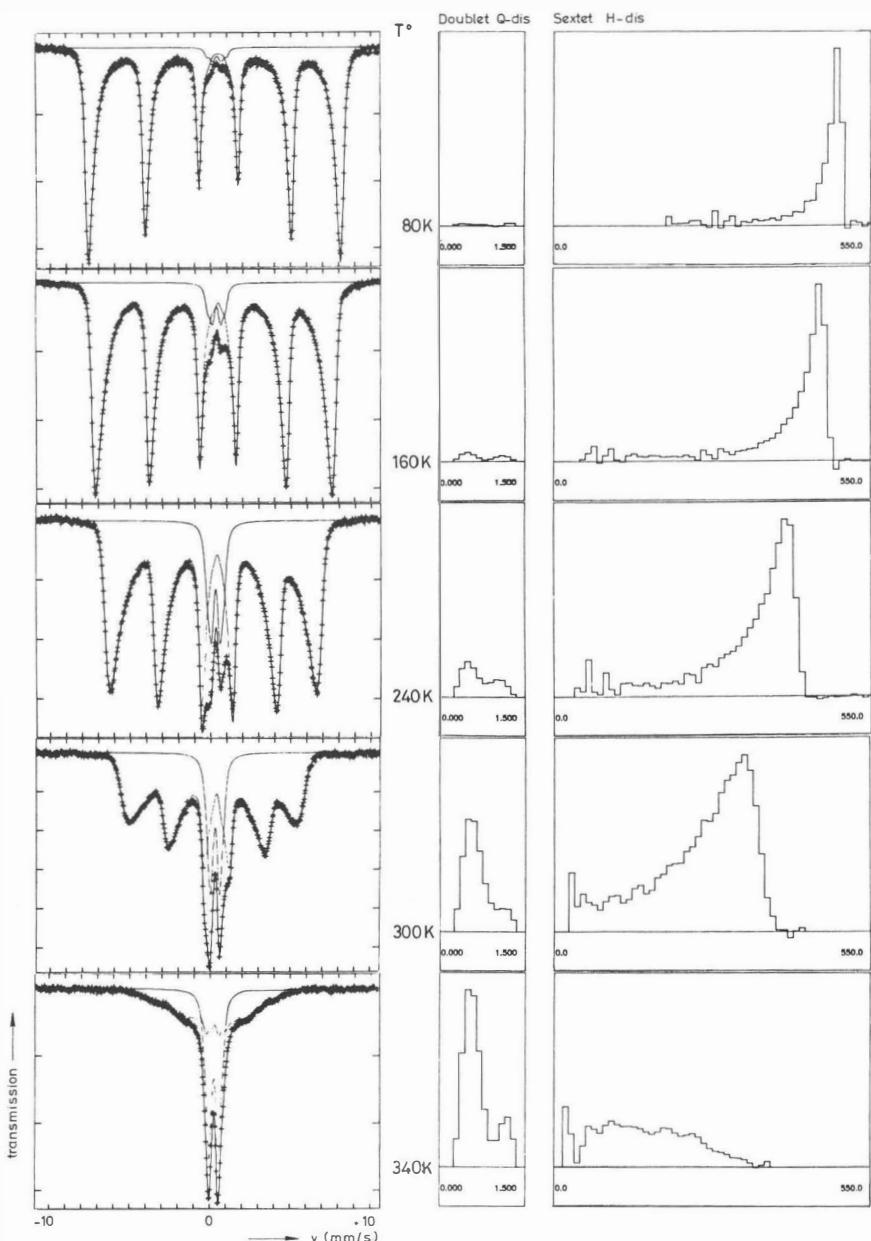


Fig. 6. — Mössbauer spectra of CHA1.

More important is the doublet, which is already detectable at 80 K. This doublet increases gradually with rising temperature. One should expect the grain size distribution of a very old iron precipitation to be quite homogeneous, because of the analogy in precipitation environment and the long ageing period. The (super) paramagnetic effect ($\tau = c^{-1} \exp(Kv/kT)$; K = effective anisotropy constant) is usually correlated with V_{cr} or d_{cr} ($= V_{cr}^{1/3}$). V_{cr} is the volume at which the relaxation time becomes too small to be detected by M.S., so that the magnetic hyperfine field sextet disappears. Values of SYZDALEV (1970) and GREAVES & JONES (1978) give a range of ca. 110 Å to about 180 Å for the temperature range of 80 K to room temperature which was used. The gradually increasing doublet means that there is a continuous distribution of the particle size between those values. However another possibility remains. One should take into account the possible differentiation of the K -values. Isomorphous substitutions might give some distribution in anisotropy constants.

A second remark on the Q-distribution of the doublet is the double population in this distribution. One population is about 0.5 - 0.6 mm/s (the expected value for goethites) and a second, less important population is near to 1.1 - 1.2 mm/s. A solution can be proposed, analogous to the fit of GOODMAN & LEWIS (1981), who fitted an aluminous goethite having two doublets, with a quadrupole splitting of 0.49 and 0.77 mm/s. Isomorphous substitution can give a second doublet with different Q, but Al^{3+} does not seem to be the right substitution to explain the high Q-value of sample CHA1. BANCROFT *et al.* (1967) stated that Mn-neighbours have great influence on the Q of iron. In iron containing manganites also the high Q (1.3 - 1.4 mm/s) is explained as a Jahn-Teller distortion effect by Mn^{3+} in the second co-ordination sphere (KRISHNAMURTHY *et al.* 1981).

The three reference samples show quite remarkable differences (fig. 7). VA is a perfect sextet at 80 K and becomes more asymmetric at room temperature. Perhaps only a very small doublet contributes to the spectrum. At low temperature VB shows a broadened sextet, which becomes a doublet at room temperature. Sample VC is even at 80 K, a broad doublet with a small magnetic contribution from the goethite lines. At room temperature it becomes a doublet, a little widened at the top to the Q-distribution.

3. Conclusions

All these experiments show a great difference in crystallinity of the three samples, selected from the Tertiary ironcrust of South-East Belgium. Despite the old age and the perfect possibility of ageing, there is an important difference, even in a small range of distance.

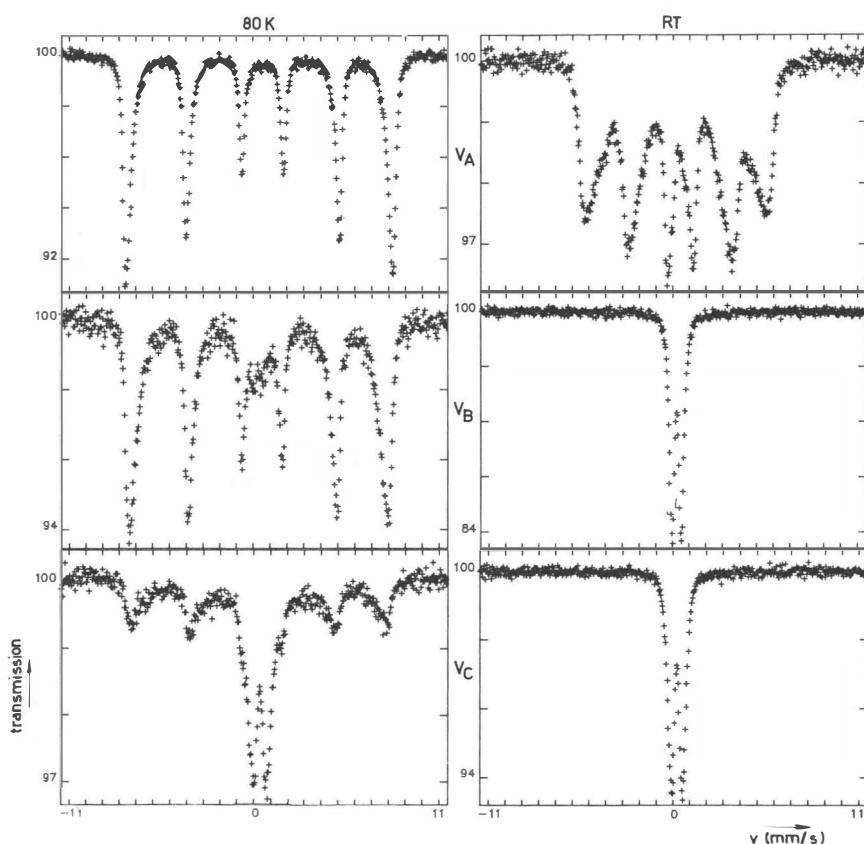


Fig. 7. — Mössbauer spectra at 80 K and room temperature of VA, VB and VC.

According to the experimental results, we may assume that the differences in crystallinity is a crystal size effect, due to the isomorphous substitution of Fe^{3+} by Mn^{3+} . It is already stated in literature (SMITH & EGGLETON 1983) that goethite can contain many impurities (Al, Si, Mn) and is isostructural with groutite (α -MnOOH). Also the analogy of the ironradii and the ion-oxygen bondlength are remarkable analogue for Mn^{3+} and Fe^{3+} (TROMMEL 1983) (Table 3).

Table 3

ionic radii (\AA)	oxygen-bond length (\AA)			
	co-ord. n°	Mn^{III}	Fe^{III}	Ti^{III}
Ti^{3+}	.76			
Mn^{3+}	.66	4	1.85	1.87
Fe^{3+}	.64	6	2.01	2.06
Al^{3+}	.51	8	(2.15)	(2.17)

Elements in favour of the Mn-substitution and the effect for the crystallinity are : the small variation in Al-content compared to the Mn-content variation, the high quadrupole splitting for the M.S. and the great differences of magnetic behaviour during the demagnetization experiments and M.S. These results show : (a) that an incorporation of Mn in the lattice of goethite is possible, (b) this substitution has great influence on the crystallinity of the goethite, (c) the difficulty of using goethite-ironcrusts for absolute dating.

The crystallinity of goethite precipitates on freatic watertable depends not only on age, climate and eco-system conditions, but is also very variable because of coprecipitates as Al and Mn, which can result in isomorphous substitution and particle size decrease.

REFERENCES

- BANCROFT, G. M., MADDOCK, A. G. & BURNS, R. G. 1967. Application of the Mössbauer effect to silicate mineralogy. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31** : 2219-2246.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMANN, M. A. 1963. Rock-forming Minerals. — Longmans.
- FLEISCH, J., GRIMM, R., GRUEBLER, J. & GUETLICH, P. 1980. Determination of the Al content of natural and synthetic alumogoethites using Mössbauer spectroscopy. — *J. Phys. Coll.*, C1, **41** : 169-170.
- FORSYTH, J. B., HEDLEY, I. G. & JOHNSON, C. E. 1968. The magnetic structure and hyperfine field of goethite. — *J. Phys. C (Proc. Phys. Soc.)*, **2** (1) : 179-188.
- GOLDEN, D. C., BOWEN, L. H., WEED, S. B. & BIGHAM, J. M. 1979. Mössbauer studies of synthetic and soil-occurring Al-substituted goethites. — *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, **43** : 802-808.
- GOODMAN, B. A. 1979. Introduction to Mössbauer spectroscopy. — NATO advanced study institute, advanced chemical methods for soil and clay mineral research, 100 pp.
- GOODMAN, B. A. & LEWIS, D. G. 1981. Mössbauer spectra of Al-goethites. — *J. Soil Sci.*, **32** : 351-363.
- GREAVES, E. D. & JONES, M. P. 1978. Measurement of the hyperfine fields in laterite minerals. — *Bull. Bur. Rech. Geol. Min.*, **2** (3) : 283-291.
- HEDLEY, I. G. 1971. The weak ferromagnetism of goethite. — *Z. Geophysik*, **37** : 409-420.
- HOLMGREN, G. G. S. 1967. A rapid citrate-dithionite extractable iron procedure. — *Soil. Sci. Soc. Am. Proc.*, **31** : 210-211.
- HUFTY, A. 1959. Ferruginisations en Lorraine belge et leur utilisation en géomorphologie. — *Ann. Soc. géol. Belg.*, **83** : 71-86.

- KRISHNAMURTHY, A., SRIVASTAVA, B. K. & LOKANATHAN, S. 1981. Mössbauer studies on cation distribution and lattice distortion in magnesium manganites. — *Sol. State Comm.*, **39** : 983-991.
- MEIKLEJOHN, N. W. & BEAN, C. P. 1957. New magnetic anisotropy. — *Phys. Rev.*, **105** : 904-913.
- MØRUPT, S., MADSEN, M. B., FRANCK, J., VILLADSEN, J. & KOCH, C. J. W. 1983. A new interpretation of Mössbauer spectra of microcrystalline goethite : "Super-ferromagnetism" or "super-spin-glass" behaviour ? — *J. Magn. Mat.*, **40** : 163-174.
- MURAD, E. & SCHWERTMANN, U. 1983. The influence of Al substitution and crystallinity on the Mössbauer spectra of goethite. — *Clay Min.*, **18** : 301-312.
- NEEL, L. 1949. Théorie du trainage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec applications aux terres cuites. — *Ann. Géophys.*, **5** : 99-136.
- NORRISH, K. & TAYLOR, R. M. 1961. The isomorphous replacement of iron by aluminium in soil goethites. — *J. Soil Sci.*, **12** : 294-306.
- SCHWERTMANN, U. 1964. Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung. — *Z. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde*, **105** : 194-206.
- SMITH, K. & EGGLETON, R. 1983. Botryoidal goethite : a transmission electron microscope study. — *Clays and Clay Min.*, **31** : 392-396.
- SOUCHEZ-LEMMENS, M. 1968. Accumulations ferrugineuses absolues en Lorraine belge septentrionale. — *Ann. Soc. géol. Belg.*, **91** : 145-158.
- SOUCHEZ-LEMMENS, M. 1971. Les indurations ferrugineuses et l'évolution géomorphologique de la Lorraine belge nord-orientale. — *Rev. belge Géogr.*, **95** : 5-143.
- STRANGWAY, D. W. & McMAHON, B. E. 1967. Stable magnetic remanence in antiferromagnetic goethite. — *Science*, **158** : 785-787.
- STRANGWAY, D. W., HONEA, R. M., McMAHON, B. E. & LARSON, E. E. 1968. The magnetic properties of naturally occurring goethite. — *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **15** : 345-359.
- SYMONS, D. T. A. 1967. Paleomagnetic evidence on the origin of the marquette and steep rock hard hematite and goethite deposits. — *Can. J. Earth Sci.*, **4** : 1-20.
- SYZDALEV, I. P. 1970. Superparamagnetism of ultrafine antiferromagnetic particles. — *Soviet Phys. Solid State*, **12** : 775-777.
- TROMMEL, M. 1983. Empirische Beziehungen zu den Bindungslängen in Oxiden. 1. Die Nebengruppenelemente Tital bis Eisen. — *Acta Cryst.*, **B39** : 664-669.

Journée d'étude – Studiedag
«Les processus de latérisation» – «Het laterisatieproces»
(Bruxelles, 22.V.1984, Brussel)
Académie royale des Sciences d'Outre-Mer
Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen
pp. 63-72 (1985)

Geo-Eco-Trop.
8 (1984, n° 1-4) : 63-72
publ. 1985

DU RÔLE DE L'HYDROLYSE DES CATIONS FERRIQUES INDUITE PAR DES INTERFACES DANS DES PHÉNOMÈNES DE LATÉRISATION

PAR

A. J. HERBILLON * & W. E. E. STONE *

RÉSUMÉ. — Cette communication discute du rôle des interfaces créées entre des solides comme les silicates et les solutions métastables de fer ferrique pendant deux étapes significatives du processus de latérisation : l'immobilisation des oxydes de fer et la corrosion des alumino-silicates concomitante de leur accumulation. Les interfaces, en catalysant l'hydrolyse secondaire des ions ferriques, provoquent leur polymérisation et accélèrent leur précipitation sous forme d'oxydes. Dans tout phénomène de ferruginisation, les interfaces participent donc activement à l'immobilisation des oxydes de fer. L'hydrolyse secondaire accompagnant la polymérisation des ions ferriques est une réaction qui, par les protons qu'elle libère, est potentiellement corrosive. D'ailleurs, si une telle réaction se déroule à l'interface créée par un aluminosilicate comme la kaolinite, une mise en solution des ions Al³⁺ contenu dans ce solide peut être observée. Cette expérience où l'immobilisation d'oxydes de fer et la corrosion du support sur lequel le fer se dépose sont concomitantes, mime l'étape essentielle du processus par lequel doit se réaliser l'épigénie de la kaolinite par les oxydes de fer.

SAMENVATTING. — *Over de rol van de hydrolyse der ferri-cationen geleid door scheidingsoppervlakten in laterisatieverschijnselen.* — Deze mededeling handelt over de rol van de scheidingsoppervlakten die ontstaan tussen de vaste lichamen, zoals bv. de silicaten en de metastabiele ijzerhoudende oplossingen gedurende twee kenmerkende fasen van het laterisatieproces : de immobilisatie van de ijzeroxyden en de corrosie van de aluminosilicaten die gelijktijdig plaatsvinden in hun accumulatie. Door de sekundaire hydrolyse van ijzerionen te catalyseren, veroorzaken de scheidingsoppervlakten hun polymerisatie en versnellen hun neerslag in de vorm van oxyden. In elk ferruginatieverschijnsel nemen de scheidingsoppervlakten dus actief deel aan de immobilisatie van de ijzeroxyden. De sekundaire hydrolyse, die gepaard gaat met de polymerisatie van de ijzerionen, is een reactie die potentieel korrosief is, door de protonen die zij bevrijdt. Trouwens, indien een dergelijke reactie plaatsheeft op het scheidingsoppervlak, ontstaan door een aluminosilicaat zoals kaolinet, kan een oplossing

* Université Catholique de Louvain, Place Croix du Sud 1, B-1348 Louvain-la-Neuve (Belgique) & Section de Physico-chimie minérale, Musée royal de l'Afrique centrale, B-1980 Tervuren (Belgique).

waargenomen worden van Al^{3+} -ionen, die zich in dit vast lichaam bevinden. Deze proef, waarbij de immobilisatie van ijzeroxyden en de corrosie van de drager waarop het ijzer zich neerzet, gelijktijdig gebeuren, vertolkt de essentiële stap van het proces, waardoor de epigenie van het kaolinet door ijzeroxyden moet gebeuren.

SUMMARY. — *About the role of hydrolysis of ferric cations induced by interfaces in lateritisation processes.* — The role of the interface developed between ferric ion metastable solutions and silicate solids is discussed in relation with two important steps of the lateritisation process : immobilization of iron oxides and the corrosion of the aluminosilicates which accompanies their accumulation. The secondary hydrolysis of ferric ions is catalyzed by the present interfaces, therefore, leading to an enhancement of the ion polymerization and final oxide precipitation. In all ferrugination phenomena, the interfaces play an active role in the immobilization of iron oxides. Moreover, the ferric ion polymerization is a potentially corrosive reaction by the protons which are released. When kaolinite acts as a catalyst to enhance such a ferric polymerization, Al^{3+} ions appear in the solution. This experiment during which the immobilization of iron oxides and the supporting solid corrosion are observed to take place simultaneously, provides an explanation to the naturally occurring epigeny of kaolinite by iron oxides.

Introduction

Les phénomènes de latérisation ont une durée telle qu'ils ne se prêtent guère à être reproduits *in vitro* dans leur globalité. Néanmoins, quelques étapes significatives des processus impliqués dans ces phénomènes complexes peuvent être isolées et examinées à la lumière d'informations en provenance soit d'études expérimentales proprement dites, soit encore de modèles théoriques faisant appel à des considérations d'équilibre et de stabilité. Cette dernière approche, largement utilisée par NAHON (1976) par exemple, suggère que les modifications minéralogiques accompagnant la latérisation sont le résultat de réactions chimiques survenant entre des solides, oxydes et silicates, et des solutions dans lesquelles l'ion ferreux, Fe^{2+} joue un rôle privilégié. Cependant la nature même des oxydes de fer, goethite et hématite, les plus fréquents dans les latérites, donne à penser que, même si l'ion Fe^{2+} est l'espèce soluble principalement responsable de la mobilité du fer pendant ces phénomènes, cet ion est oxydé en solution avant son incorporation dans les solides ferrifères caractéristiques des latérites. En effet, TAYLOR & SCHWERTMANN (1974) ont montré que l'oxydation ménagée de solutions ferreuses favorisent la formation d'oxydes comme la maghémite et la lépidocrocite qui ne sont pas vraiment des minéraux caractéristiques des latérites. Si l'ion ferreux est en effet oxydé en solution, il semble alors justifié de se préoccuper des interactions qui peuvent prendre place, au cours de la latérisation, entre les silicates et les espèces ferriques présentes soit en

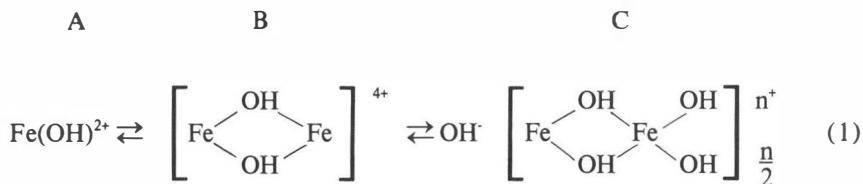
solutions vraies (comme les espèces monomériques par exemple) soit encore en suspensions colloïdales (dans le cas des ions polymériques).

La présente communication sera consacrée à l'examen de telles interactions et notre propos sera de discuter de deux aspects particuliers de ces phénomènes à savoir, primo, du rôle que jouent les interfaces (comme celles liées à la présence de silicates) pour accélérer la polymérisation de solutions ferriques métastables et provoquer l'immobilisation des oxydes de fer et secundo, du rôle que peuvent jouer les espèces ferriques pour corroder et solubiliser les silicates sur lesquels les oxydes de fer s'immobilisent.

Influence des interfaces sur la polymérisation de solutions ferriques et leur immobilisation par précipitation

Lors de toute étude expérimentale concernant les interactions entre une interface (silicatée ou non) et des solutions ferriques, il est indispensable d'établir aussi précisément que possible dans quelles conditions initiales se trouvent les solutions (ou suspensions) ferriques utilisées. On sait en effet, qu'en réponse aux phénomènes spontanés d'hydrolyse et de polymérisation, les solutions ferriques peuvent contenir différentes espèces dont la proportion variera non seulement avec leur concentration, leur pH, et la température, mais aussi avec l'âge de ces solutions. Afin d'expliciter l'état particulier des solutions mises en œuvre dans les expériences qui seront résumées brièvement ci-dessous, référence particulière peut être faite aux travaux de DOUSMA & DE BRUYN (1976, 1978). Ces auteurs montrent que pendant la neutralisation de solutions ferriques acidifiées et fraîchement préparées, trois domaines au moins doivent être identifiés. Dans le premier, situé à bas pH (par exemple à un pH inférieur à 2.7 pour une solution 10^{-3} M de nitrate ferrique), la solution ne contient que des espèces monomériques «stables» : même si une telle solution devait être sursaturée par rapport à l'hydroxyde de fer, aucune polymérisation n'y serait observable. À une valeur de pH légèrement supérieure par contre (par exemple, dès pH 3, dans le cas d'une solution 10^{-3} M de nitrate ferrique), une polymérisation spontanée prend place après une période d'induction dont l'importance varie avec le pH initial et la concentration de la solution. Enfin, dans un domaine de pH plus proche de la neutralité, prend place la croissance des micelles colloïdales de polymères hydroxyferriques dont résulte finalement la précipitation.

Le domaine de la courbe de titration des solutions ferriques qui retiendra ici notre attention est celui correspondant à la présence d'espèces monomériques métastables (second domaine décrit ci-dessus). Cette étape peut être schématisée par les réactions (DOUSMA & DE BRUYN 1976) :



où A et B représentent certaines des espèces monomériques et dimériques présentes initialement et où C exemplifie les espèces polymériques qui se forment progressivement pendant le vieillissement de la solution. C'est en comparant l'évolution spontanée de telles solutions métastables en l'absence et en présence d'une interface comme celle créée par la présence d'une kaolinite (TORRES SANCHEZ 1983) ou de particules de silice (GENNEN 1984) que s'observent le plus aisément les effets d'induction de polymérisation et l'accélération de la précipitation d'oxydes de fer dus à la présence d'interfaces.

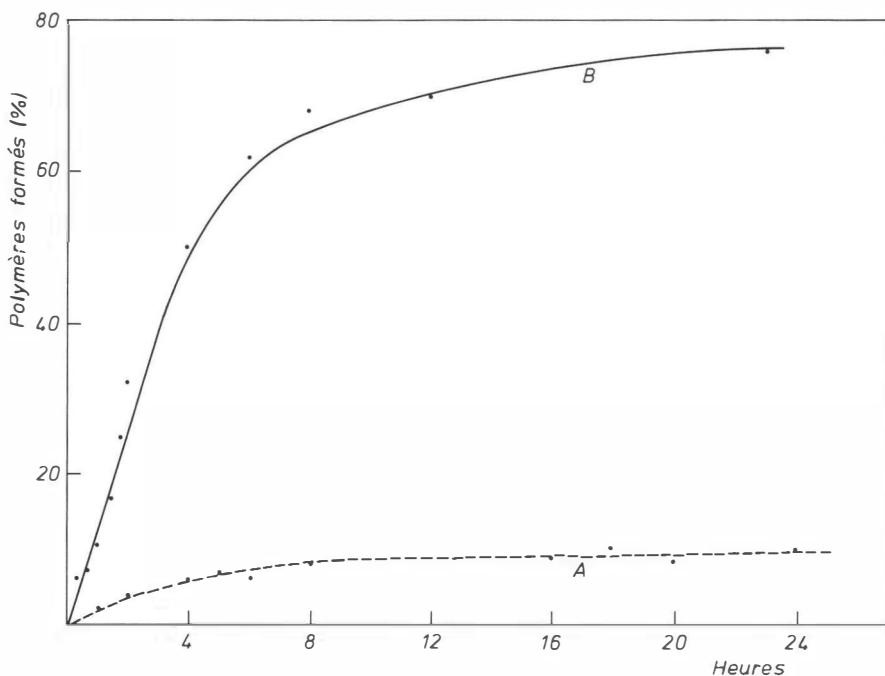


Fig. 1. — Évolution en fonction du temps de la quantité de polymères formés aux dépens d'une solution 0.710^{-3}M de nitrate ferrique.

- A) En l'absence d'interface ;
- B) En présence de l'interface créée par des particules de silice (GENNEN 1984).

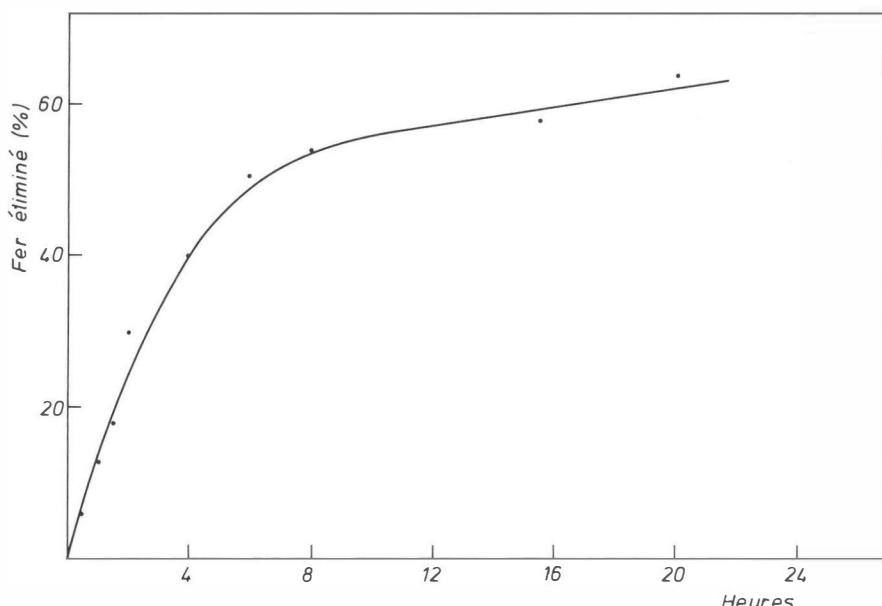


Fig. 2. — Évolution en fonction du temps de la fraction de fer éliminée de la solution et retenue sur l'interface (solution initiale $0.710^{-3}M$; interface créé par la présence de particules de silice, GENNEN 1984).

Les résultats d'une expérience type peuvent être résumés par les figures 1 et 2. A la figure 1 (courbe A), on observe que le vieillissement pendant 24 heures d'une solution ferrique métastable en l'absence d'interfaces n'est accompagné que par une polymérisation très limitée. Après ce délai, les espèces solubles dominantes sont encore les espèces monomériques (A équation 1) et dimériques (B, équation 1) qui constituaient initialement la totalité des espèces en solution. D'ailleurs, une telle solution vieillie reste limpide et ne libère aucun précipité. En présence de kaolinite ou de particules de silice par contre, la polymérisation des espèces ferriques a lieu beaucoup plus rapidement (figure 1, courbe B). En outre, cette polymérisation est accompagnée par une précipitation d'hydroxyde ferrique (figure 2), précipité qui vient enrober le solide dont la surface avait déclenché la polymérisation. TORRES SANCHEZ (1983) et GENNEN (1984) ont aussi observé que si, après un temps de contact donné (1 heure par exemple) entre une solution ferrique métastable et un solide comme la kaolinite, la solution métastable vieillie était éliminée et remplacée par une autre solution métastable fraîchement préparée, le pouvoir inductif de l'interface pour déclencher une nouvelle polymérisation.

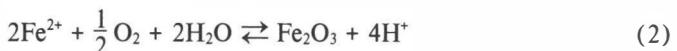
sation et provoquer une nouvelle précipitation est parfaitement conservé. Dans ces expériences, il a aussi été observé que si les effets explicités ci-dessus sont bien dus à l'existence d'une interface entre un solide et une solution métastable, la nature et la grandeur (l'aire de la surface spécifique du solide) de l'interface créée n'avait qu'une importance secondaire sur le rendement en précipité obtenu.

Puisqu'il peut être raisonnablement admis que pendant la latérisation, le milieu poreux constitué par l'association de silicates primaires (le quartz par exemple) et secondaires (la kaolinite par exemple) est visité par des solutions véhiculant des espèces ferriques en voie de polymérisation, la leçon qui se dégage des observations brièvement résumées ci-dessus est claire. Lors de tout processus de ferruginisation (pris ici dans le sens de l'addition d'oxydes de fer dans un squelette silicaté), le réseau poreux que constitue ce squelette ne joue pas le rôle passif de réceptacle dans lequel se déposeraient les précipités libérés par des solutions sursaturées. En fait, les parois du réseau poreux, en accélérant leur polymérisation, peuvent, elles aussi, participer activement à la nucléation du précipité et donc à l'immobilisation des espèces ferriques initialement en solution.

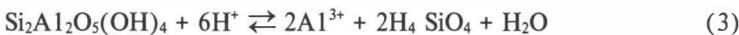
Libération de protons et effets corrosifs associés à la polymérisation et à la précipitation d'espèces ferriques sur un support

On sait que la latérisation ne se limite pas à une simple ferruginisation (c.-à-d. à l'accumulation d'oxydes de fer dans un milieu poreux silicaté), mais que dans les cuirasses et les carapaces surtout, l'enrichissement en oxydes de fer peut être accompagné par la corrosion et même par la mise en solution complète de la matrice silicatée dans laquelle les oxydes de fer se déposent. A l'échelle microscopique, on peut observer alors (NAHON 1976) l'épigénie totale des silicates (quartz et kaolinite principalement) par les oxydes de fer.

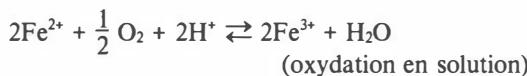
Si la solubilisation du quartz n'exige que de l'eau pure et du temps, la mise en solution d'un aluminosilicate aussi stable que la kaolinite pose, aussi, la question de l'origine des protons indispensables pour générer des ions Al^{3+} solubles. Considérant à nouveau ici que la forme première la plus probable du fer mobile alimentant carapaces et cuirasses est l'ion ferreux, expliciter les grands traits du mécanisme de l'épigénie d'aluminosilicates par les oxydes de fer revient aussi à discuter comment et pourquoi les deux équations chimiques suivantes peuvent être couplées. La première de ces équations est l'équation d'oxydation de l'ion ferreux et de précipitation d'oxyde ferrique, elle s'écrit schématiquement :



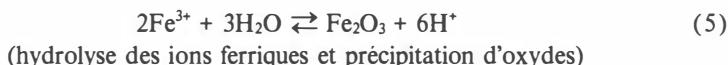
La seconde décrit la mise en solution de la kaolinite ; elle s'écrit :



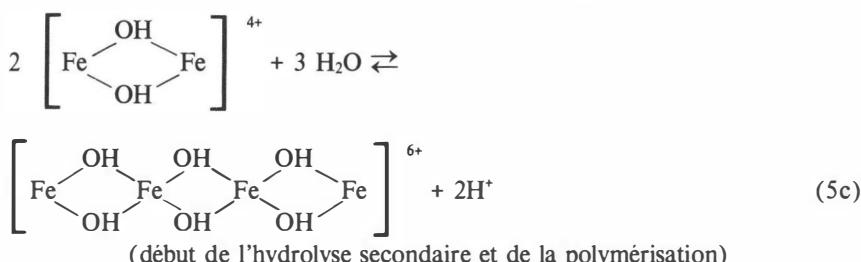
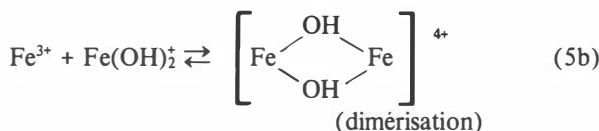
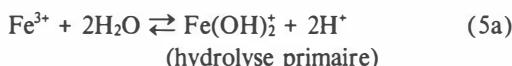
L'équation (2) n'est aussi rien d'autre que l'équation décrivant une des étapes essentielles du processus pédologique que BRINKMAN (1970, 1979) a appelé la ferrolyse. De plus, l'action corrosive vis-à-vis des aluminosilicates des protons libérés pendant la ferrolyse a été observée tant sur le terrain (BRINKMANN *et al.* 1973, CAILLER *et al.* 1984), qu'*in vitro* (GERSTL & BANIN 1980, ESPIAU & PÉDRO 1983). Néanmoins, en vue de son application aux phénomènes de latérisation, il paraît intéressant de décomposer cette équation (2) en ses principales étapes en distinguant l'oxydation de l'ion ferreux de la précipitation de l'oxyde de fer. On peut écrire alors :



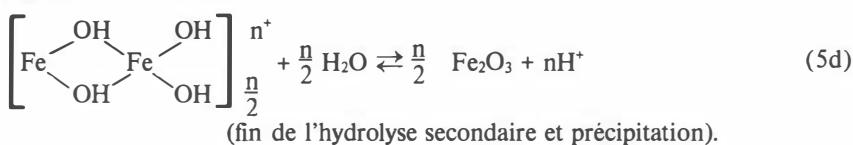
et



La distinction entre les étapes schématisées par les équations (4) et (5) fait déjà apparaître qu'aucun effet corrosif particulier ne peut résulter de la réaction d'oxydation de l'ion ferreux : au contraire, cette réaction consomme des protons. L'équation (5) quant à elle nous ramène directement aux phénomènes de polymérisation, d'hydrolyse et de précipitation discutés dans la première partie de cette communication. En outre, ces phénomènes se prêtent bien à être décrits par une séquence de réactions particulières que l'on peut schématiser comme suit :



et enfin



L'écriture de la séquence, hydrolyse primaire, hydrolyse secondaire et précipitation (équations 5a à 5d) présente l'avantage de faire apparaître clairement que c'est par étapes successives que des protons sont libérés lorsqu'une solution sursaturée en espèces ferriques évolue spontanément vers son état d'équilibre.

Il convient aussi de remarquer qu'alors que l'hydrolyse primaire (équation 5a) est un phénomène pratiquement instantané, l'hydrolyse secondaire (équation 5c et d) est un processus beaucoup plus lent. En conditions soigneusement contrôlées, DOUSMA & DE BRUYN (1978) ont mesuré que la libération de protons caractéristique de cette seconde étape pouvait se manifester pendant plusieurs semaines, voire même plusieurs mois.

Pour des solutions ferriques naturelles métastables en transit dans un milieu poreux, la distinction entre une étape rapide et une étape lente dans le phénomène d'hydrolyse présente encore un autre intérêt. Cette distinction permet d'émettre l'hypothèse que la production de protons associée à ces deux étapes n'aura pas nécessairement lieu sur le même site.

Considérant ce qu'il a été dit précédemment concernant le rôle joué par les interfaces solides-solutions pour accélérer la polymérisation des ions ferriques (équations 5c et 5d), il peut être attendu que ces interfaces seront donc aussi des sites particulièrement acides. De même, les solides créant ces interfaces pourront devenir la cible privilégiée des protons libérés pendant la polymérisation des ions ferriques. En bon accord avec ces prédictions, TORRES SANCHEZ (1983) a observé que lorsque la polymérisation de solutions ferriques était induite par la présence de kaolinite, précipitation d'oxydes à l'interface kaolinite-solution et libération d' Al^{3+} soluble en provenance du solide créant l'interface étaient deux phénomènes concomitants. Dans cette simple expérience est donc bien réalisé, tant dans l'espace que dans le temps, le couplage entre immobilisation d'oxydes de fer et destruction du silicate sur le site même où le fer s'immobilise, qu'exige le phénomène d'épigénie.

Enfin, si, comme nous l'avons souligné déjà, le schéma du mécanisme proposé ici pour éclairer le phénomène d'épigénie, présente une analogie certaine avec le processus de ferrolyse, une distinction importante doit être notée. Le ferrolyse est en effet décrite par BRINKMANN (1979) comme un

processus cyclique où alternent réduction et oxydation et qui fonctionne dans le cadre d'un bilan isofer. Pendant les processus de latérisation, et singulièrement pendant l'épigénie, il y a par contre apport net de fer initialement soluble. Or l'apport de fer soluble dans un milieu où les oxydes de fer s'accumulent signifie aussi un apport net de protons.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient vivement le Professeur P. G. Rouxhet ainsi que le Dr M. Gennen et le Dr R. Torres du Groupe de Physico-Chimie minérale et de Catalyse (Louvain-la-Neuve) pour de nombreuses discussions ainsi que pour la permission d'utiliser certains de leurs résultats expérimentaux.

BIBLIOGRAPHIE

- BRINKMAN, R. 1970. Ferrolysis, a hydromorphic soil forming process. — *Geoderma*, 3 : 199-206.
- BRINKMAN, R. 1979. Ferrolysis, a soil forming process in hydromorphic conditions. — *Agricultural Research Reports*, n° 887, Center for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen.
- BRINKMAN, R., JONGMANS, A. C., MIEDEMA, R. & MAASKANT, P. 1973. Clay decomposition in seasonnally wet, acid soils : micromorphological, chemical and mineralogical evidence from individual argillans. — *Geoderma*, 10 : 250-270.
- CAILLER, M., GURY, M. & GUILLET, B. 1984. Dissolution d'oxyhydroxydes de fer et altération différentielle de minéraux phylliteux en milieu hydromorphe. — *Pédologie*, 34 : 43-66.
- DOUSMA, J. & DE BRUYN, P. L. 1976. Hydrolysis precipitation studies of iron solutions - I. Model for hydrolysis and precipitations from Fe (III) nitrate solutions. — *J. Colloid Interface Sci.*, 56 : 527.
- DOUSMA, J. & DE BRUYN, P. L. 1978. Hydrolysis precipitations studies of iron solutions - I. Aging studies and the model for precipitation from Fe (III) nitrate solutions. — *J. Colloid Interface Sci.*, 64 : 154.
- ESPIAU, P. & PÉDRO, G. 1983. Étude du phénomène de ferrolyse par voie expérimentale, production d'acidité d'échange et mise en évidence du rôle catalytique des minéraux argileux. — *Science du Sol*, 3 (4) : 173-184.
- GENNEN, M. 1984. Rétention d'ions ferriques et d'oxy-hydroxydes ferriques par la silice. — Thèse de doctorat, Faculté des Sciences agronomiques, Université Catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve.
- GERSTL, Z. & BANIN, A. 1980. Fe^{2+} - Fe^{3+} Transformation in clay and resin ion-exchange systems. — *Clays and Clay Miner.*, 28 : 335-344.

- NAHON, D. 1976. Cuirasses ferrugineuses et encrustement calcaires au Sénégal oriental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs : Géochimie, structure, relais et coexistence. — *Sci. Géol. Mém.*, **44**, 232 pp.
- TAYLOR, R. M. & SCHWERTMANN, U. 1974. Maghemite in soils and its origin. II. Maghemite synthesis at ambient temperature and pH 7. — *Clays and Clay Miner.*, **10** : 299-310.
- TORRES SANCHEZ, R. M. 1983. Étude de l'association entre la kaolinite et les oxydes de fer. — Thèse de doctorat, Faculté des Sciences, Université Catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve.

Journée d'étude – Studiedag
«Les processus de latéritisation» – «Het laterisatieproces»
(Bruxelles, 22.V.1984, Brussel)
Académie royale des Sciences d'Outre-Mer
Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen
pp. 73-91 (1985)

Geo-Eco-Trop.
8 (1984, n° 1-4) : 73-91
publ. 1985

SOME ASPECTS OF KAOLINITE DISSOLUTION BY A LATERITE-INDIGENOUS MICRO-ORGANISM

BY

M. J. MCFARLANE & M. T. HEYDEMAN *

SUMMARY. — Geomorphological evidence is presented, which indicates extensive dissolution of kaolinite during lateritisation in Uganda. The results are presented of leaching experiments which explored the effect of a laterite-indigenous micro-organism from Uganda on a saprolite containing predominantly quartz and kaolinite. The extent of the kaolinite dissolution is shown by XRD, DTA, DTG and TG. A comparison is made between the kaolinite before treatment and kaolin surviving treatment, using TEM and EPMA. The study indicates mobilisation of Al. The crystals show a progressive depletion of Al, which is associated with sorption of K. The deterioration of crystallinity is shown by electron diffraction patterns.

RÉSUMÉ. — *Quelques aspects d'élimination de la kaolinite par des micro-organismes prélevés dans un milieu latéritique.* — Il peut être tiré de certaines considérations sur la géomorphologie de l'Ouganda, des arguments en faveur d'une importante élimination de la kaolinite pendant les processus de latérisation. C'est pourquoi des expériences de lessivages ont été menées à l'aide de micro-organismes prélevés dans un milieu latéritique du pays sur une altérite contenant essentiellement du quartz et de la kaolinite. L'importance de l'élimination de la kaolinite avant le traitement et la kaolinite qui a subsisté, a été faite à l'aide du microscope électronique et de la sonde qui lui est associée. Il s'est produit un dépôt progressif de l'aluminium associé à une adsorption de K. La détérioration de la cristallinité apparaît sur les diagrammes de diffraction électronique.

SAMENVATTING. — *Enkele aspecten van de eliminatie van kaoliniët door mikro-organismen voortkomend uit een lateritisch milieu.* — Uit zekere beschouwingen over de geomorfologie van Oeganda kunnen argumenten getrokken worden ten voordele van een belangrijke eliminatie van kaoliniët tijdens de laterisatieprocessen. Daarom werden oplossingsproeven uitgevoerd met behulp van mikro-organismen uit een lateritisch milieu van het land op een lateriet dat uitsluitend kwarts en kaoliniët bevat. Het belang van de eliminatie van het kaoliniët vóór de behandeling en het kaoliniët dat overbleef werd vastgesteld met behulp van de elektronenmikroscoop en van de toebehorende sonde. Er ontstond een geleidelijke neerslag van Al, samen met een adsorptie van K. De afbraak van de kristalstructuren wordt duidelijk op de diagrammen van elektronische diffractie waargenomen.

* Department of Microbiology, University of Reading, Reading (Great Britain).

Introduction

Studies of laterite and landsurface development in Uganda have indicated that here kaolinite dissolution has been predominantly congruent during lateritisation. Both Si and Al are "leached" from the profiles. It appears that incongruent dissolution, involving the selective "leaching" of Si and relative accumulation of Al, has not occurred (KAFOL 1970); despite extensive mapping and analyses of laterite by the Geological Survey of Uganda, bauxite has not yet been found. It is the purpose of this paper, first, to present the geomorphological evidence for extensive kaolinite dissolution in both low and high level profiles and secondly, to present evidence for a microbial agent in this dissolution.

1. Geomorphological evidence for kaolinite dissolution

1.1. Low level profiles.

The low level profiles in Uganda, those associated with Wayland's P III (WAYLAND 1931, 1933, 1934) vary considerably. These variations can, nevertheless, be placed in classes corresponding to stages of development in the laterite familial progression. In the first class of profiles, pisoliths form within the range of oscillation of the groundwater-table (Fig. 1). In the dry season, this type of profile can be examined in hand-dug wells, common in central and northern Uganda. The pisoliths are about 1/2-1 cm in diameter, well rounded, dark red (7.5R 3/6-8), unbanded, goethite and haematite impregnated "lithorelics", enclosing undisturbed saprolite. They are matrix supported, the inter-pisolith matrix being predominantly kaolinite and quartz. There is no evidence for relative enrichment of Fe in the profile, merely the segregation of iron originally dispersed in the saprolite (as it is in the saprolite below the zone of oscillation water-table). The frequency of pisoliths varies with lithology and apparently expresses the original iron content of the saprolite.

In the second class of profiles identical pisoliths also occur in the vadose zone above the zone of oscillation (Fig. 1). They are also matrix supported. Their similarity indicates a similar environment of formation, from which it must be concluded either that the zone of oscillation has narrowed or that the present, narrowly-oscillating zone has lowered, leaving in both cases "dead" pisoliths in the vadose zone.

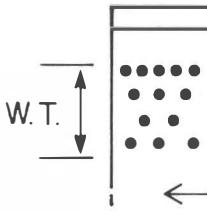
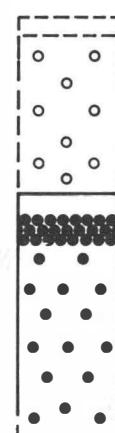
Class 1		matrix supported pisoliths saprolite	contemporaneous pisolith formation within the zone of groundwater-table oscillation
Class 2		matrix supported pisoliths	large vertical spread of matrix supported pisoliths above groundwater level
Class 3		grain supported pisoliths matrix supported pisoliths	grain supported pisoliths in the base of the soil, overlying matrix supported pisoliths

Fig. 1. — The three classes of groundwater pisolithic laterite in lowland areas of Uganda.

In the third class of profiles the pisoliths occur not only within the range of oscillation of the water-table and in the vadose zone but they also occur in the base of the mechanically disturbed part of the soil profile (Fig. 1). Here they are "packed", i.e. grain-supported. The overlying soil and the inter-pisolith material is a red oxisol. The pisoliths have a yellow cutan of goethite (goethan). The pisoliths themselves encapsulate undisturbed saprolite, as in the two previous classes, and they are entirely similar except that the smaller, harder, better rounded specimens dominate. The grain supported fabric

indicates extensive removal of the original kaolinite and quartz matrix, the residue and the breakdown products of the larger softer pisoliths providing "parent material" for the development of the oxisol between and above the pisoliths. Since such sheets of packed pisolithic laterite occupy all catenary positions and drape the interfluves, it must be concluded that a column of pisolith-bearing saprolite has been reduced in volume in order to yield the concentration ("remanié" or "colluvium"), that is, the landsurface has lowered physically (Fig. 1). Since water-table movement reflects landsurface movement, the zone of oscillation of the water-table must also have lowered. Thus, given the choice of conclusion between narrowing of the water-table oscillation (reduced range) or lowering of the present narrowly-oscillating water-table to explain the second class of profile (Fig. 1), the latter is clearly appropriate. Without wishing to imply that climatic change has not to some extent affected the range of oscillation, it must surely be conceded that the spread of matrix-supported pisoliths in the profile is simply too great — often 15 to 20 metres — for us realistically to postulate that all formed at the same time within a former, more widely oscillating zone. Hydrologists, for example, describe "maximum" oscillations of 3-5 m where there is a monsoon climate (PRASAD & SINHA RAY 1980).

This poses the central problem of how the kaolinite and quartz matrix is removed. Removal could be either mechanical or chemical. Geomorphologists tend to favour the former. A change of climate is popularly evoked, i.e. drier conditions or more markedly seasonal precipitation, which resulted in destruction of the original forest cover thus permitting rainfall to "flush out" the inter-pisolith fines. Without doubt, forest destruction does produce this effect on a small scale but as a general mechanism to explain pisolith concentration it is quite inadequate for two reasons. The sheets of packed pisoliths are often too thick — commonly several and sometimes tens of metres. Recognising the problem of the scale of the "flushing", DE DAPPER (pers. comm.) suggested that removal may be in the context of a series of small retreating pediments, outflushing associated with each increment leading to a thick deposit of packed pisoliths. This nevertheless leaves unsolved the second problem of where all this material has gone. For every metre thick concentration of pisoliths there should be an equivalent deposit of kaolinite and quartz several metres thick. Although local deposits occur these are small and relatively rare. There are no kaolinite deposits which could conceivably correspond with the extensive, thick pisolithic laterites which blanket enormous areas of the tropics. Chemical removal of kaolinite and quartz is clearly indicated.

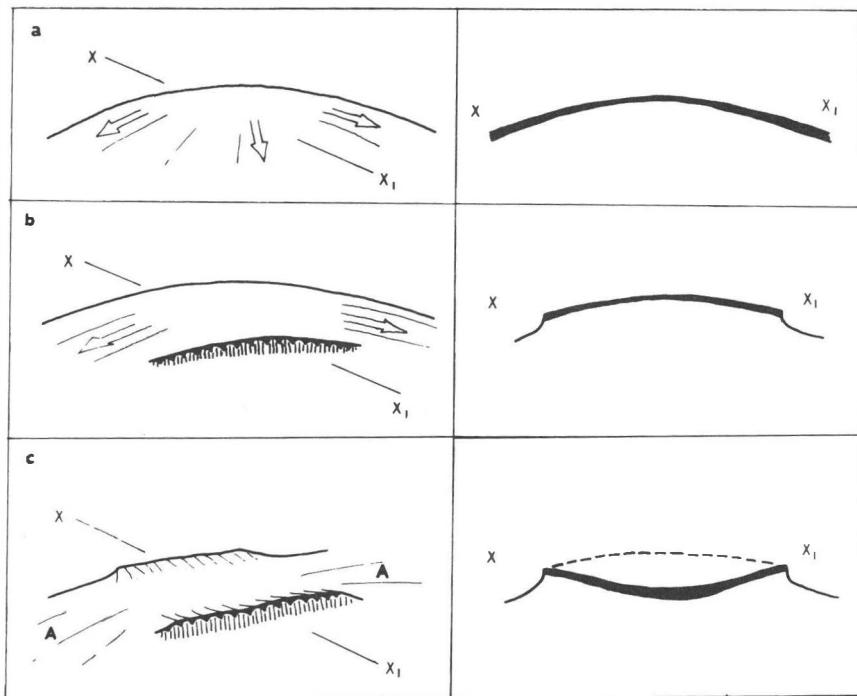


Fig. 2. — An example of relief inversion in Murchison Park, in the Western Rift Valley of Uganda.

The extensive disappearance of the kaolinite and quartz matrix during the process of landsurface downwasting and pisolith concentration is shown by a previously undescribed form of relief inversion which occurs in the Western Rift Valley of Uganda, in Murchison Park. Here, the Pleistocene sediments are in places capped by a thin layer (*c.* 0.5 m) of packed pisolithic laterite, comparable to the material already described. It overlies saprolite containing dispersed pisoliths. The geology and geomorphology of this area has been described by BISHOP (1965). The laterite has been incised in places so that it caps numerous low mesas. In other places it is unincised and drapes rolling interfluves. Examples were also found of partial incision. Of particular interest was the occurrence of mesas which were undercut on two sides only. Where the laterite cap was incised it stood higher, to form elevated "wings", a few metres above the central area (Fig. 2c). Fig. 2 summarizes the development of this feature. Evidently the slight induration of the laterite profile, where it was incised, was sufficient to terminate the mechanism of

downwasting. At the unincised parts of the interfluve the mechanism continued (Fig. 2b), eventually lowering the summit below the incised flanks (Fig. 2c). At the open "ends" of the interfluve (A in Fig. 2c) the layer of pisoliths was deeper than at the exposed wings. Not only does this example of relief inversion provide confirmation for the proposed mechanism of downwasting and concomitant accumulation of pisoliths, based on the familial progression but it also indicates that the kaolinite and quartz matrix is chemically removed since there is a complete absence of kaolinitic deposits in the vicinity.

1.2. High level profiles.

Where the high level laterites of Buganda are permeable, the carapace is often strongly deformed by "pseudo-karst" subsidence features. These have been described elsewhere (MCFARLANE 1973). Their scale is often sufficient to suggest that the saprolite below the collapsed carapace is entirely removed rather than that it has merely compacted. This belief was supported by drilling through one of the undeformed mesas, Nsamizi Hill at Entebbe, capped by a relatively impermeable sheet of packed pisolithic laterite, below which the saprolite was unleached (i.e. there was no "pallid" or Fe depleted zone). When the packed pisolithic laterite had been penetrated, the water of circulation was lost, but core recovery was good until at a depth of about 30 ft. (9 m) no core was recovered. The first attempt to case the hole with cement was unsuccessful; redrilling failed to locate the cement (!). The exercise was repeated. The recovered cement core contained small fragments of kaolinite and quartz "float" which had collapsed into what was evidently a large hole in the saprolite inside the hill. Once through the cement, undisturbed saprolite was again penetrated. It is difficult to see how the material could be removed in such a context by a mechanical process. Chemical removal is clearly indicated.

Further support for the belief that kaolinite is physically removed from the high level profiles by a process of dissolution comes from Kako Hill, near Masaka, Western Uganda. There a large cave had been excavated below the carapace of the mesa (as well as several shafts on the subcarapace slope) by prehistoric man, for purposes unknown (LANNING 1954). Inside the cave, a matrix-supported pisolithic laterite was exposed. The pisoliths and larger nodules occurred within a typical white, kaolinite and quartz matrix. Relict rock structures were preserved in the form of near vertical bands with variable pisolith frequency. The cave was roofed by grain-supported pisolithic laterite, which forms the carapace of the hill. One wall of the matrix-supported

pisolithic laterite, exposed in the cave, contained a 5 cm wide vein of quartz which had been replaced by kaolinite "shells". Only "core stones", about 2 cm in diameter, of the original quartz remained in the centre of the former vein. Such neoformation of kaolinite to replace quartz is only possible if Al is moving downwards through the profile in "solution". There is no possible source for this Al other than by dissolution of the former kaolinitic matrix between the overlying pisoliths and nodules.

In short, field evidence clearly points to extensive kaolinite dissolution.

2. A microbial role in kaolinite dissolution

Micro-organisms were isolated from a range of high level bauxites and laterites. Details are provided by HEYDEMAN *et al.* (1983). The isolated organisms were introduced to a sterilized saprolite (pallid) from Sydney, Australia, containing predominantly quartz and kaolinite, with a little mica. These leaching experiments showed that several of the organisms effected kaolinite dissolution, as indicated by lower Al values in the treated solid samples as compared with the untreated solids. The Al leached from the saprolite was largely undetected in the liquids assayed by the spectrophotometric methods of HILL (1959) presumably because the material is complexed. This kaolinite dissolution supports a postulated microbial role in bauxitisation (MCFARLANE 1983). Further research is necessary to determine the nature of the "solutions" with a view to examining whether the Al liberated has protracted or limited mobility in the natural environment, as this bears on the question of whether it may be locally precipitated as gibbsite, yielding bauxite or may have a sufficiently protracted mobility to allow it to be entirely leached out of the profile. The most effective kaolinite dissolution was achieved by an organism from an unbauxitized laterite. This organism came from a depth of 5-6 ft (1.5-2 m) in a high level laterite profile on Nakawungu Hill, Uganda. The laterite and its context have been described elsewhere (MCFARLANE 1971). The hill is typical of the Buganda Surface and is strongly modified by post-incision subsidence features including enclosed hollows (PATZ 1965).

Chemical analyses of the quartz/kaolinite saprolite (QKS) before and after the microbial leaching treatment are shown in Table 1. 54.43% by weight of Al was removed (WILLIAMS 1981). X-ray diffraction (XRD) of the quartz/kaolinite saprolite (QKS) before and after the microbial leaching treatment are shown in Fig. 3. Treatment was for a period of 37 days, by which time the kaolinite peak at 7.08 Å was reduced to less than one third.

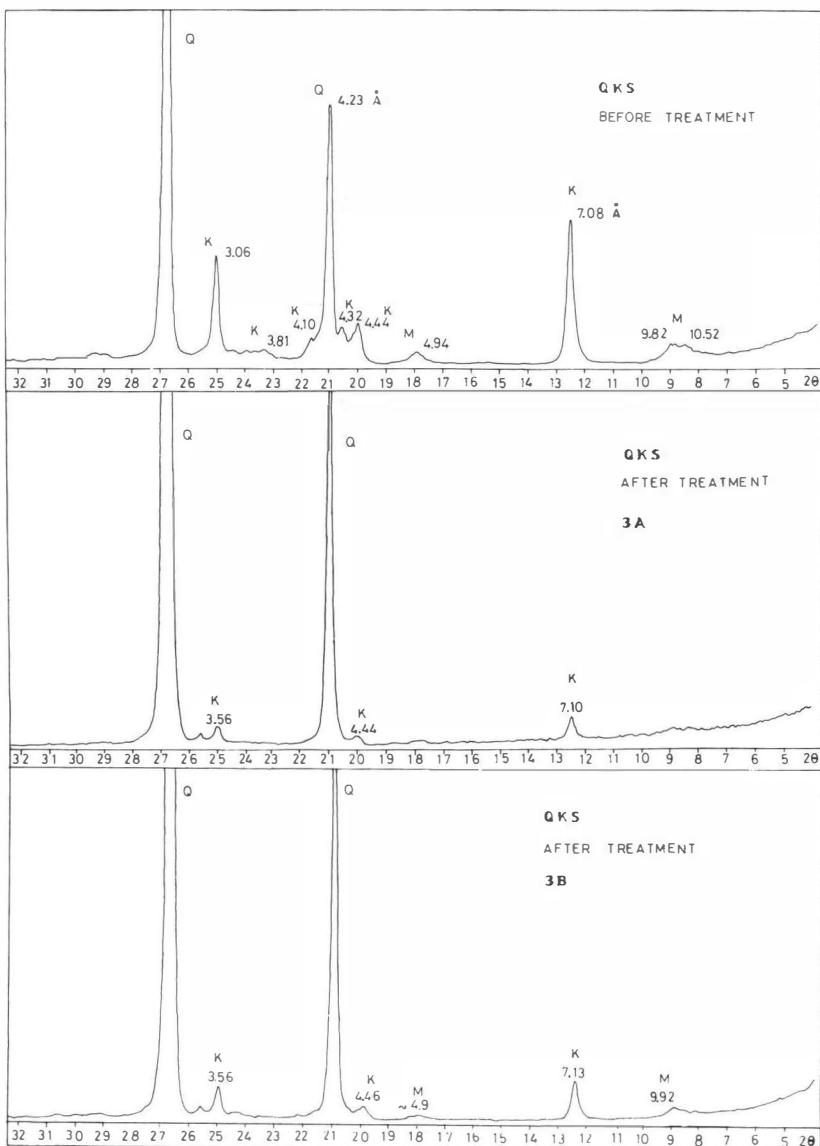


Fig. 3. — X-ray diffraction traces of quartz/kaolinite saprolite (QKS) before and after microbial leaching. 3A and 3B are duplicates. Q = quartz ; K = kaolinite ; M = mica.

Table 1

Solids and liquids assayed by spectrophotometric methods of HILL (1959).

Liquid samples were used directly; solid samples were first solubilized by fusion with NaOH. (WILLIAMS 1981)

	Wt % Al in solid fraction		Wt % Al in liquid fraction	Final pH of liquid fraction
	assays	mean		
QKS (before treatment)	3.36 3.45	3.4		
3A } after treatment 3B } -duplicates	1.90 1.34 0.81 1.51	1.62 1.16	0.0014 —	3.05 4.50

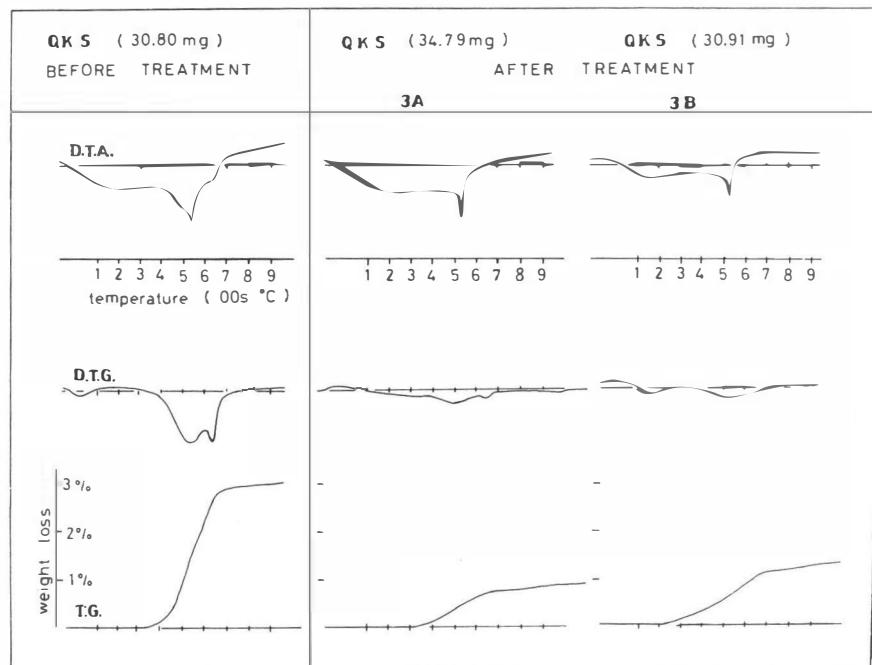


Fig. 4. — Differential thermal analysis, differential thermal gravimetry and thermal gravimetry of quartz/kaolinite saprolite (QKS) before and after microbial leaching (3A and 3B are duplicates).

Note its much reduced size in relation to the quartz peak at 4.23A. The kaolinite destruction was confirmed by thermal methods in air (Fig. 4).

In order to examine further the effects of the treatment, the kaolinite was separated from the supernatant liquid by centrifugation, resuspended in water and dried on a grid. The chemistry, morphology and crystallinity of 95 kaolinite crystals were examined by electron microscopy and electron probe microanalysis using a Jeol Model 1065, with a KEVEX crystal, Link System 290.

3. Chemistry

3.1. *Al/Si peak ratios.*

Counts per second were recorded at the peak for these elements and corrected for background in an adjacent part of the spectrum. Although peak heights are not quantitative the changing relationships of Al and Si may be examined by comparing the relative peak heights. Distribution of the Al/Si peak ratios of the saprolite before treatment (QKS-untreated) and after treatment (QKS-3A and 3B) are shown in figure 5. The mean Al/Si peak ratio before treatment (35 crystals) was 0.76 and after treatment (60 crystals) was 0.61. Of more significance is the bimodality of the Al/Si peak ratios which suggests a preferred ratio of 0.2 to 0.3 in the Al-depleted material. Of the kaolins surviving treatment a larger proportion were significantly Al-depleted (i.e. with Al/Si peak ratio <0.75), that is 59% as compared with 28% in the original material. 41% of the post-treatment kaolins but only 6% of the untreated material had ratios of less than 0.6.

3.2. *Potassium and other associated elements.*

In order to examine the varying relationships between Al, Si and K, the number of counts per second for the peaks of Al, Si and K were summed and each component expressed as a percentage of the total. These values were plotted on ternary diagrams (Fig. 6). Treated material is shown in (A), untreated in (B). Equal Al/Si peak ratio lines were drawn to allow examination of K variability within the ratio categories 1.0-0.75, 0.75-0.5, 0.5-0.25 and less than 0.25. In both the untreated and treated materials a high proportion (some 80%) of the kaolin with abnormally low Al/Si peak ratios (<0.75) had detectable K peaks. In the untreated material 38% of the kaolin with normal Al/Si peak ratios (>0.75) had detectable K peaks, but after treatment only 24% of the surviving normal kaolin had K peaks. This appears

to suggest that the formation of the strongly adsorbing Al-deficient kaolin effects transfer of K from the normal to the deficient variety. Peaks for other elements associated with the Al-deficient material in the treated samples included Fe in five cases, Ba in two and Zn and Na each in one case.

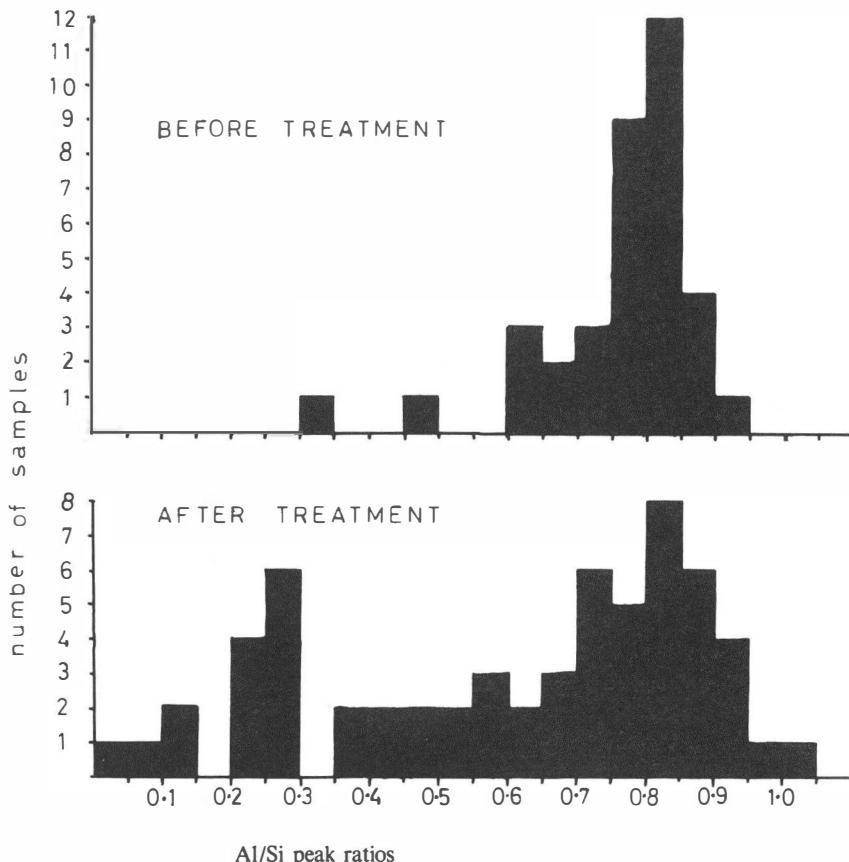


Fig. 5. — Aluminium/silicon peak ratios (EPMA) of kaolin crystals before and after microbial leaching.

4. Kaolinite morphology

4.1. Treated material.

Of the surviving kaolinite, part appeared to be unaffected by the treatment. The crystals were generally hexagonal, with no evidence of Al

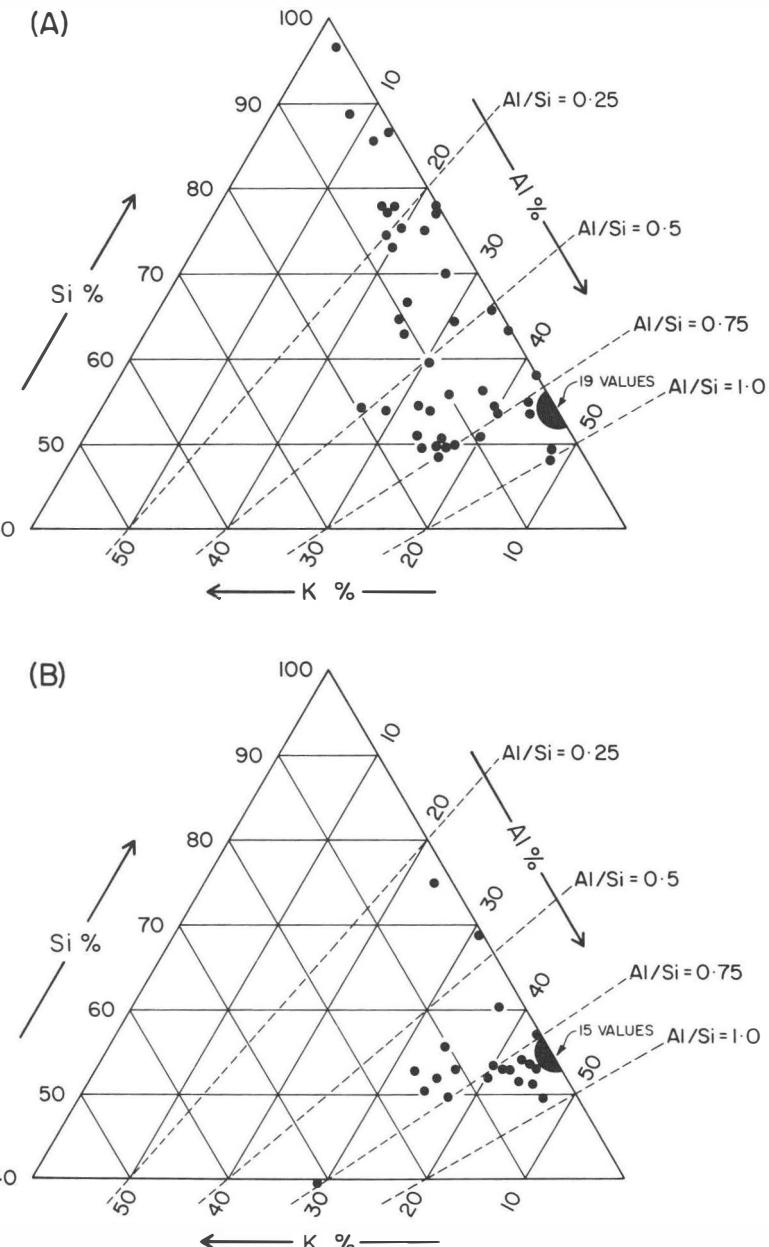


Fig. 6. — The relationships between Al, Si and K peak intensities (EPMA) of kaolin crystals before and after microbial leaching. (A) = treated material ; (B) = untreated. For explanation see text.

depletion. Photogr. 1 shows two such crystals. The Al/Si peak ratios are 0.91 and 0.92 for the smaller and larger one respectively. In other cases, although the form of the crystals appeared normal, there was Al depletion. Photogr. 2 shows one such good hexagonal (crystal A) with Al/Si peak ratio of 0.29. In many cases Al depletion was associated with some deterioration of crystal morphology (Photogr. 3). In this case the Al/Si peak ratio was 0.73. In many other cases morphology was very irregular (Photogr. 4). Here the Al/Si peak ratio was 0.14. A further example can be seen in Photogr. 5, where the ratio was 0.78. Another example (crystal B), shown in Photogr. 2, had a Al/Si peak ratio of 0.09. Disaggregation into what appeared to be a mass of crystallites is often associated with serious Al depletion (Photogr. 6). In this example the Al/Si peak ratio was 0.22. Ultimately, disaggregation is extensive, as shown on Photogr. 7; the "grainy" background is gold coating in this case. Photogr. 8 shows the organism adjacent to disaggregated kaolin, with an Al/Si peak ratio of 0.58. Some small crystallites adhering parallel to the upper surface of the organism suggest a positive charge on the bacterial wall, which is relatively rare (CAMPBELL 1983).

4.2. Untreated material.

The majority of the kaolinite crystals examined had good morphology or fairly clear boundaries. Crystal A in Photogr. 9 is an example, with Al/Si peak ratio of 0.83. Another example can be seen in Photogr. 10, crystal A (at least two superimposed crystals) with an Al/Si peak ratio of 0.84. Of interest was the occurrence also of some rather more poorly defined crystals, e.g. crystal B in Photogr. 10, which had an Al/Si peak ratio of 0.67 and also some very poor crystals, of which one is shown in Photogr. 11 (Al/Si ratio of 0.68).

5. Crystallinity

The crystallinity indices of the kaolinite before treatment (QKS) and after treatment (3A and 3B) were calculated from the XRD traces, following the method of HUGHES & BROWN (1979). The index for the pre-treatment kaolinite was 4.16. The material after treatment had a lower index, 2.0 in the case of 3A and 3.33 in the case of 3B.

Photogr. 12 shows the electron diffraction pattern for a pre-treatment kaolinite crystal, the normal crystal A shown in Photogr. 10 (gold coating). The elongation of the light dots indicates the superimposition of crystals.

Photogr. 13 shows the poorer pattern for crystal B on the same plate. Photogr. 14 shows the pattern for one of the few crystals with very poor morphology in the untreated material, the crystal shown in Photogr. 11. Here the scatter of light dots between the gold rings indicates only some very poor ordering.

The Al-depleted kaolin in the treated material (3A and 3B) was very poorly ordered, again with only a scatter of light dots between the gold rings to indicate some ordering. It was not possible to find a relationship between dot pattern or frequency and crystal morphology. For example, the electron diffraction pattern for the dark irregular mass on the left of Photogr. 7, where the Al/Si peak ratio was 0.59, is shown in Photogr. 15. The poor, but more cohesive, kaolin crystal, with Al/Si peak ratio of 0.66, shown in Photogr. 16 (crystal A) had an electron diffraction pattern with fewer inter-ring dots

Fig. 7.

- Photogr. 1. — Two normal kaolinite crystals which survived the microbial treatment. Al/Si peak ratios were 0.91 (the smaller crystal) and 0.92 (the larger crystal).
- Photogr. 2. — After microbial treatment, some crystals retained good morphology (crystal A) but were Al-deficient (Al/Si peak ratio 0.29). Generally Al-depletion was associated with poor morphology (crystal B, with Al/Si peak ratio 0.09).
- Photogr. 3. — Another example of a treated kaolin with poor morphology and low Al/Si peak ratio (0.73).
- Photogr. 4. — In many cases morphology was very irregular in the treated material. In this example the Al/Si peak ratio was 0.14.
- Photogr. 5. — Another example of very poor morphology, after microbial treatment, and low Al/Si peak ratio (0.78).
- Photogr. 6. — Disaggregation into a mass of crystallites was often associated with serious Al-depletion in the treated material. Here the Al/Si peak ratio was 0.22.
- Photogr. 7. — Ultimately disaggregation was extensive in the treated material. The grainy background is gold coating. The electron diffraction pattern for the dark mass on the left (Al/Si peak ratio 0.59) is shown in plate 15.
- Photogr. 8. — The micro-organism, adjacent to disaggregated kaolin (Al/Si peak ratio 0.58).
- Photogr. 9. — In the untreated material the majority of the kaolinite crystals had good morphology or clear boundaries. The example shown here (crystal A) had an Al/Si peak ratio of 0.83. One of the much rarer crystals with very poor morphology is also shown.
- Photogr. 10. — Two more examples of untreated kaolinite. Crystal A (at least two superimposed crystals) had an Al/Si peak ratio of 0.84. (Its electron diffraction pattern is shown on Photogr. 12). Crystal B had less defined boundaries and an Al/Si peak ratio of 0.67. (Its electron diffraction pattern is shown in Photogr. 13).

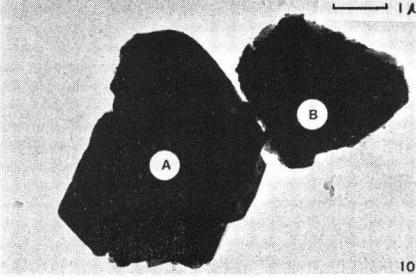
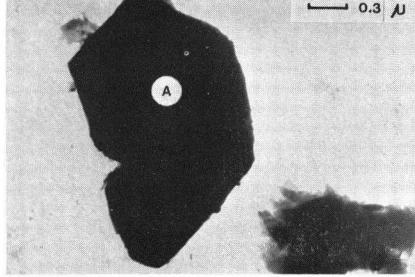
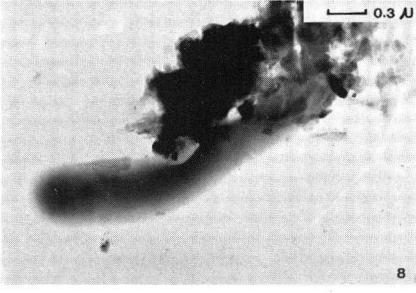
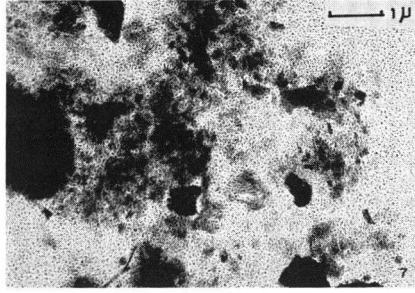
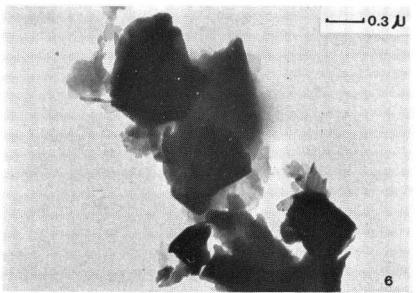
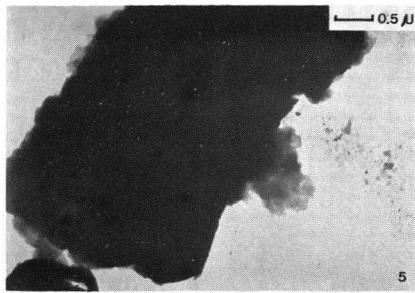
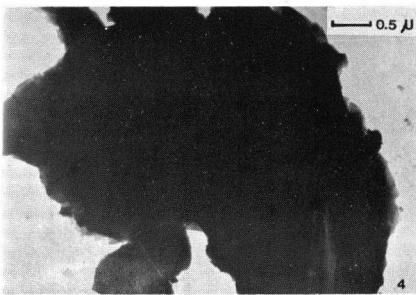
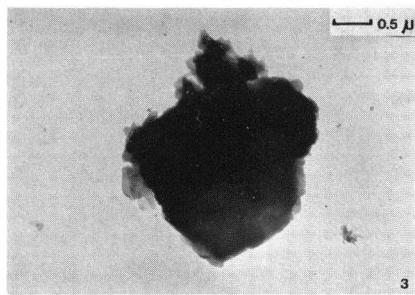
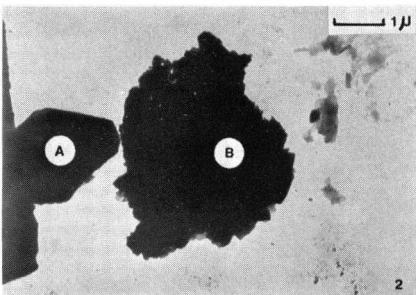
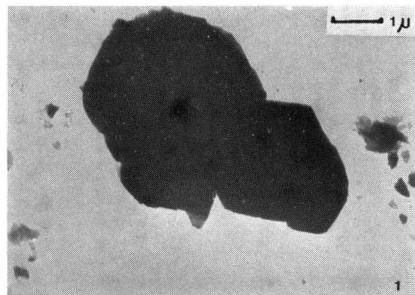


Fig. 7.

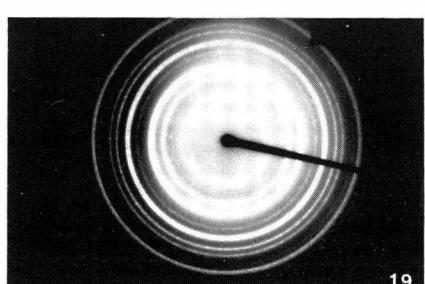
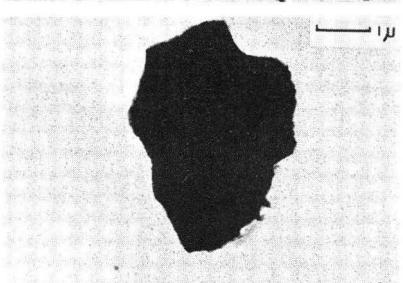
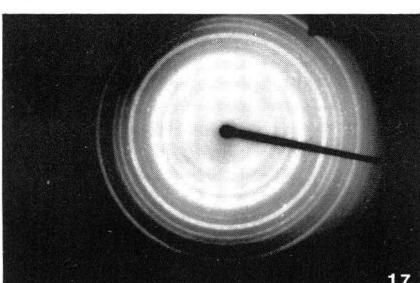
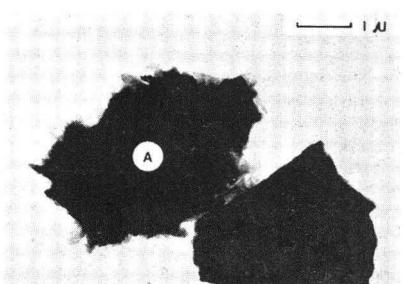
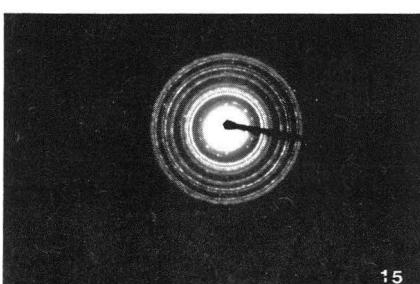
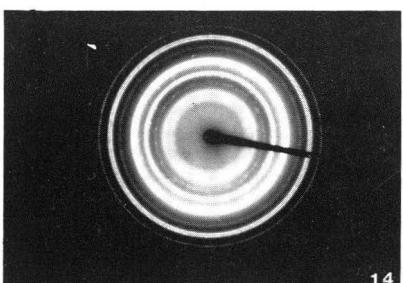
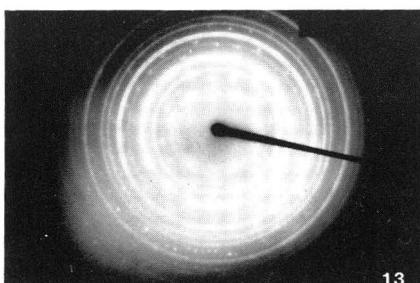
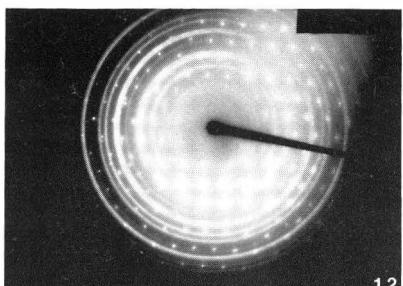
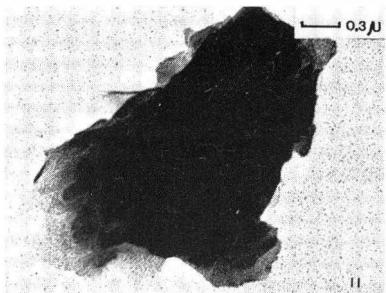


Fig. 8.

(Photogr. 17), while the discrete crystal shown in Photogr. 18, which had an Al/Si peak ratio of 0.67, had an electron diffraction pattern with only rare light dots between the gold rings (Photogr. 19). Further research is needed on this. At present it can only be said that Al-depletion is associated with loss of order.

6. Discussion

The occurrence of a small proportion of Al-depleted kaolins in the original saprolite is important, not only because it indicates that these occur in lateritic materials in nature. It is significant because this Fe-depleted saprolite from Sydney occurs as the matrix between iron segregations. This laterite is essentially similar to the spaced pisolithic laterite in Uganda where the up-profile concentration of pisoliths was attributed, by geomorphological evidence, to chemical removal of matrix kaolinite. Similar concentration occurs in Sydney.

Fig. 8.

- Photogr. 11. — An example of the few crystals with very poor morphology in the untreated material. A 1/Si peak ratio was 0.68. The electron diffraction pattern is shown in Photogr. 14.
- Photogr. 12. — Electron diffraction pattern of the untreated kaolinite crystal shown in Photogr. 10 (crystal A). The extension of the dots indicates superimposition of crystals.
- Photogr. 13. — Electron diffraction pattern of a more poorly defined crystal in the untreated material (crystal B on Photogr. 10).
- Photogr. 14. — Electron diffraction pattern of one of the few crystals with very poor morphology in the untreated material (crystal shown in Photogr. 11). Note the scatter of dots between the gold rings, indicating some ordering.
- Photogr. 15. — Electron diffraction patterns for the treated material indicated general disordering. This example is the pattern for the dark irregular mass on the left of Photogr. 7 (Al/Si peak ratio 0.59).
- Photogr. 16. — An example of a discrete, crystal (A) with very poor morphology from treated material. A 1/Si peak ratio was 0.66. The electron diffraction pattern is shown in Photogr. 17.
- Photogr. 17. — Electron diffraction pattern for the crystal A (shown on Photogr. 16) from treated material. Note again the scatter of inter-ring dots, indicating some poor ordering.
- Photogr. 18. — A more discrete crystal, from treated material, with Al/Si peak ratio of 0.67. The electron diffraction pattern is shown in Photogr. 19.
- Photogr. 19. — Electron diffraction pattern of the crystal shown in Photogr. 18 (treated material). Again only a scatter of dots between the gold rings indicates some order in the Al deficient "kaolin".

Disordered alumino-silicate material, broadly describable as allophane, has recently been described by BUTT (1983) in W. Australia, where it is responsible for profile induration. Butt suggested that this material is a precursor of kaolinite, which develops from it. Our study suggests that "allophane" can form by the breakdown of kaolinite. This has also been indicated by HUGHES (1980). KILLIGREW & GLASSFORD (1976) suggested that amorphous aluminosilicate matrix associated with Australian sandplains may derive from the disordering of the kaolinite in the underlying pallid zone. It appears that disordering of kaolinite or dissolution may be followed by recrystallization or precipitation lower in the profile in the drier areas of Australia (BUTT, pers. comm.). The slight induration at the free face below the elevated "wings" of the inverted summits in the Western Rift Valley of Uganda may also be attributable to aluminosilicate cementation rather than iron since there the iron is largely segregated into pisoliths dispersed in the saprolite.

Of the treated material, some of the kaolinite is totally unaffected by microbial activity, some is Al-depleted and some is completely destroyed. This variability indicates that proximity to the organisms is important rather than that kaolinite destruction is attributable to the organisms altering the overall pH of the solution in a critical way. Had the general pH been important such extreme local variations would be inexplicable. This poses the question of whether microbial activity effects local pH-controlled dissolution or whether biological complexing occurs. It is conceivable that pH-controlled mobilization of Al at microsites may be maintained when the solubilized materials are washed through the profile where higher pH values occur, but this would depend to a considerable extent on the concentration. Material microbially complexed would be free from these constraints, but until further studies are made of the dissolution products the extent of mobilization, be it local or protracted, remains an open question. Since micro-organisms occur as a discontinuous but ever-changing mosaic within the weathering profile, over a protracted period of time the kaolinite, in total, may be destroyed by their action, allowing the Fe-rich pisoliths to become concentrated, as suggested in the model of pisolithic laterite accumulation. Microbial dissolution of kaolinite accords with the karstification of the Buganda Surface mesas. Any slight depression acts as a focus for both surface water and soil accumulation, and the denser vegetation in such situations would provide a richer source of nutrients for micro-organisms, favouring accelerated dissolution at such sites. Indeed the large-scale summit inversion described by TRENDALL (1962) has already been linked with the deterioration of the forest

vegetation to grass at the periphery of the mesas, this leading to induration and loss of permeability (MCFARLANE 1976, p. 99). In the centres of the mesas where forest survives, permeability and a nutrient supply are maintained and here the summits have subsided to the extent that they are lower than the periphery, giving a "soup-plate" form.

It is not yet known how the quartz is removed from the Ugandan profiles, nor the solid Si residue of the activity of this particular organism. In Uganda both are evidently removed, as is the Al in "solution". In contrast, some profiles in Australia show accumulation of quartz sand in the upper horizons, while Al is precipitated as gibbsite lower in the profile and in some profiles Si is precipitated at some depth as silcrete or opal. Understanding the ultimate nature of laterite profiles appears to rest heavily on an understanding of the activity and interaction of the microbial population as a whole, on the precise nature of the "dissolved" materials and on the environmental conditions which affect the extent of their mobility. It is often claimed that the study of laterite must begin with an understanding of the pH controls on solubility. There is growing evidence from the field that the over-riding importance of the pH control may have been exaggerated by the ease with which its study can be brought back to the laboratory, this leading to a questionable dominance of this factor among the many which interact to produce the residuum. The frequency with which field observations lead to deductions concerning element mobilisation which contradict the behaviour expected from the gross pH of the profiles and from the laboratory studies of pH-controlled mobility point increasingly to the need for more serious work on biological complexing.

7. Conclusions

Extensive kaolinite dissolution occurs in both high and low level laterites in Uganda. An organism from a high level laterite profile in Uganda has been shown in laboratory experiments to effect kaolinite dissolution. The solid residue of the leaching experiments contained less Al than the original material. The bulk of the kaolin was destroyed by the treatment. Of the surviving "kaolin" crystals the majority were Al-depleted. Although in some cases crystal morphology remained apparently unaffected by loss of Al, in most cases loss of Al was associated with poor morphology and ultimate disaggregation into a mass of crystallites. A high proportion of the depleted material had sorbed K. Since, of the crystals unaffected by the treatment, a lower proportion had absorbed K in comparison with the untreated material, transfer of K from the unaffected to the depleted kaolins is indicated. Loss

of A1 is associated with lowered crystallinity indices and disordering is confirmed by electron diffraction patterns.

In the laboratory the effect, upon kaolinite, of an organism from a natural situation in which extensive kaolinite dissolution has been deduced from field work leads to the conclusion that it can explain the dissolution in nature. Further research is needed into the role of micro-organisms in the differential "leaching" which yields lateritic and bauxitic residua, particularly in the high level profiles, formerly presumed to be "dead".

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors gratefully acknowledge the help of Mr. A. Jenkins, Department of Zoology, with electron microscopy and electron probe microanalysis, Mr. A. Cookman, Soil Science Department, with thermal analysis and Miss G. Stewart and Dr. A. Parker, Department of Geology, with XRD. We would also like to thank Dr. M. de Dapper, Rijksuniversiteit Gent, Belgium, Prof. R. Gilkes, University of Western Australia, Dr. C. R. M. Butt, CSIRO, W. Australia and Dr. J. C. Hughes, Soil Science Department, for helpful information and discussion.

REFERENCES

- BISHOP, W. W. 1965. Quaternary geology and geomorphology in the Albertine Rift Valley, Uganda. — *Spec. Pap. geol. Soc. Am.*, **84** : 293-321.
- BUTT, C. R. M. 1983. Aluminosilicate cementation of saprolites, grits and silcretes in Western Australia. — *J. geol. Soc. of Australia*, **30** : 179-186.
- CAMPBELL, R. 1983. Microbial Ecology (2nd edition). — Blackwell Scientific Publications, Oxford, 191 pp.
- HEYDEMAN, M. T., BUTTON, A. M. & WILLIAMS, H. D. 1983. Preliminary investigation of micro-organisms occurring in some open blanket lateritic silicate bauxites. — In: Proceedings of the IInd International Seminar on Laterisation Processes (São Paulo, Brazil, 1982), pp. 225-236.
- HILL, U.T. 1959. Photometric determinations of aluminum in steel. — *Analytical Chemistry*, **31** : 429-431.
- HUGHES, J. C. 1980. Crystallinity of kaolin minerals and their weathering sequence in some soils from Nigeria, Brazil and Colombia. — *Geoderma*, **24** : 317-325.
- HUGHES, J. C. & BROWN, G. 1979. A crystallinity index for soil kaolins and its relationship to rock, climate and soil maturity. — *J. Soil Science*, **30** : 557-563.
- KAFOL, N. 1970. An investigation into the possible sources of raw material for an aluminium industry in Uganda. — Rep. geol. Dep. Uganda (unpublished), NK/1, 31 pp.

- KILLIGREW, L. P. & GLASSFORD, D. K., 1976. Origin and significance of kaolin spherules in sediments of south western Australia. — *Search*, **7** : 393-394.
- LANNING, E. C. 1954. Notes on certain shafts in Buganda Toro. — *Uganda J.*, **18** : 187-90.
- MFARLANE, M. J. 1971. Lateritization and landscape development in Kyagwe, Uganda. — *Quart. J. geol. Soc. Lond.*, **126** : 501-539.
- MFARLANE, M. J. 1973. Laterite and topography in Buganda. — *Uganda J.*, **36** : 9-22.
- MFARLANE, M. J. 1976. Laterite and landscape. — Academic Press, 151 pp.
- MFARLANE, M. J. 1983. The temporal distribution of bauxitisation and its genetic implications. — In: Proceedings of the IIInd International Seminar on Lateritisation Processes (São Paulo, Brazil, 1982), pp. 197-208.
- PATZ, M. J. 1965. Hill-top hollows — further investigations. — *Uganda J.*, **29** : 225-228.
- PRASAD, K. K. & SINHA RAY, S. P. 1980. Role of ground water in the lateritisation of hills around Gauhati, Assam. — In: Proceedings of the Ist international Seminar on Lateritisation Processes (Trivandrum, India, 11-14 December 1979), pp. 391-400.
- TRENDALL, A. F. 1962. The formation of apparent peneplains by a process of combined lateritization and surface wash. — *Z. Geomorph.*, **6** : 183-197.
- WAYLAND, E. J. 1931. Summary of progress of the Geological Survey of Uganda. — *Summ. Prog. geol. Surv. Uganda*, 1919-29.
- WAYLAND, E. J. 1933. The peneplains of East Africa. — *Geogr. J.*, **82** : 95.
- WAYLAND, E. J. 1934. The peneplains of East Africa. — *Geogr. J.*, **83** : 79.
- WILLIAMS, H. D. 1981. Micro-organisms as agents of geological change. — Unpub. Report, Department of Microbiology, Reading University, 26 pp.

DISCUSSION

M. C. Van Oosterwijck-Gastuche. — If the observation you made in Uganda, that some micro-organisms are able to dissolve clay minerals, could be generalised, it would oblige us to change utterly all our views on the mechanism of laterization.

Let me tell you that a long time ago, being in charge by INEAC to make an extensive study of the clay fraction of former Belgian Congo, the same "horrid" crystals as those you have shown appeared to me very frequently at the electron microscope. Even those micro-organisms remained "stuck" to the clay after the classical H_2O_2 treatment. I remember that such clays peptised with extreme difficulty. I did even once a chemical analysis on one of those clays which surprised me, since instead of being Al-rich as I expected, it was anomalously Si-rich !

We did not focus the attention on these facts we could not explain in the several publications issued at that time.

Journée d'étude – Studiedag
«Les processus de latéritisation» – «Het laterisatieproces»
(Bruxelles, 22.V.1984, Brussel)
Académie royale des Sciences d'Outre-Mer
Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen
pp. 93-110 (1985)

Geo-Eco-Trop.
8 (1984, n° 1-4) : 93-110
publ. 1985

ÉVOLUTION DU QUARTZ AU SEIN DES CUIRASSES LATÉRITIQUES ET DES SOLS FERRUGINEUX

PAR

N. YA B. TSHIDIBI *

RÉSUMÉ. — Les grains de quartz inclus dans les sols ferrugineux et dans les cuirasses latéritiques du Haut-Shaba, ont été soumis à l'examen exoscopique. Dans les horizons rubéfiés où l'oxyde de fer se présente sous forme d'hématite, les microtextures superficielles des grains sont chagrénées. Cet aspect doit être mis en rapport avec la présence de petits granules ($<3\text{ }\mu\text{m}$) de silice amorphe accompagnés dans un second stade de granules plus gros ($>5\text{ }\mu\text{m}$) et même de quartz cryptocristallin à cristallin. Le fer hématitique semble donc inoffensif vis-à-vis du quartz détritique et même vis-à-vis de la silice amorphe. Dans les cuirasses où dominent des oxydes de fer plus hydratés (goethite, hydrohématite, ...) la surface des grains prend un aspect dépoli qui correspond au dégagement des formes structurales internes du minéral (souvent polyédriques). Ce type de surface serait accompagné d'un émoussé des contours et même des cavités polyédriques. Dans les cuirasses les plus anciennes, les formes polyédriques peuvent avoir presque complètement disparu. L'absence d'oxydes de fer dans les cavités de dissolution fait écarter toute action directe de leur part dans la corrosion du quartz.

SAMENVATTING. — *Evolutie van het kwarts binnen de laterietkappen en de ijzerhoudende bodems.* — De kwartskorrels, die in de ijzerhoudende bodems en in de laterietkappen van Boven-Shaba aanwezig zijn, werden aan een exoscopisch onderzoek onderworpen. In de roestkleurige horizonten, waar het ijzeroxyde in de vorm van hematiet aanwezig is, zijn de oppervlakkige microtextures van de korrels gerimpeld. Dit aspect moet in verband gebracht worden met de aanwezigheid van kleine korreltjes ($3\text{ }\mu\text{m}$) van niet gekristalliseerd silicium, met in een tweede stadium dikkere korreltjes ($>5\text{ }\mu\text{m}$) en zelfs cryptocristallijn tot kristallijn kwarts. Het hematijzer blijkt dus ongevoelig voor detritisch kwarts en zelfs voor amorf silicium. In de kappen, die meer gehydrateerd ijzeroxyde bevatten (goëthiet, hydrohematiet, ...), heeft het oppervlak van de korrels een doof aspect dat overeenstemt met de vrijmaking van de structurele interne vormen van het mineraal (vaak veelvlakkig). Dit type van oppervlak zou gepaard gaan met een afronding van de randen en zelfs van de veelvlakkige holten. In de oudste kappen kunnen de veelvlakkige vormen bijna volledig verdwenen zijn. De afwezigheid van ijzeroxyden in de oplossingsholten sluit hun directe actie uit op de corrosie van het kwarts.

* Service de Géographie Physique, Université de Liège, Place du XX août 7, B-4000 Liège (Belgique).

SUMMARY. — *Evolution of quartz in lateritic crusts and ferruginous soils.* — Quartz grains present in the ferruginous soils or included in lateritic crusts of the High-Shaba have been analyzed by exoscopy. In the rubefied horizons containing iron oxide as hematite, superficial microtextures of the particles are granulated. This aspect is due to little granules ($3 \mu\text{m}$) of amorphous silica accompanied by some coarser granules ($5 \mu\text{m}$) and even by cryptocristalline or crystalline quartz. It seems that hematitic iron is inoffensive to quartz grains and even to amorphous silica. In the duricrusts where iron oxides are more hydrated (goethite, hydrohematite, ...) quartz grains show corrosion marks producing a frosted-like surface which soon reveal internal structures which are often polyhedral. This type of surface is accompanied by a blunting of the grain contours and sometimes of the polyhedral cavities. In the most ancient lateritic crusts, polyhedral forms can have almost disappeared. Absence of iron oxides in the dissolution cavity precludes any direct influence on the corrosion of quartz.

Introduction

L'exoscopie des grains de quartz est une méthode d'analyse utilisée depuis une vingtaine d'années. Parmi les chercheurs qui l'ont utilisée, on peut citer KRINSLEY & TAKAHASHI (1962), MARGOLIS (1968), SOYER (1969), NORDSTROM & MARGOLIS (1972), PITTMAN (1972), etc.

KRINSLEY & DOORKAMP (1973) ont associé les microtextures observées à la surface des grains de quartz aux paléo-environnements et aux phénomènes sédimentologiques qui y sont associés. D'autres auteurs sont parvenus depuis lors, à préciser l'histoire et les caractéristiques de milieu sédimentaire présentées par les dépôts contenant les grains de quartz soumis à l'analyse au microscope électronique à balayage (MEB).

Des études expérimentales de simulation ont été récemment menées ; elles permettent de vérifier et de préciser les interprétations antérieures. Dans ce domaine, il convient de signaler : KRINSLEY *et al.* (1973), LENEUF (1973), SUBRAMANIAN (1973), RIBAULT (1977), LY (1978), WILSON (1979), KRINSLEY & WELLENDORF (1980), LINDE & MYCIELSKA-DOWGIALLO (1980), VEBLEN *et al.* (1981), WILLETS *et al.* (1982) ...

La microtexture des grains de quartz inclus dans les sols ferrugineux a déjà été traitée par divers auteurs (SOYER 1969, RIBAULT 1971, DOUGLAS & PLATT 1977...). Pour les régions tropicales, les publications restent encore en nombre restreint. Le travail le plus important est dû à ESWARAN & STOOPS (1979), auquel il faut adjoindre celui de FLAGEOLLET (1980/1981).

Mais parmi toutes ces publications, aucune n'établit des relations existant entre les accumulations ferrugineuses d'une part, et la micromorphologie superficielle des grains d'autre part. On en fait mention, tout au plus, sans dégager le rôle spécifique joué par chacun des principaux minéraux ferrugineux, ni sans tenir compte de l'âge du concrétionnement.

Quel que soit le processus responsable des textures superficielles à l'origine, les grains de quartz ont presque toujours subi un certain remaniement en rapport avec les conditions nouvelles apparues lors de l'évolution ultérieure. Ces conditions dépendent en grande partie de facteurs physico-chimiques. Les études qui y sont consacrées mettent en lumière le rôle de certains facteurs comme le pH sans insister sur le rôle actif ou passif joué par certains minéraux ferrugineux. En présence de ces derniers, le départ entre les caractères hérités de la mise en place et ceux apparus ultérieurement n'a guère été élucidé, qu'il s'agisse de la texture générale ou de certaines marques à la surface des grains.

Il nous a donc paru utile de chercher à résoudre ce problème qui est, en grande partie, propre aux régions tropicales du fait de leur richesse en concrétionnements ferrugineux tels que les gravillons ou les cuirasses latéritiques. Nous envisagerons une suite évolutive qui va des horizons sableux blancs, dépourvus de fer, jusqu'aux horizons cuirassés en passant par les horizons rubéfiés. Les quartz filoniens et polycristallins ou métaquartzitiques hérités de formations géologiques plus anciennes (Grand Conglomérat datant du Précambrien, notamment), sont très abondants dans la région de Lubumbashi. Leur évolution dans les parties concrétionnées est très spécifique. Ils seront traités comme un cas particulier à l'aide d'autres méthodes, dans un travail ultérieur.

1. Échantillonnage et méthodes d'analyse

Tous les échantillons analysés proviennent des hauts plateaux sableux du Shaba méridional. Les grains provenant des horizons ferrugineux ou non, ont été prélevés dans une série de coupes situées le long des rivières du plateau des Biano : Pupa, Katentania et Kisa Moya (fig. 1). Les grains de quartz appartenant à des niveaux cuirassés proviennent d'affleurements situés sur le plateau des Kundelungu : le site de la tête de la Luanza, dans le sud, où l'âge présumé de la cuirasse latéritique est tertiaire terminal, et celui du point culminant de Kibwe wa Sanga, au nord (fig. 1) où la cuirasse est plus ancienne, peut être secondaire.

Pour les horizons sableux, les fractions granulométriques (80 à 450 microns) à examiner ont été séparées par tamisage. Les grains appartenant à des horizons rubéfiés ou des niveaux cuirassés ont dû être soumis à une déferrisation par l'attaque d'un mélange de HCl et HNO₃ à chaud. Le départ du fer, lors de cette attaque, entraîne celui de la kaolinite résiduelle, éliminée par les lavages répétés à l'eau distillée.

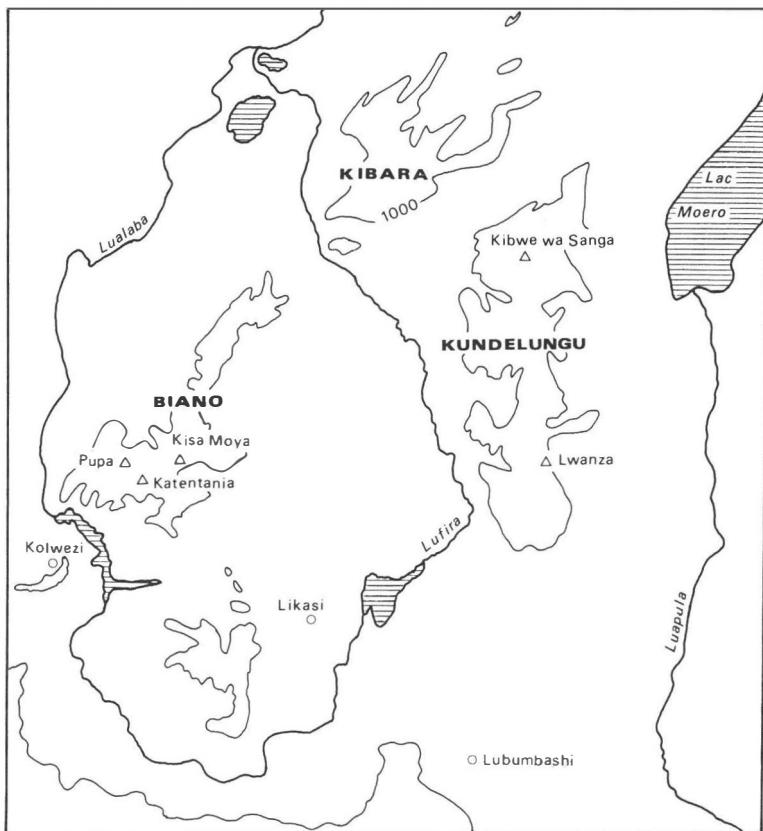


Fig. 1. — Localisation des échantillons.

Les grains de quartz empâtés dans la matrice ferrugineuse des cuirasses ont également été analysés sans extraction, sur des cassures effectuées à cet effet. Seuls les grains qui n'ont pas été affectés de fractures ont été pris en considération.

Les grains ont été montés sur un support en aluminium, modèle de Balzers Union (BUO/14/005-T) à l'aide d'argent colloïdal (marque Acheson). Le même procédé a été utilisé pour le montage des fragments de cuirasses latéritiques. Les échantillons ont ensuite été recouverts, par vaporisation sous vide, d'une fine pellicule métallique de Au-Pd afin de rendre la surface conductrice vis-à-vis du faisceau électronique.

2. Résultats et interprétations

2.1. Horizons de sables quartzeux blancs.

Les grains de quartz de ces horizons ont été examinés dans le but d'établir un terme de comparaison avec les grains à enrobage ferrugineux.

2.1.1. Observations.

La photo 1 montre que la surface du grain est parcourue par de nombreuses stries parallèles, dont la largeur varie entre 1 et 4 µm. Leur longueur excède rarement les 15 µm. La distance entre deux stries voisines varie de 2 à 8 µm.

On remarquera aussi la présence de dépressions profondes subcirculaires, dont le diamètre est de l'ordre de 5 µm. D'autres dépressions présentent une forme oblongue.

2.1.2. Interprétation.

D'après KRINSLEY & DOORNKAMP (1973), KRINSLEY & WELLENDORF (1980) et de nombreux travaux postérieurs, les stries parallèles de ce type sont dues à une action mécanique liée à l'abrasion éolienne. Les remaniements ultérieurs subis par ces sables (ALEXANDRE-PYRE 1971) n'ont guère influencé la texture superficielle des grains. L'héritage éolien est ici bien conservé.

L'allure allongée de certaines de ces dépressions évoque la coalescence de plusieurs petites stries (longueur supérieure à 7 µm) produites côte à côte, similaires à celles décrites précédemment.

2.2. Sables quartzeux des horizons rubéfiés ou ocrifiés.

2.2.1. Observations.

2.2.1.1. Grains quartzeux non déferrisés (quartz à manchon ferrugineux).

Il importe avant tout d'apporter des précisions sur la nature du manchon ferrugineux. Grâce à l'emploi d'autres méthodes (analyse thermique, études minéralographiques, analyse aux rayons X), nous savons maintenant que dans ces horizons, le fer enrobant les grains de quartz est composé essentiellement d'hématite. Cette dernière est associée à la kaolinite ou tout au moins à des minéraux argileux de son groupe. On n'y observe peu ou pas de goethite.

L'examen de la surface du grain de la photo 2 aux endroits où le manchon a été décapé (probablement par tamisage), a permis de déceler les textures suivantes :

- De nombreuses marques d'arrachement sont bien développées et parfaitement conservées. Leur taille est généralement supérieure à 20 μm et peut atteindre 100 μm ;
- Des cassures conchoïdales se caractérisent par une allure irrégulière. Aux forts grossissements elles sont soulignées par des microsilicifications qui tendent à les colmater (photo 3). Il s'agit en fait de petits granules de silice (2/3 μm de diamètre), disposés de manière désordonnée. Quelques fragments anguleux de quartz y sont également observés. Ces derniers seraient d'origine artificielle (arrachement au cours du tamisage) ;
- Les grains dépourvus des marques que nous venons de décrire, semblent de texture homogène au faible grossissement (photo 4). Au fort grossissement (photo 5) par contre, cette homogénéité apparaît comme relative car deux textures particulières deviennent alors visibles :
 1. De petites figures de section triangulaire (de l'ordre de 3-4 μm), peu profondes et dont les limites sont quelque peu diffuses ;
 2. De nombreux granules siliceux (0,8-4 μm de diamètre) constellant le fond uni sombre (au MEB), correspondant aux «impuretés» argilo-ferrugineuses. La déferrisation des grains similaires confirmera ce point de vue (comparer les photos 5 et 6).

2.2.1.2. Grains quartzeux déferrisés.

La photo 6 représente une surface similaire et de même grossissement que sur la photo 5. La déferrisation permet de faire des observations particulières :

- La surface des grains qui apparaissait plus ou moins homogène (lisse) avant la déferrisation est, en fait, une surface chagrinée ;
- L'aspect chagriné est dû à la présence de microsilicifications qui, d'après les formes observées seraient amorphes. Ces précipitations se présentent sous forme de granules de même diamètre que ceux observés à la photo 5, c'est-à-dire, de moins de 1 μm à 3 μm ;
- Les figures héritées (stries p.e.) tendent à disparaître suite au colmatage siliceux, mais leurs traces sont généralement conservées ;
- Sur le tapis siliceux amorphe, des nouvelles précipitations siliceuses se forment en grains plus ou moins idiomorphes (rhomboédriques, pseudo-hexagonaux ou de faciès aciculaire). Ces nouvelles précipitations auraient même été précédées d'une autre génération de granules amorphes d'assez grandes dimensions (plus de 5 μm — voir près échelle au bas de la photo) comme le suggère le chevauchement de ce gros granule sur le premier tapis siliceux (bas de la photo 6).



Photo 3.

Vue détaillée d'une cassure conchoïdale. Présence de petits granules ($2/3 \mu\text{m}$ de diamètre) siliceux dont la morphologie rappelle une silice amorphe. A côté d'eux, quelques petits fragments d'origine vraisemblablement mécanique. Échelle : $10 \mu\text{m}$.



Photo 2.

Horizon rubéfié : grains quartzés non défrisés présentant des marques d'abrasion mécanique (au bas, à droite), les plans irréguliers de cassures conchoïdales (au centre) et le manchon ferrugineux hématitique cernant les quartz (flèches). Échelle : $100 \mu\text{m}$.

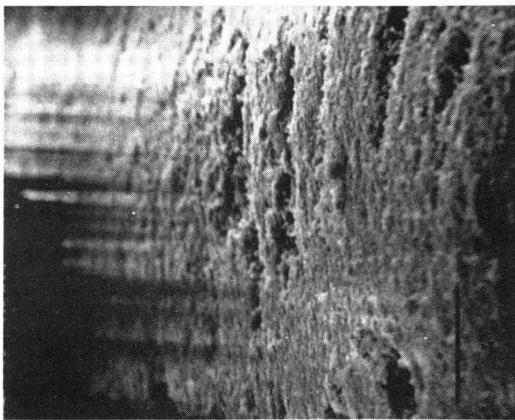


Photo 1.

Horizon de sables quartzés blancs. Grain de quartz avec stries parallèles d'abrasion éoliennes. Microdépressions profondes (subcirculaires ou allongées), résultant probablement de la coalescence des stries. Échelle : $10 \mu\text{m}$.

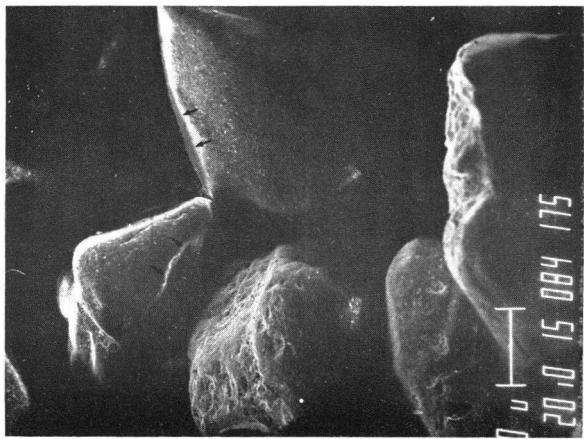


Photo 4.

Horizon rubéfié. Vue générale de grains non déterrissés. Remarquer l'enveloppe du manchon ferrugineux hématitique autour de grains (flèches) dont la surface est en apparence homogène. Échelle : 100 µm.

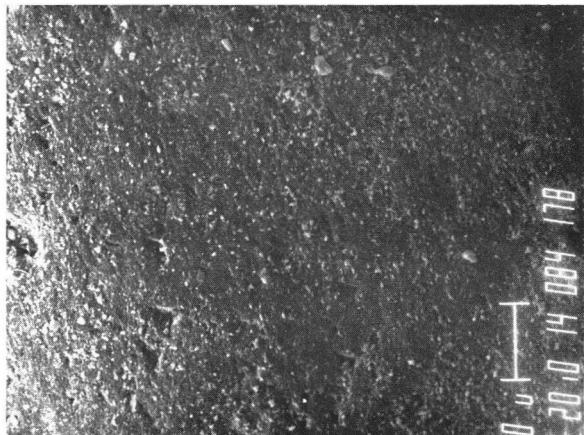


Photo 5.

Grain à surface homogène de la photo 4 agrandi. Les détails montrent la présence de petites figures triangulaires et celle de nombreux granules siliceux. Échelle : 10 µm.

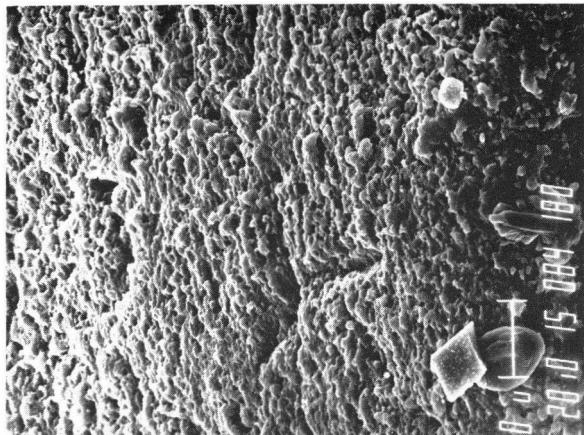


Photo 6.

Grain identique à celui de la photo 5, mais déterrissé. On remarque une surface totalement chagrinée due aux microsilicifications amorphes (petits granules). On y voit le colmatage siliceux partiel des figures héritées (deux stries sécantes au centre). On remarque aussi d'autres générations de silice, d'abord amorphe (gros granule au niveau de la barre), ensuite cryptocrystalline à cristalline : cristaux rhomboédriques, pseudohexagonaux et de faciès aciculaire (tout en bas). Échelle : 10 µm.

2.2.2. Interprétation.

Les cassures conchoïdales, même lorsqu'elles sont colmatées par une silice amorphe, créent des zones de moindre résistance et diminuent la stabilité mécanique des grains.

L'enrobage par le fer hématitique permet une assez bonne conservation générale des traces de chocs. L'action chimique ultérieure, se révèle, par contre, très importante sur les zones apparemment homogènes ainsi que sur les marques telles que les stries et les petites figures triangulaires. L'action chimique se traduit donc ici, non pas par une attaque de grains, mais en revanche, par des dépôts de silice amorphe au départ, mieux cristallisés dans la suite et de taille de plus en plus grande.

La présence du fer autour de ces grains n'empêche pas la mise en place d'une silice nouvelle et ne facilite en rien la dissolution d'une silice quartzeuse pré-existante. Les oxydes de fer, ici essentiellement de l'hématite, ne se substituent aucunement à la silice. Leur rôle se limite à masquer, souvent de manière incomplète, la texture superficielle des grains de quartz.

Le manque d'agressivité de la part de l'hématite vis-à-vis du quartz s'oppose à la théorie déjà formulée par certains chercheurs (NAHON 1976, MULLER *et al.* 1980-1981) selon laquelle les oxydes de fer présents dans les formations superficielles, se prêtent à une épigénie du quartz. Nous reviendrons plus loin sur cette question fondamentale.

D'autres chercheurs avaient déjà mis en évidence le processus de microsilicification sur les surfaces des quartz primaires dans les sols tropicaux. ESWARAN & STOOPS (1979, fig. 1, i et j) ont observé des cristaux de quartz idiomorphes de même taille que ceux observés à présent à la surface des quartz à manchon ferrugineux.

Il convient de remarquer que la surface des grains quartzeux dans les horizons rubéfiés des sols tropicaux, présente des caractères nettement différents de ceux des régions tempérées. C'est ainsi que, par exemple, les quartz appartenant au dépôt de sables tertiaires d'Onhaye (Belgique) (SOYER 1969) ne comportent guère de microsilicifications superficielles qui semblent plus générales en région tropicale. L'action chimique qui les affecte est tout à fait l'opposé de ce qui se produit dans les régions tropicales : les figures triangulaires, au lieu de s'obturer, y sont quelquefois élargies.

2.3. *Grains de quartz des horizons cuirassés.*

2.3.1. Observations.

2.3.1.1. Site de la Luanza (*) (grains non extraits de la roche).

On voit sur la photo 7 un grain de quartz bien arrondi avec une surface couverte de bourrelets et affectée de stries fines, de cassures et de figures triangulaires. Il est complètement encaissé dans un enduit superficiel ferrugineux.

Observée au fort grossissement (photo 8), la surface entière du grain est chagrinée. Des bourrelets superficiels disposés en écailles de poissons contribuent à donner un aspect grenu à la surface. Un examen attentif permet de distinguer des sommets polyédriques, résultat de la croissance des cristaux. Ils ont été ultérieurement soumis à une attaque chimique qui a émoussé les arêtes (longueur de l'ordre du micron) avec une violence plus ou moins grande, comme le montre une série évolutive observée sur une même plage. Au grossissement utilisé, la nature des stries se précise : elles correspondent aux creux limitant les différents polyèdres et sont donc d'origine structurale.

Les figures de dissolution de section triangulaire sont orientées dans une même direction. Il s'agit de triangles isocèles de taille assez semblable (2 à 4 µm de hauteur), avec des côtés homologues disposés parallèlement.

La photo 9 prise dans une zone de cassure ancienne fait apparaître :

- De nombreuses stries structurales parallèles. Elles correspondent aux lignes de creux séparant les différentes faces structurales. A chaque profondeur de la cassure, leur orientation varie.
- Une rangée de triangles de dissolution apparaît nettement dans cette cassure. Elle recoupe en biais le coin inférieur gauche (voir au-dessus de l'échelle, par exemple). La coalescence de ces creux tend à former des cavités polygonales de section pseudorhombique ou rectangulaire. Les dimensions de celles-ci varient entre 0,4 et 8 µm de diamètre. Les plus grandes cavités apparaissent généralement dans le bas-fond des cassures.
- Les sommets polyédriques dans les cassures, forment plusieurs séries de bourrelets de toute taille (de 0,67 à 3 µm), analogues à ceux observés sur la surface du grain. Ils corroborent l'origine structurale (dans le sens cristallographique) de l'aspect chagriné de la surface.
- Les microdépressions triangulaires partent toujours de ces creux structuraux, pour atteindre quelquefois les crêtes, à la suite d'un élargissement par coalescence. Elles passent de moins de 150 µm à 615 µm environ.

(*) Lwanza sur la fig. 1.

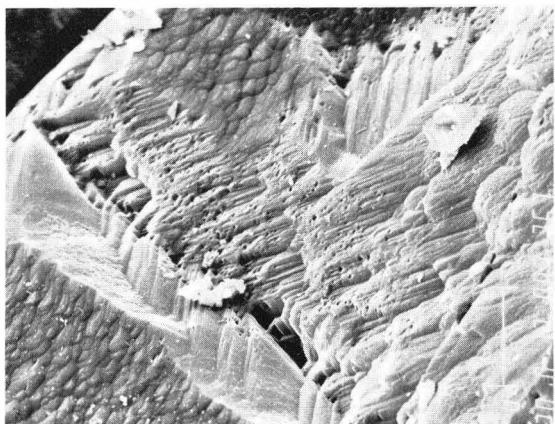


Photo 9.

Même grain que sur la photo 7 (la petite flèche désigne le centre de la zone agrandie). Une ancienne cassure présente des nombreuses stries structurales parallèles, des cavités polygonales à section pseudorhomboïde ou rectangulaire, dues à la coalescence de petits triangles de dissolution (le long de la cassure). La paroi inférieure de la grande cavité montre des sommets polyédriques fraîchement rabotés et formant des bourrellets similaires à ceux observés sur la surface primaire externe. Remarquer plusieurs microdépressions ($0,15$ à $0,62 \mu\text{m}$). Noter l'absence de toute matrice ferrugineuse dans les cavités. Échelle : $10 \mu\text{m}$.

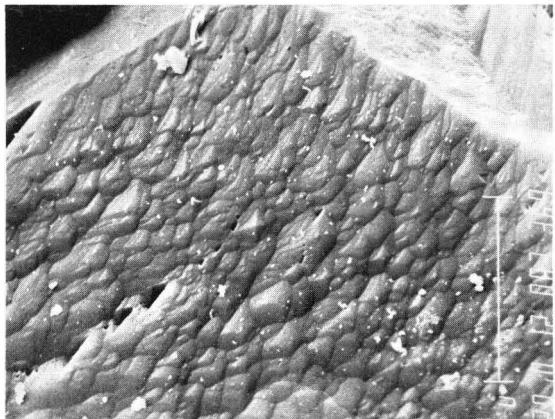


Photo 8.

Même grain que sur la photo 7 (la grande flèche représente le centre de la zone agrandie). On voit les bourrellets superficiels disposés en écailles de poissons. Ils sont à l'origine de l'aspect grenu. Ils représentent des sommets polyédriques de croissance cristalline. Leurs arêtes sont généralement émoussées. Les stries fines parallèles aperçues sur la photo 7 correspondent aux creux limitant les différents polyèdres. Voir aussi les figures triangulaires pointées dans une même direction. Échelle : $10 \mu\text{m}$.

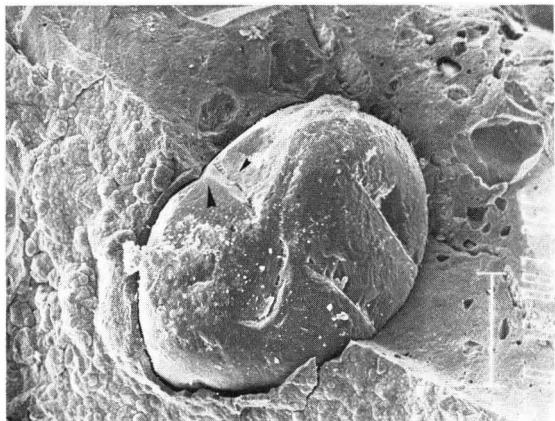


Photo 7.

Niveau cuirassé de Luanza. Quartz arrondi encaissé dans un enduit ferrugineux. La surface du grain présente des bourrellets et est affectée de nombreuses stries fines. Remarquer la présence de cassures et de figures triangulaires dépourvues de remplissage ferrugineux. Échelle : $100 \mu\text{m}$.



Photo 12.

Grains de quartz empâtés dans une matrice ferrugineuse (même cuirasse qu'à la photo 9). On remarque de nombreux triangles de dissolution parfois très développés (plus de 200 µm de diamètre, pour la cavité triangulaire au centre). Leur élargissement s'accompagne en général d'un accroissement en profondeur et d'une structure en gradins. On note toujours l'absence totale d'oxydes de fer dans ces cavités. Échelle : 10 µm.

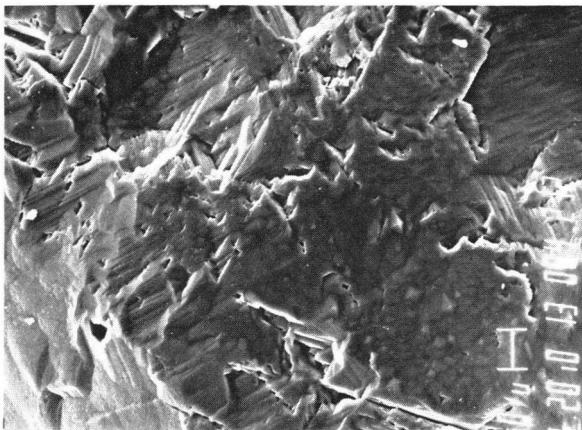


Photo 11.

Même grain que sur la photo 10 (la flèche représente le centre de la zone agrandie) : les zones apparemment lisses sont en fait constituées de petits bourrelets (2 à 5 µm de diamètre), représentant une mosaïque des sommets polyédriques (au-dessus de la barre). Les stries parallèles sont faites des plans disposés en marches d'escalier (partie centrale et haut de la photo). On observe de nombreux creux à bords indentés ou rectilignes. Noter l'absence d'oxyde de fer dans les cavités. Échelle : 10 µm.

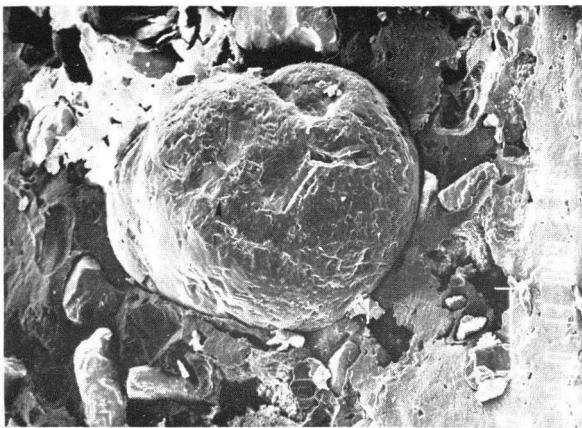


Photo 10.

Grains de quartz arrondis, encaissés dans une cuirasse plus ancienne (Kibwe wa Sanga) : l'aspect général est dominé par une microtexture superficielle composée de stries à deux directions (grain central) et des zones relativement lisses. Échelle : 100 µm.

2.3.1.2. Site de Kibwe wa Sanga (grains non extraits de la roche et non déferrisés).

Une vue d'ensemble des grains de quartz au sein de la matrice ferrugineuse est représentée par la photo 10. Le grain central fait apparaître des zones intensément griffées et de petites zones relativement lisses. Les grains de feldspath naguère associés au quartz dans cette roche, sont complètement altérés. Leur altération a engendré des cavités à remplissage argilo-ferrugineux (photo 10 au centre).

Sur les photos 10 et 11, il apparaît clairement que :

1. Les zones apparemment lisses sont affectées de bourrelets de 2 à 5 µm de diamètre (une fois encore il s'agit des arêtes d'un faciès cristallin de polyèdres) ;
2. Les stries parallèles sont dues à une série de plans disposés en escalier et sont apparentées aux stries structurales ci-dessus ;
3. La coalescence des cavités triangulaires de dissolution fait apparaître à la surface des grains, des cavités polygonales plutôt irrégulières. Les bords de ces creux peuvent être indentés ou simplement rectilignes.

Sur la photo 12, deux grains de quartz présentent une surface des figures remarquables. L'un est affecté de nombreux triangles de dissolution dont l'élargissement est parfois considérable (plus de 200 µm). L'autre comporte plusieurs stries de même aspect que des cassures conchoïdales. Par ailleurs, l'élargissement des cavités triangulaires s'accompagne de l'accroissement de leur profondeur, avec une structure en gradins.

Il est important de noter l'absence quasi totale de colmatage ferrugineux au sein de différentes marques de dissolution observées (cavités, dépressions polygonales, figures triangulaires).

2.3.1.3. Quartz extraits de la roche, puis déferrisés.

La photo 13 représente un grain déferrisé, bien arrondi comparable à celui de la photo 10. Elle fait apparaître deux caractéristiques importantes :

1. Les innombrables stries de dissolution, par ailleurs assez profondes, sont orientées selon deux directions principales, formant un angle peu différent de 90° ;
2. Les versants associés aux crêtes de ces stries sont eux-mêmes fortement burinés. Au fort grossissement, on voit que le burinage se cantonne sur les parois de V alignés et que les cavités polygonales résultant de stries, sont implantées le long de creux formés par les V successifs.

L'intensité de la dissolution superficielle est telle que même la structure cristalline normalement observée sur d'autres grains tend à disparaître.

2.3.2. Interprétation.

La description des grains de quartz emprisonnés dans l'enduit ferrugineux a mis l'accent sur l'importance des textures cristallines préexistantes ainsi que celle de la corrosion chimique qui les a révélées.

Il convient ici de rappeler brièvement les considérations qui ont déjà été émises au sujet de la dissolution du quartz et des interactions entre le fer et la silice.

2.3.2.1. Revue des travaux relatifs à la dissolution du quartz et l'interaction des ions ferriques et de la silice.

La solubilité de la silice dans l'eau est pratiquement indépendante du pH, tant que celui-ci reste inférieur à 9. Au-delà de cette valeur, l'acide monosilicique $\text{Si}(\text{OH})_4$ se dissocie et la solubilité vraie de la silice augmente (ALEXANDER 1953, KRAUSKOPF 1959).

Le quartz et la calcédoine sont, par ailleurs, considérés comme moins solubles que la silice amorphe (KRAUSKOPF 1956 et 1979, SCHMITT & BOND 1981). Parmi ces trois formes de silice, le quartz reste le moins soluble dans les eaux naturelles à 25° C, surtout lorsque l'ion Al^{3+} est présent (OKAMOTO *et al.* 1957, MILLOT 1960).

D'autre part, l'interaction des ions ferriques avec la silice peut conduire à la formation des complexes ferri-siliciques qui dépassent une simple adsorption (TRICHET 1963). On doit à HAZEL *et al.* (1949) le fait d'avoir déjà souligné ces réactions lors d'études expérimentales menées pour confirmer les travaux de DEMOLON & BATISSE (1938, 1944). Le bilan de l'adsorption de la silice par l'oxyde de fer, établi par LEAF (1948 *in* : TRICHET 1963, fig. 2) montre qu'au-dessus d'une certaine teneur en oxyde de fer (plus de 360 ppm), l'adsorption de la silice en solution par le fer est quasi totale.

Parallèlement, deux hypothèses diamétritalement opposées, méritent notre attention :

- La première a été émise à la suite des travaux de BECKWITH & REEVE (1963), JONES & ANDREUX (1963), selon laquelle la silice doit être considérée comme moins soluble en présence d'oxydes de fer ;
- La seconde considère au contraire que, en présence de fer, des mécanismes de désilicification peuvent affecter la silice du quartz. Ses partisans sont aussi nombreux que passionnés : ALIMEN & DEICHA (1958), WACKERMANN (1967 et 1975), BOURGEAT (1970), FAUCK (1971), NAHON

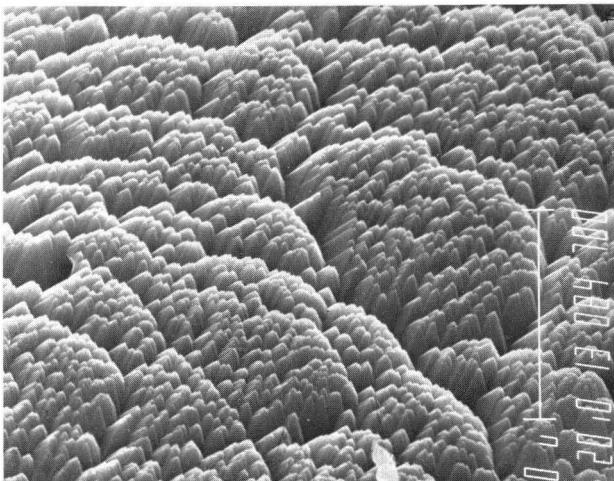


Photo 15.

Même grain qu'à la photo 14 : vue frontale de la plage où l'attaque sélective a eu lieu. Remarquer de nombreux vides intercristallins quaucune substance ne vient colmater. Échelle : 10 µm.

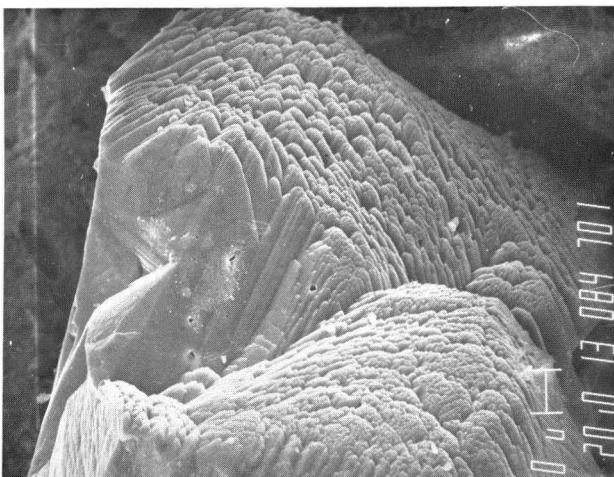


Photo 14.

Grain de quartz inclus dans un enduit ferrugineux rouge foncé, mi-tertiaire. Les petites cavités ($\pm 1 \mu\text{m}$ de diamètre) sur la moitié supérieure du grain, sont le signe d'une amorce d'attaque chimique. Elles aboutissent souvent à des cavités triangulaires de taille plus grande (10 µm, haut de la photo). Échelle : 10 µm.

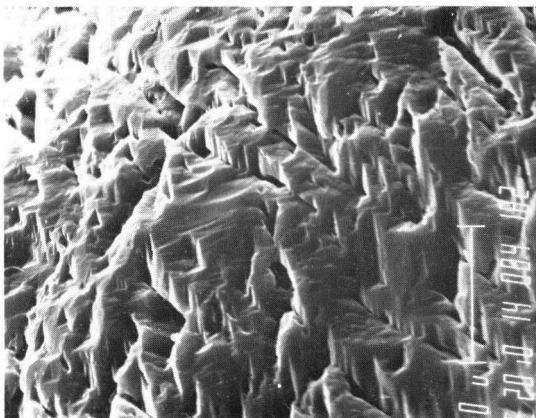


Photo 13.

Cuirasse ancienne (Kibwe wa Sanga). Grain de quartz arrondi après défermentation. Le burinage est cantonné sur les parois de V alignées. Les cavités polygonales dues aux stries se situent le long des creux formés par les V successifs. Échelle : 10 µm.

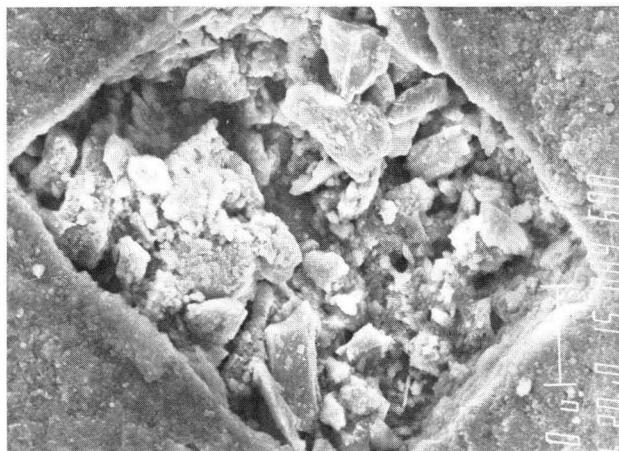


Photo 18.

Démantèlement quasi total d'un grain de quartz (photo 16, grande flèche). Action combinée de la cataclase et de la corrosion chimique. Il ne subsiste du grain de quartz qu'un chaos de microfragments. Porosité secondaire. Échelle : 10 µm.

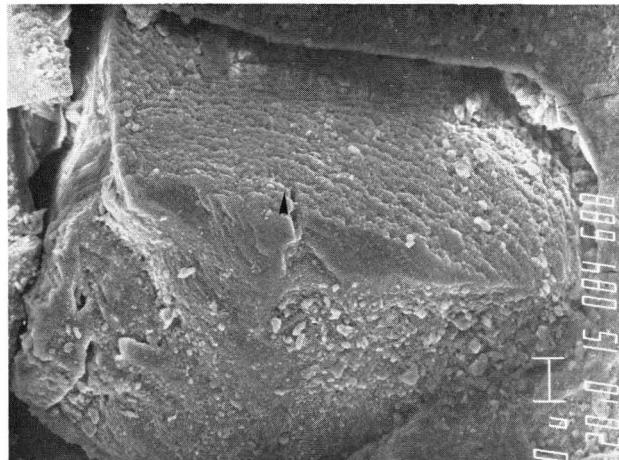


Photo 17.

Grain de quartz (petite flèche sur la photo 16). Les stries structurales sont perturbées par une attaque mécanique par la cataclase. Échelle : 10 µm.

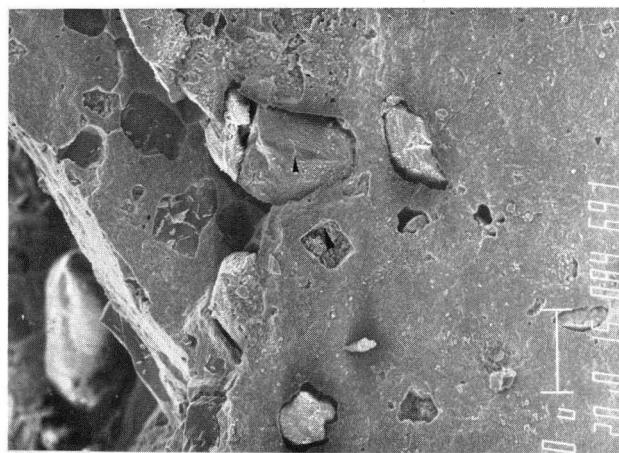


Photo 16.

Cuirasse très ancienne (Kibwe wa Sanga) : vue d'ensemble de différentes couches d'un enduit ferrugineux ainsi que des grains de quartz qui y sont inclus. Stries parallèles (à droite de la petite flèche). Échelle : 100 µm.

(1971), LEPRUN & NAHON (1973), LEVEQUE (1975 *in* : NAHON 1976, p. 61). Par ailleurs, certains travaux vont jusqu'à évoquer l'épigénie du quartz par les oxydes de fer (NAHON 1976, MULLER *et al.* 1980-1981).

2.3.2.2. Interprétation des observations faites sur les cuirasses du Haut-Shaba.

Contrairement aux grains de quartz des horizons rubéfiés, ceux qui ont été emprisonnés dans les cuirasses latéritiques, surtout les plus anciennes, ont subi une attaque chimique puissante.

Toutes les stries parallèles sont liées à la structure cristalline interne des quartz. Les unes correspondent aux plans de séparation de la face la plus dense (qui se développe le plus facilement) des individus structuraux proches du polyèdre élémentaire, les autres, en marches d'escalier, font suite au développement des figures triangulaires de dissolution qui par coalescence se transforment en dents de scie, la base des triangles étant située sur une même droite.

Pour certaines stries, l'aspect indenté n'apparaît que sur l'une des deux lèvres, l'autre étant caractérisée par la présence de bords droits. Il faut toutefois noter que la lèvre à aspect indenté peut se transformer à son tour en bord droit, dès que les zones intertriangulaires (les dents étant des triangles dont l'un des sommets est dirigé vers la lèvre opposée) seront éliminées par une nouvelle corrosion. Ce processus conduit à la formation des stries dont les deux lèvres perdent leur aspect indenté. La totalité, sinon la plupart des cavités polygonales seraient nées d'une telle évolution.

Au sein des cuirasses, il apparaît peu probable que le pH soit le facteur déterminant de cette agression chimique. Le diagramme de KRAUSKOPF ne peut pas y être appliqué dans sa totalité, parce que les cuirasses latéritiques, surtout les plus anciennes, ont dû subir de fortes élévations de température, probablement brusques et multiples. L'occurrence de ces dernières serait due à des oscillations climatiques qui, plus particulièrement au Tertiaire, ont dû comprendre des phases climatiques arides au cours desquelles les cuirasses étaient en affleurement (ALEXANDRE-PYRE 1971).

En outre, des observations sur des sections polies taillées dans les cuirasses du Shaba, ont montré que les oxydes de fer avaient subi de multiples transformations minérales, liées à des mécanismes successifs de déshydratation et d'hydratation. Ces changements qui se sont produits la plupart du temps *in situ*, concernent les minéraux plus ou moins hydratés des groupes de la goethite et de l'hématite.

Par ailleurs, les études thermodynamiques et les observations de terrain faites par GAMERMANN (1979) et FRITZ (1981) nous paraissent, à ce sujet,

très révélatrices sur la solubilité du quartz. En effet, on sait maintenant, grâce à leurs travaux que :

- la solubilité du quartz augmente fortement avec la température, faiblement avec la pression et le pH des solutions ;
- l'équilibre quartz-solution est d'autant plus probable que la température est élevée.

D'autre part, la sursaturation des solutions, par rapport au quartz, très fréquente à basse température ne s'observe pas dans les zones plus profondes de la croûte terrestre (FOURNIER & ROWE 1966 *in* : FRITZ 1981).

En ce qui concerne les cuirasses latéritiques, l'augmentation de la température est d'autant plus fréquente que les recristallisations des minéraux comme la goethite pour atteindre leur équilibre, sont quasi permanentes (LEPRUN 1979). La déshydratation des minéraux importants, s'accompagnerait du dégagement de vapeurs d'eau, susceptibles de provoquer des corrosions superficielles de grains de quartz.

Les plans de séparations structurales qui constituent à présent des zones creuses, mais qui sont en fait des plans de discontinuité au sein du minéral, seraient la cible privilégiée des attaques. Le caractère agressif de ces solutions agit en profondeur, à telle enseigne que toute trace de paléo-environnement subsiste difficilement, surtout sur les cuirasses les plus anciennes. Inversément, la structure cristalline interne apparaît ici aussi. Aussitôt, les arêtes et les sommets des polyèdres subissent eux-mêmes la corrosion et donnent à la surface un aspect chagriné.

Il semble très peu probable que les oxydes de fer aient joué un rôle direct dans cette dissolution, comme en atteste l'absence quasi totale de matrice ferrugineuse dans les diverses cavités et figures de dissolution. Les minéraux les plus hydratés seraient cependant capables de produire de tels effets. En effet, dans les profils où le fer se présente uniquement sous forme d'hématite (horizons rubéfiés), la dissolution du quartz est absente. En revanche, il s'y produit des dépôts superficiels de silice amorphe, voire de quartz.

La silice résultant de cette dissolution aurait été adsorbée par les oxydes de fer, les complexes ferri-siliciques étant très instables (TRICHET 1963). Il faut imaginer une adsorption totale pour que ces vapeurs d'eau soient sous-saturées en silice et continuent ainsi à assurer la dissolution.

Pour arriver à une corrosion aussi intensive que celle observée sur la photo 13, il conviendrait d'évoquer des phénomènes lents et surtout répétitifs, à l'abri de substances étrangères, en l'occurrence l'aluminium (MULLOT 1960).

Les photos 14 et 15 montrent à quel point l'attaque chimique sélective peut contribuer à la mise en évidence de la structure cristalline interne des grains quartzeux. Pour ces photos précises, cette attaque s'est opérée quasi exclusivement le long des plans limitant les polyèdres «élémentaires» sans beaucoup altérer leur structure initiale. Ce fait montre que le stade de corrosion est peu avancé pour ce grain.

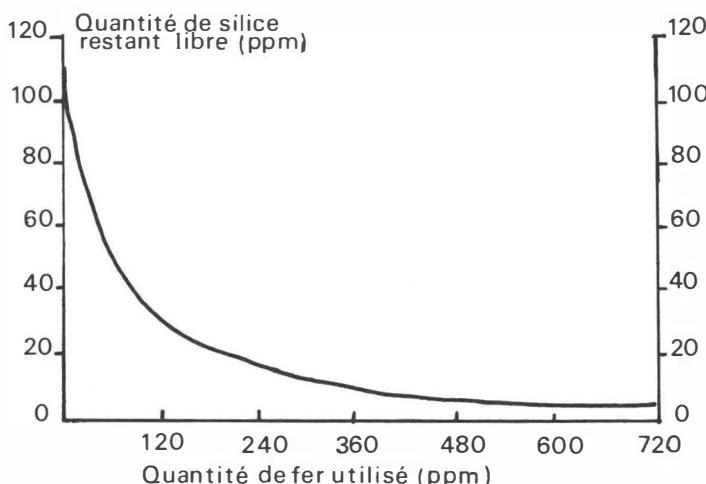


Fig. 2. — Bilan de l'adsorption de la silice par l'oxyde de fer (d'après LEAF 1948 *in* : TRICHET 1963).

La mise en relief de la structure cristalline interne du quartz par attaque chimique en milieu confiné et en présence de minéraux ferrugineux, n'est pas exceptionnelle en régions tropicales. D'autres chercheurs y ont déjà fait allusion, même si leur analyse n'a pas été suffisamment poussée dans le domaine qui nous occupe.

- Utilisant une méthode simple d'immersion des grains de quartz dans du baume de Canada, avant leur observation au microscope optique, ALEXANDRE-PYRE (1971, p. 60-b) signale déjà, pour un matériau de même origine que le nôtre, des mécanismes chimiques sélectifs aboutissant au dégagement de structure cristalline.
- De magnifiques photos dans ESWARAN & STOOPS (1979, fig. 2 b et c) montrent un impressionnant ensemble de polyèdres dans un état de fraîcheur remarquable. Cette fraîcheur, très différente de la surface de la plupart de nos grains, montre l'opposition entre un milieu plus évolué

(surfaces cuirassés anciennes du Haut-Shaba) et celui plus récent où les grains de quartz sont soumis à une attaque beaucoup plus faible (nODULES de plinthite). De même, le stade avancé de la corrosion (fig. 2 f et g) décrit par ces auteurs, rappelle notre photo 9.

- Les figures 10 et 11, Planche II de LEPRUN (1979) font également apparaître l'état de dissolution avancé de la surface des grains de quartz au sein des cuirasses de l'Afrique occidentale sèche. Les grains structuraux y apparaissent moins bien émoussés et sont assez comparables à ceux observés au sein de la plinthite (ESWARAN & STOOPS 1979).

Les photos 16, 17 et 18 révèlent une action conjuguée d'une cataclase des grains de quartz et d'une dissolution sélective ultérieure. Une telle action entame profondément les éléments quartzeux avec l'élimination physique des fragments résultant de la cataclase. L'évolution du quartz est plus rapide sous l'effet conjugué des deux processus (photos 17 et 18). Sur cette dernière, il ne subsiste plus que des fragments emplissant l'emplacement du grain détruit (création de la porosité secondaire).

3. Conclusion

3.1. *Dans les horizons ferrugineux hématitiques.*

- 3.1.1. Le développement des cassures conchoïdales crée des plans de moindre résistance, préjudiciable à la stabilité mécanique des grains de quartz.
- 3.1.2. Le manchon ferrugineux hématitique autour des grains de quartz n'empêche pas le processus de microsilicification de se produire. La silice formée sera surtout du type amorphe, du moins les premières phases, il ne se produit aucune dissolution du quartz préexistant, pas plus que celle de la silice de néoformation cependant amorphe. Aucun phénomène d'épigénie du quartz détritique par un composant ferrugineux n'a été observé.
- 3.1.3. La microtexture superficielle héritée tend à être masquée par un dépôt siliceux. L'aspect chagriné de la surface résulte, dans ce cas, de microsilicifications successives (trois phases — voir photo 6).

3.2. *Au sein des cuirasses.*

- 3.2.1. L'action chimique se traduit, non pas par des dépôts siliceux, mais par une dissolution des grains de quartz détritiques. Les stries ainsi produites sont uniquement d'origine structurale au sens cristallographique du terme. Les vapeurs d'eau liées aux transformations miné-

rales (déshydratation de certains minéraux ferrugineux) sous l'effet thermique pourraient être à la base de cette dissolution.

- 3.2.2. La structure cristalline des grains apparaît grâce à une dissolution sélective le long des plans limitant les polyèdres «élémentaires». La surface grenue généralisée est compatible avec un tel mode de dissolution qui élimine complètement les traces héritées de paléoenvironnements.
- 3.2.3. Pour les cuirasses plus anciennes (qui ont connu plusieurs oscillations climatiques, avec surtout des climats très arides), les grains connaissent un stade très avancé de corrosion. Le burinage intensif serait l'apanage des grains inclus dans les cuirasses encore beaucoup plus anciennes.
- 3.2.4. L'action combinée de l'attaque chimique sélective et de la cataclase des grains provoque des démantèlements profonds des structures cristallines. Grâce à cette action, la destruction des grains devient même plus rapide et provoque une porosité secondaire importante.
- 3.2.5. L'intervention directe du fer sur cette dissolution est incompatible avec l'absence de matrice ferrugineuse au contact avec les figures de corrosion.

REMERCIEMENTS

L'analyse au microscope électronique à balayage ainsi que la réalisation des photos présentées dans cet article, n'ont été possible que grâce à l'aide du professeur G. Goffinet de l'Institut de Zoologie de l'Université de Liège.

BIBLIOGRAPHIE

- ALEXANDER, G. B. 1953. Preparation of monosilicic acid. — *J. Amer. Chem. Soc.*, **75** : 2887-2888.
- ALEXANDRE-PYRE, S. 1971. Le plateau des Biano (Katanga). Géologie et géomorphologie. — *Mém. Acad. r. Sci. Outre-Mer*, Cl. Sci. nat. et méd., nouv. sér. in-8°, **18** (3), 151 pp.
- ALEXANDRE, J. & TSHIDIBI, N. YA B. 1984. Les enduits ferrugineux associés aux cuirasses latéritiques successives du Haut-Shaba. — In : Journée d'étude «Les Processus de Latéritisation» (Bruxelles, 22 mai 1984). Académie royale des Sciences d'Outre-Mer, Bruxelles. Pp. 37-46.
- ALIMEN, A. & DEICHA, G. 1958. Observations pétrographiques sur les meulières pliocénées. — *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 6, **8** (2) : 77-90.
- BECKWITH, R. C. & REEVE, R. 1963. Soluble silica in soils. 1. The sorption of silicic acid by soils and minerals. — *Aust. J. Soil Res.*, **1** : 157-158.

- DEMOLON, A. & BASTISSE, E. M. 1938. Sur quelques complexes colloïdaux du fer et de l'aluminium. — *Ann. Agron.*, Paris, **8** : 6-33.
- DEMOLON, A. & BASTISSE, E. M. 1944. Rôle vecteur de la silice dans les phénomènes géochimiques et physiologiques : Application au traitement de la chlorose ferrique. — *Ann. Agron.*, Paris, **11** : 265-297.
- DE PLOEY, J., LEPERSONNE, J. & STOOPS, G. 1968. Sédimentologie et origine des sables de la Série des sables ocre et de la Série des «Grés polymorphes» (système du Kalahari) au Congo occidental. — *Ann. Mus. r. Afr. centr. (Tervuren)*, Série in-8°, Sci. géol., **61**, 72 pp.
- DOUGLAS, L. A. & PLATT, D. W. 1977. Surface morphology of quartz and age of soils. — *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, **41** : 641-645.
- ESWARAN, H. & STOOPS, G. 1979. Surface textures of quartz in tropical soils. — *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, **43** : 420-424.
- FLAGEOLET, J. C. 1980-1981. Aspects morphoscopiques et exoscopiques des quartz dans quelques sols ferrallitiques de la région de Cechi (Côte d'Ivoire). — *Cah. O.R.S.T.O.M.*, Sér. Pédol., **18** (2) : 111-121.
- FRITZ, B. 1981. Étude thermodynamique et modélisation des réactions hydrothermales et diagénétiques. — *Mém. Sci. Géol.*, **65**, 197 pp.
- GARMEIAN, N. 1979. Contribution à l'étude de la diagenèse des grés : couleur rouge, argiles authigènes et induration. Formations d'Estrada Nova, de Rosario do Sul et de Botucatu (Brésil) et Buntsandstein de Vosges (France). — *Mém. Sci. Géol.*, **59**, 121 pp.
- HAZEL, F., SCHOCK, R. U. & MAXWELL, G. 1949. Interaction of ferric ions with silicic acid. — *J. Amer. Chem. Soc.*, **71** : 2256-2257.
- JONES, L. H. P. & HADDRECK, K. A. 1963. Effects of iron and aluminium oxides on silica in solution in soils. — *Nature*, **198** : 852-853.
- KRAUSKOPF, K. B. 1956. Dissolution and precipitation of silica at low temperature. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **10** : 1-26.
- KRAUSKOPF, K. B. 1959. The geochemistry of silica in sedimentary environments. — *Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. public.*, **7** : 4-19.
- KRINSLEY, D. H. & TAKAHASHI, T. 1962. The surface textures of sand grains : an application of electron microscopy. — *Science*, **135** : 923-925.
- KRINSLEY, D. H., BISCAYE, P. R. & TUREKIAN, K. K. 1973. Argentine bassin sediment sources as indicated by quartz surface textures. — *J. Sedim. Petrol.*, **43** : 251-257.
- KRINSLEY, D. H. & DOORNKAMP, J. C. 1973. Atlas of quartz sand surface textures. — Cambridge University Press, 91 pp.
- KRINSLEY, D. H. & WELLENDORF, W. 1980. Wind velocities determined from the surface texture of sand grains. — *Nature*, **283** : 372-373.
- LENEUF, N. 1973. Observations stéréoscopiques sur les figures de corrosion du quartz dans certaines formations superficielles. — *Cah. O.R.S.T.O.M.*, Sér. Pédol., **11** (1) : 43-51.

- LEPRUN, J. C. & NAHON, D. 1973. Cuirassements ferrugineux autochtones sur deux types de roches. — *Bull. Soc. Géol. France*, **15** (3-4) : 356-361.
- LEPRUN, J. C. 1979. Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique occidentale sèche. Genèse — Transformations — Dégradations. — *Mém. Sci. Géol.*, **58**, 224 p.
- LINDE, K. & MYCIELSKA-DOWGIALLO, E. 1980. Some experimentally produced microtextures on grain surfaces of quartz sand. — *Geogr. Ann.*, **62A** (3-4) : 171-184.
- LY, C. K. 1978. Grain surface features in environmental determination of late quaternary deposits in New South Wales. — *J. Sedim. Petrol.*, **48** : 1219-1226.
- MARGOLIS, S. V. 1968. Electron microscopy of chemical solution and mechanical abrasion features on quartz sand grains. — *Sedim. Geol.*, **2** : 243-256.
- MILLOT, G. 1960. Silice, silex, silicifications et croissance des cristaux. — *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, **13** (4) : 129-146.
- MULLER, D., BOCQUIER, G., NAHON, D. & PAQUET, H. 1980-1981. Analyse des différenciations minéralogiques et structurales d'un sol ferrallitique à horizons nodulaires du Congo. — *Cah. O.R.S.T.O.M.*, Sér. Pédol., **18** (2) : 87-109.
- NAHON, D. 1976. Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs : Géochimie, structures, relais et coexistence. — *Mém. Sci. Géol.*, **44**, 232 pp.
- NORDSTROM, C. E. & MARGOLIS, S. V. 1972. Sedimentary history of central California shelf sands as revealed by scanning electron microscopy. — *J. Sedim. Petrol.*, **42** : 527-536.
- OKAMOTO, G., OKURA, T. & GOTO, K. 1957. Properties of silica in water. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **12** : 123-132.
- PITTMAN, E. D. Diagenesis of quartz in sandstones as revealed by scanning microscopy. — *J. Sedim. Petrol.*, **42** : 507-519.
- RIBAULT, L. 1971. Comportement de la pellicule de silice amorphe sur les cristaux de quartz en fonction des différents milieux évolutifs. — *C. R. Acad. Sci., Paris*, Sér. D, **272** : 2649-2652.
- RIBAULT, L. 1977. L'exoscopie — méthode de détermination de l'histoire géologique des quartz détritiques. — *Kwartalnik Geologiczne*, **21** : 175-193.
- SCHMITT, J. G. & BOYD, D. W. 1981. Patterns of silicification in Permian pelecypods and brachiopods from Wyoming. — *J. Sedim. Petrol.*, **51** (4) : 1297-1308.
- SOYER, J. 1969. Aspects de surface de sables quartzeux au microscope électronique à balayage. — *Ann. Soc. géol. Belg.*, **92** : 215-227.
- SUBRAMANIAN, V. 1975. Origin of surface pits on quartz as revealed by scanning electron microscopy. — *J. Sedim. Petrol.*, **45** : 530-534.
- TRICHET, J. 1963. Première étude de quelques complexes du fer et de la silice. — *Rev. Géogr. et Géol. dyn.*, **5** (4) : 327-332.
- TSHIDIBI, N. YA B. 1985. Les cuirasses latéritiques du Haut-Shaba. Structure et composition. — Thèse de doctorat, Fac. Sciences, Univ. de Liège, 553 pp.
- VAN OOSTERWYCK-GASTUCHE, M. C. 1977. Sur les processus de silicification des

- calcaires dans le milieu supergène avec mention au processus de genèse des silicates de cuivre. — *Bull. Soc. belge Géol.*, **86** (2) : 67-90.
- VEBLEN, D. R., KRINSLEY, D. H. & THOMPSON, M. 1981. Transmission electron microscope study of quartz microstructures produced by aeolian bombardment. — *Sediment.*, **28** (6) : 853-858.
- WILLETTS, B. B., RICE, M. A. & SWAINE, S. E. 1982. Shape effects in aeolian grain transport. — *Sediment.*, **29** : 409-417.
- WILSON, P. 1979. Experimental investigation of etchpit formation on quartz sand grains. — *Geol. Mag.*, **116** (6) : 477-482.

DISCUSSION

M. C. Van Oosterwyck-Gastuche. — Je me demande si les formations d'oxyde de fer et les corrossions que vous observez pour les quartz des cuirasses latéritiques du Haut-Shaba ne pourraient pas être mises en relation avec le pH des eaux qui les ont percolées.

Nous avions pu montrer dans des travaux déjà anciens que le mode de vieillissement des gels différait considérablement selon qu'il se produisait en milieu confiné (cas de la plupart des expériences de laboratoire) ou en milieu de renouvellement constant des solutions (cas observé dans la nature et sur lequel le présent colloque a de nouveau insisté).

En imitant ce renouvellement des solutions (expériences de dialyse) nous avons obtenu un très grand nombre de cristallisations qui nous ont paru être précisément celles qu'on observe dans la nature.

En ce qui concerne les oxydes de fer, on constate que l'hématite apparaît à un pH inférieur à celui de la goethite⁽¹⁾. Aussi, si vos quartz à goethite sont corrodés, c'est peut-être par l'action d'une solution faiblement alcaline et non d'une solution acide ?

Durant une étude visant à reproduire les silicifications en silicate de cuivre au Shaba, et notamment les remplacements du carbonate par les silicates qui y sont fréquemment observés, nous avons été amenés à conclure que ce phénomène était le fait non de solutions acides comme on le dit généralement, mais bien de solutions alcalines très diluées⁽²⁾.

En faisant vieillir certains gels de silice en milieu dialysé j'ai obtenu un quartz fibreux, comme vous l'avez montré. Ce résultat n'a pas été publié.

J'ajoute que ces expériences ont été menées en ignorant volontairement les influences organiques et biochimiques qui jouent un rôle encore difficile à apprécier et qui ont été mises en évidence notamment au cours de la présente journée d'étude.

(1) GASTUCHE, M. C., BRUGGENWERT, T. & MORTLAND, M. M. 1964. Crystallization of mixed iron and aluminium gels. — *Soil. Sci.*, **5** : 281-289.

(2) VAN OOSTERWYCK-GASTUCHE, M. C. 1977. Sur le processus de silicification des calcaires dans le milieu supergène avec mention au processus de genèse des silicates de cuivre. — *Bull. Soc. belge Géol.*, **86** (2) : 67-90.

Journée d'étude – Studiedag
«Les processus de latéritisation» – «Het laterisatieproces»
(Bruxelles, 22.V.1984, Brussel)
Académie royale des Sciences d'Outre-Mer
Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen
pp. 111-126 (1985)

Geo-Eco-Trop.
8 (1984. n° 1-4) : 111-126
publ. 1985

CUIRASSES LATÉRITIQUES ET PROSPECTION MINIÈRE

PAR

E. WILHELM *, H. ZEEGERS * & J. P. AMBROSI **

RÉSUMÉ. — L'extrême agressivité de la pédogenèse tropicale conduit à la formation de profils d'altération très développés caractérisés par une néoformation massive de phases oxydées ou silicatées, et rend aléatoire toute prospection à vue. L'exploration minière doit ainsi se tourner vers des techniques de prospection indirectes comme la géochimie, susceptibles de détecter au travers du manteau d'altération, des traces métalliques initialement associées à une minéralisation primaire. Sont étudiées et discutées la répartition et le comportement de quelques éléments traces (Cu, Mo, As...) le long de séquences d'altération à la fois ferralitiques et smectiques de trois prospects de Haute-Volta. Le maintien ou le lessivage du profil de ces métaux sont directement fonction de leur équilibre avec les phases néoformées et seront de ce fait éminemment fluctuants d'un horizon pédologique à l'autre. La démarche géochimique requiert ainsi un bon repérage de l'environnement altérogénique de chaque site d'échantillonnage.

SAMENVATTING. — *Laterietkappen en mijnprospektie.* — De extreme aggressiviteit van de tropische pedogenese leidt tot de formatie van zeer ontwikkelde verwervingsprofielen, die gekenmerkt worden door een massieve neoformatie van geoxydeerde of gesilicificeerde fazen, en maakt elke prospektie op zicht twijfelachtig. De mijntonginning moet dan ook beroep doen op onrechtstreekse prospektietechnieken zoals de geochemie, die de detectie mogelijk maken, doorheen de verwervingskorst, van metaalsporen, oorspronkelijk geassocieerd aan een primaire mineralisatie. Zo worden de verdeling en het gedrag bestudeerd en besproken van enkele spoorelementen (Cu, Mo, As...) doorheen verweringssequenties, tegelijkertijd ferralitisch en smectisch, van drie prospeksen van Opper-Volta. Het behoud of de uitlogging van het profiel van deze metalen hangen rechtstreeks af van hun evenwicht met de nieuwgevormde fazen en zullen daardoor wezenlijk fluktueringen van het ene pedologisch horizont naar het andere. De geochemische werkwijze vergt also een goede peiling van de verwerkingsomgeving van elk monstergebied.

* Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Département des Gîtes minéraux, B.P. 6009, F-45060 Orléans Cédex (France).

** Université de Poitiers ; Laboratoire de Pétrologie de la Surface, 40, avenue du Recteur Pineau, F-86022 Poitiers Cédex (France).

SUMMARY. — *Lateritic crusts and mineral exploration.* — Deep weathering associated with tropical climatic conditions leads to extensively leached profiles characterized by a massive development of oxide or silicate secondary mineral phases, hampering conventional prospection. Mineral exploration in such conditions requires specific techniques, as geochemistry, aiming at detecting, in surface, metallic trace elements issued from underlying mineralisations. The mobility of the pathfinders in the weathering profile is mainly controlled by their thermodynamic equilibrium with the secondary mineral phases and therefore depends on the position in the profile. The dispersion processes of some key elements (Cu, Mo, As) will be presented and discussed, considering both smectic and lateritic environments from 3 prospects in Upper Volta.

1. Introduction

Les cuirasses latéritiques constituent un écran quasi opaque pour la prospection à vue et pénalisent également les techniques indirectes d'exploration, car les caractéristiques physiques et chimiques du substratum sont fortement perturbées par les conditions d'agressivité extrêmes de la pédo-génèse tropicale.

Ces formations indurées ont pendant longtemps été considérées comme résultant de remaniements successifs, sous contrôle morphologique étroit, d'altérites plus anciennes, ce qui leur conférait un cachet allochtone prépondérant ; une telle interprétation a lourdement handicapé l'adaptation d'une technique géochimique de prospection à ce type d'environnement et freiné le développement d'une méthodologie spécifique, car la représentativité des matériaux accessibles à un échantillonnage géochimique en surface restait fortement controversée. Les nombreuses investigations de la dernière décennie, tant à l'échelle localisée d'une toposéquence qu'à celle plus régionale d'un paysage, et les apports, souvent décisifs, de la pétrologie des altérites ont petit à petit remis l'accent sur une certaine lithodépendance des cuirasses ferrugineuses et ouvert des perspectives nouvelles à la prospection et à l'outil géochimique en particulier.

En effet, les environnements tropicaux sont caractérisés par la néoformation massive de phases oxydées ou silicatées se substituant à l'assemblage minéralogique de la roche-mère et de son éventuel contenu minéralisé ; certains de ces minéraux tels les oxydes-hydroxydes de fer et les argiles smectiques par exemple, constituent ainsi des supports privilégiés des traces métalliques mobilisées, à un stade précoce de l'altération, à partir des concentrations minérales recherchées. Leur maintien dans le profil dépendra des équilibres, pris dans un sens thermodynamique, réalisés ou non, entre ces éléments et les phases néoformées.

Cela est fondamentalement différent par rapport à ce que l'on observe en région tempérée où les supports des traces métalliques en zone supergène sont constitués pour l'essentiel par des minéraux d'oxydation des sulfures.

En milieu tropical, le géochimiste d'exploration aura pour tâche de recenser les minéraux d'altération majeurs propres aux différentes situations morpho-pédologiques d'un prospect et de préciser leur impact en tant que mémoire, relais, filtre ou écran vis-à-vis du message géochimique.

Ainsi, après avoir décrit les principales phases minéralogiques des différents horizons d'altération de profils latéritiques, nous tenterons d'y apprécier le comportement et le devenir de quelques éléments traces initialement associés à des concentrations minérales exprimées dans le substratum.

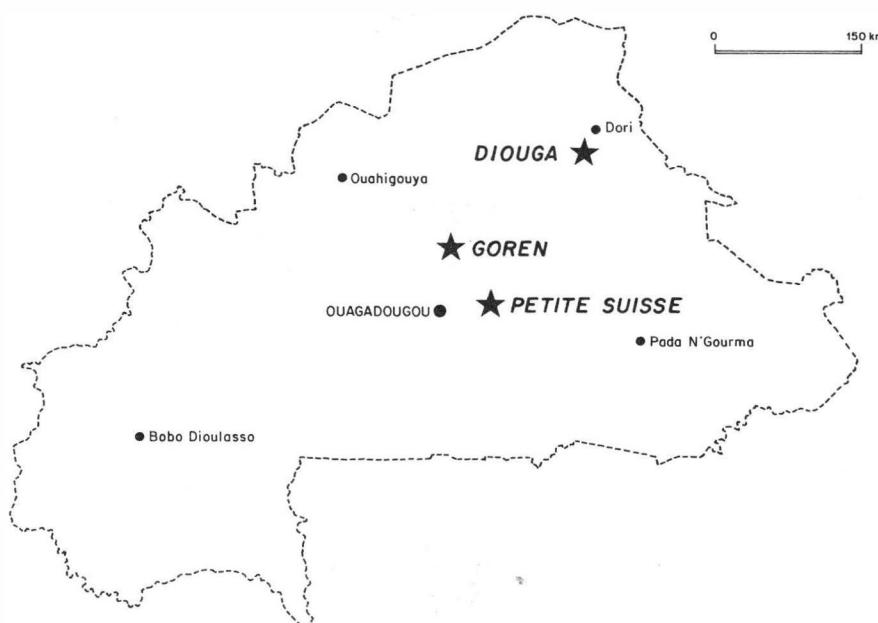


Fig. 1. — Haute-Volta : localisation des prospects.

2. Présentation de profils latéritiques de Haute-Volta

Nous nous appuierons sur l'étude détaillée de la toposéquence de Diouga, localisée dans les volcanites birrimiennes à dominante basique de l'extrême Nord-Est du pays (fig. 1). Six puits, alignés le long d'une coupe Nord-Sud de 3 km d'extension, ont été foncés au travers des cuirasses

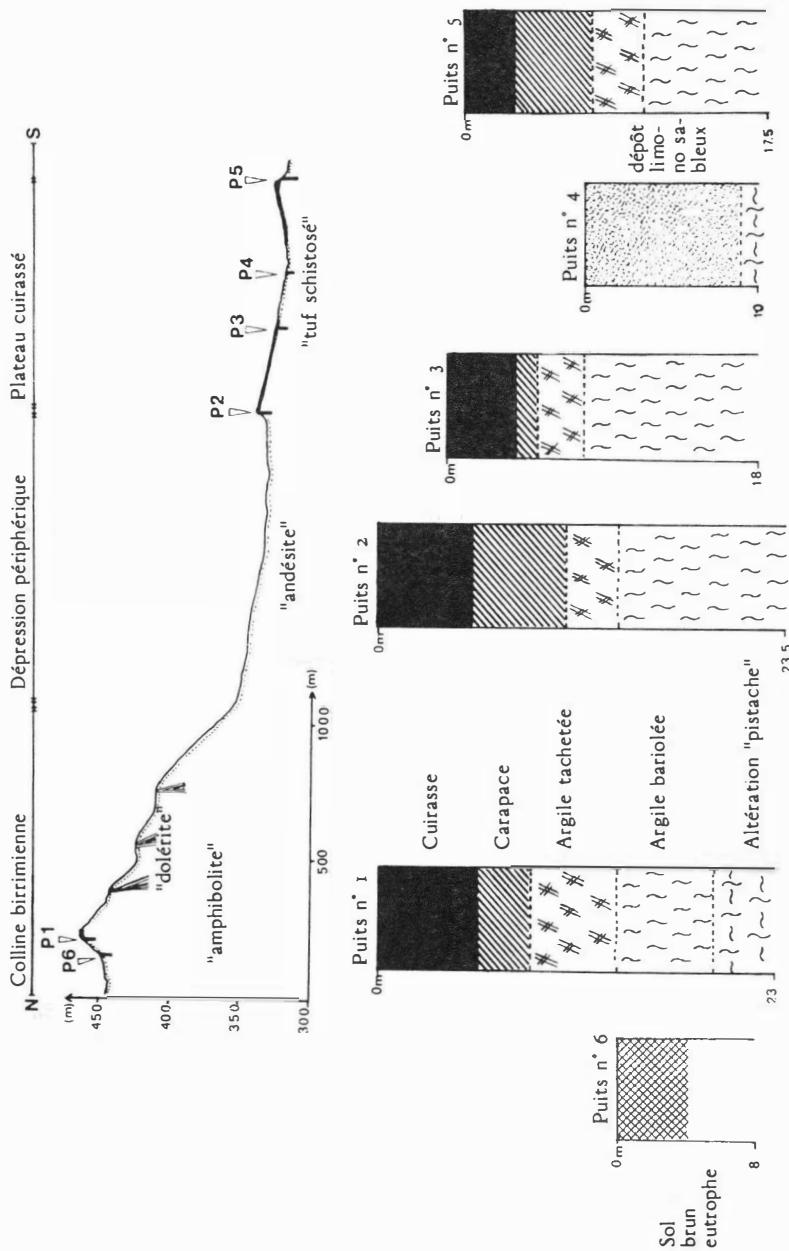


Fig. 2. — Haute-Volta : toposéquence de Diouga ; emplacement et coupe des puits.

latéritiques qui, bien que situées à des altitudes différentes variant de 350 m à 450 m, sont interprétées comme appartenant à une même paléosurface ondulée (fig. 2).

L'échantillonnage de ces différents puits et coupes, dont la profondeur varie entre 9 et 23 m, a été réalisé de manière continue et systématique, niveau par niveau, aux fins d'examens pétrographiques et minéralogiques détaillées et d'analyses chimiques ; celles-ci ont été effectuées par spectro-métrie d'émission ICP pour les éléments majeurs et une vingtaine d'éléments traces. D'une manière générale, les coupes des puits présentent des profils fort semblables ; ceux-ci sont cependant plus ou moins tronqués selon leur position morphologique actuelle.

Les observations macroscopiques faites lors du levé des coupes et de l'échantillonnage mettent bien en évidence deux types d'évolution distincte (LEPRUN 1979, PION 1979, ZEEGERS & LEPRUN 1979) déjà décrits antérieurement, correspondant à deux processus d'altération morpho-climatique différents :

- Une ferruginisation progressive, du bas vers le haut, d'un plasma kaolique, conduisant à l'individualisation des niveaux d'argiles bariolées, d'argiles tachetées, de la carapace et de la cuirasse. Cette évolution est contrôlée par l'altération ferrallitique ancienne, responsable de la formation des niveaux indurés. A cet égard, les profils observés à Diouga (voir fig. 2) sont tout à fait représentatifs de la coupe type en milieu latéritique ;
- Un développement, à la base des profils, d'horizons «pistache» liés à la néoformation de smectites sous l'effet d'une pédogenèse plus tardive, voire récente.

Ces deux séquences d'altération sont parfaitement individualisées sur le plan chimique ; elles peuvent être distinguées par exemple sur un diagramme binaire Fe_2O_3 - Al_2O_3 (fig. 3). Ce graphique souligne la bonne continuité de la filière ferrallitique (horizons kaoliniques et niveaux indurés) entre un pôle «kaolinite» et un pôle «oxydes de fer». A l'opposé, les échantillons à smectites issus de la pédogenèse récente suivent une loi de répartition distincte car ils sont peu affectés par la dynamique ferrifère.

3. Caractérisations minéralogique et géochimique des horizons issus de l'altération ferrallitique ancienne

Nous prendrons comme exemple la coupe du puits 1 de Diouga, situé en position topographique haute, à l'extrême Nord de la toposéquence.

L'étude détaillée de ce profil a associé observations fines de terrain et examens pétrologiques systématiques en lames minces. Nous passerons successivement en revue les différents horizons d'altération, depuis les argiles bariolées à la base jusqu'à la cuirasse au sommet.

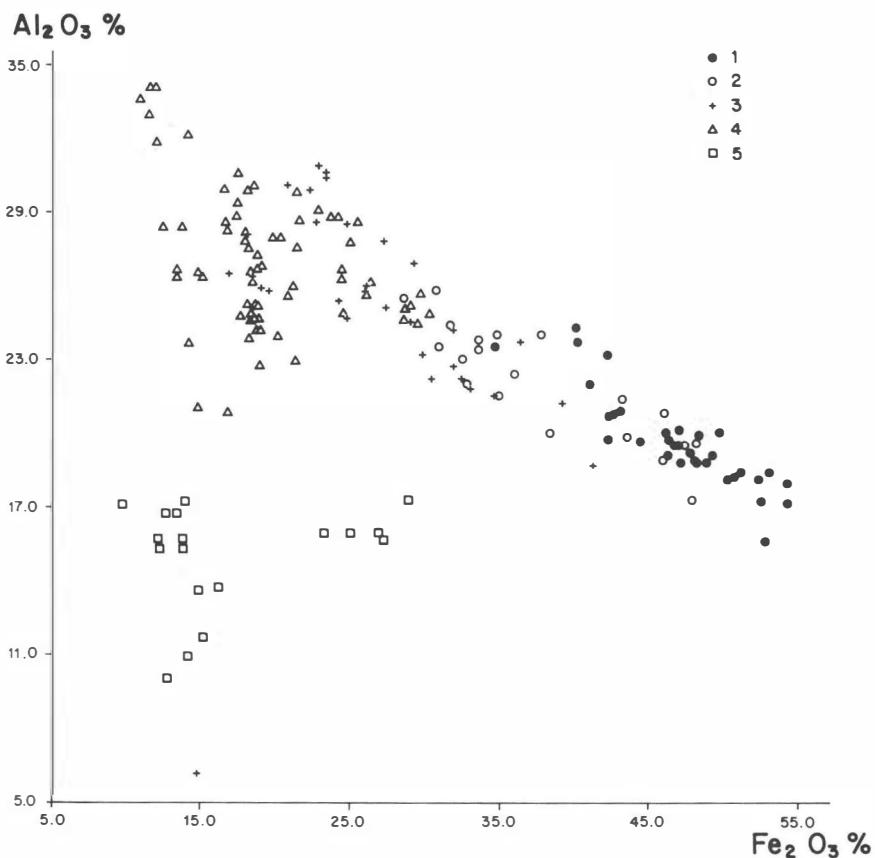


Fig. 3. — Haute-Volta : profils de Diouga ; diagramme Fe_2O_3 - Al_2O_3 pour les prélèvements effectués dans les différents horizons d'altération :
1) cuirasse ; 2) carapace ; 3) argiles tachetées ; 4) argiles bariolées ; 5) niveaux à smectites.

Les argiles bariolées sont essentiellement constituées d'un plasma kaolinique relativement homogène. A leur base cependant, à l'interface avec la roche fraîche, on observe une situation transitoire, avec juxtaposition d'un

squelette résiduel (minéraux altérables et quartz) et du plasma d'altération (pl. 1a).

En s'élevant dans le profil, le squelette est rapidement digéré par le plasma, avec oblitération des structures originelles de la roche mère (pl. 1b).

Dans ces mêmes niveaux, un examen détaillé du cortège minéralogique néoformé permet d'individualiser deux familles de kaolinite :

- Une à grands cristaux (10-100 µm) en accordéon provenant vraisemblablement de la pseudomorphose des minéraux parentaux originels ;
- L'autre, cryptocrystalline, au sein d'un réseau anastomosé de type nodulaire mal défini, dans lequel on ne reconnaît plus les kaolinites originelles.

Simultanément, on distingue deux modes de ferruginisation, le premier à hématite où le fer se concentre en petits nODULES formés probablement aux dépens de la kaolinite grossière, le second correspondant à une pigmentation de plasma kaolinique microcristallin, sous forme de goethite.

Cette organisation préfigure une structuration bi-phasée plus accentuée dans les horizons supérieurs du profil. Ainsi, dans les argiles tachetées (pl. 1c), on retrouve les deux modes de ferruginisation précités :

- Dans les «taches» gris-violacées, c'est l'hématite qui domine, sous forme de mouchetures et micronodules ; elle peut se substituer intégralement à la kaolinite ; macroscopiquement, on note une tendance à l'induration ;
- Dans les taches jaunes, moins indurées, le plasma microcristallin à kaolinite est simplement imprégné d'une manière diffuse par la goethite.

Dans les niveaux indurés, ces deux domaines poursuivent leur évolution propre pour aboutir à la formation de pseudopisolithes, soit à kaolinite-goethite, soit à hématite.

En outre, à la discontinuité entre les deux domaines, on voit nettement apparaître des remobilisations du fer qui se font surtout aux dépens des volumes micronodulaires à hématite. Cette redistribution est à l'origine de la formation de cortex (évolution centripète) ou de pseudo-cortex (évolution centrifuge) à goethite, qui accentuent encore la séparation entre les deux domaines (pl. 1d).

Ainsi, si le processus général d'altération conduit à une ferruginisation progressive, du bas vers le haut du profil, d'un plasma kaolinique, des itinéraires spécifiques balisent ces transformations et aboutissent à des équilibres minéralogiques distincts. Au niveau des horizons à kaolinite dominante (argiles bariolées, argiles tachetées), on peut distinguer une ferruginisation plasmique diffuse où la goethite imprègne une kaolinite

cryptocristalline, d'une filière à hématite se substituant, *pro parte* au moins, à une kaolinite « primaire » plus grossière. En remontant dans le profil (carapace et cuirasse), l'acquisition progressive du cortex par les pseudopisolithes à kaolinite-goethite ou à hématite semble représenter un stade de ferruginisation ultime.

La diversité des itinéraires minéralogiques possibles conditionnera ainsi la ventilation des éléments traces au sein d'un profil donné.

A titre d'exemple, nous présentons en fig. 4, la répartition du fer, du vanadium et du cobalt le long de la séquence d'altération de Diouga. Co et V, d'origine exclusivement lithologique, évoluent différemment, le vanadium suivant le fer et se concentrant dans les niveaux indurés, le cobalt y subissant au contraire un lessivage intense et quasi total.

Cette enquête a été étendue à d'autres prospects de Haute-Volta et localisée sur quelques éléments traces d'intérêt métallogénique, dont la distribution peut être suivie depuis la roche saine jusque dans les altérites superficielles.

Planche 1.

Haute-Volta — Prospect de Diouga

Lames minces correspondant à différents horizons du profil d'altération (puits n° 1)

1a. — Base des argiles bariolées :

- A : amphibole
- B : quartz
- C : plasma kaolinique

1b. — Argiles bariolées :

- A : micro-nodule à hématite
- B : « grande » kaolinite
- C : kaolinite cryptocristalline
- D : kaolinite cryptocristalline + goethite diffuse

1c. — Argiles tachetées :

- A : « grande » kaolinite
- B : kaolinite cryptocristalline à goethite diffuse
- C : plage à hématite

1d. — Carapace :

- A : pseudo-pisolithe à kaolinite cryptocristalline et goethite diffuse
- B : pseudo-cortex
- C : pseudo-pisolithe à hématite

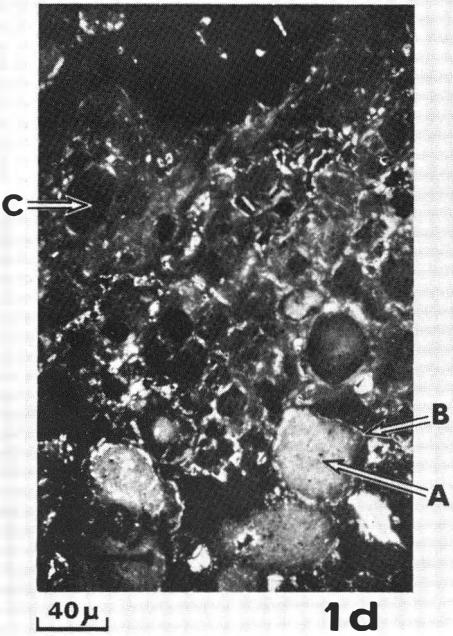
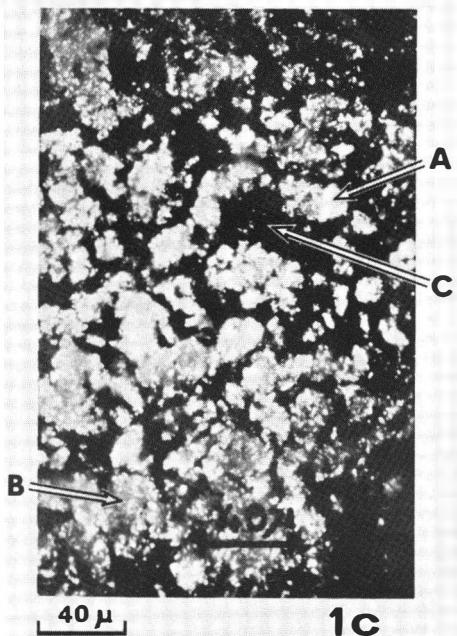
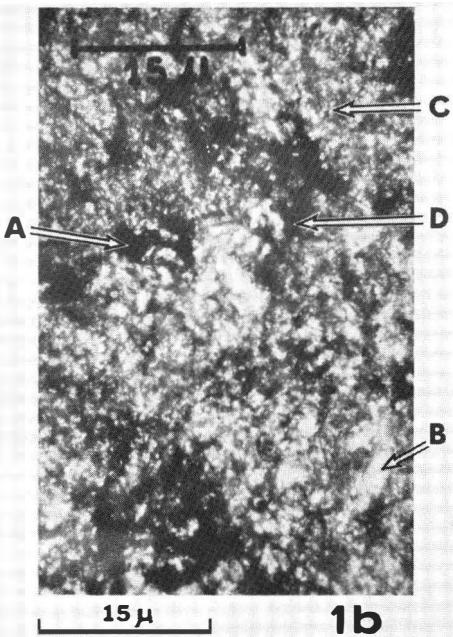
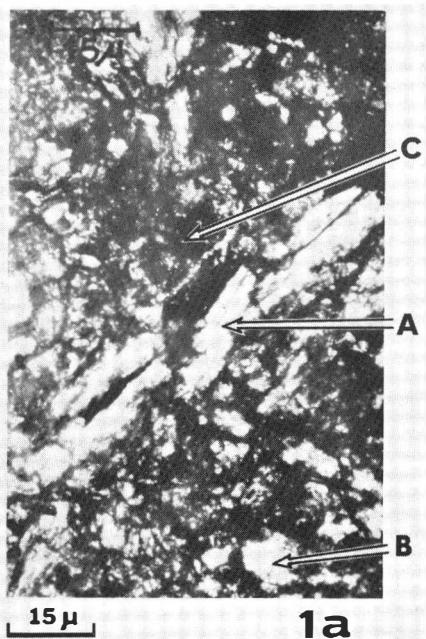


Planche 1.

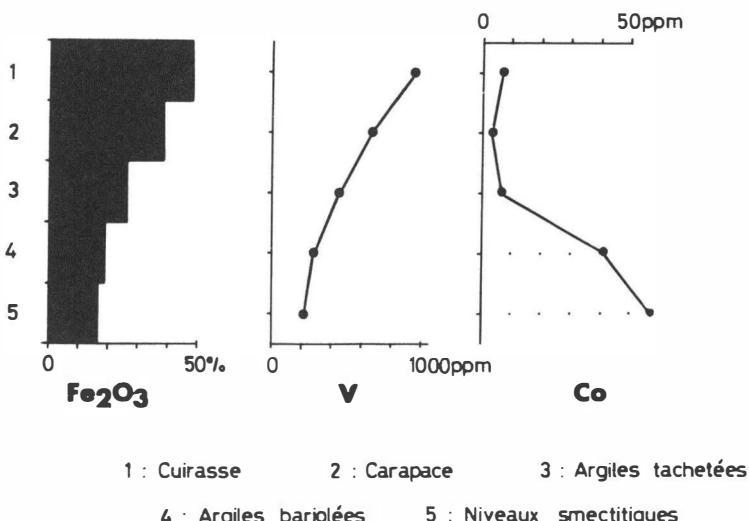


Fig. 4. — Haute-Volta — Diouga : teneurs moyennes en Fe_2O_3 , V, Co dans les différents horizons du profil latéritique.

4. Comportement le long de divers profils d'altération de quelques éléments traces (Cu, Mo, As), initialement associés à des minéralisations sulfurées

4.1. A *Diouga* même, la détection dans l'horizon cuirassé superficiel, d'une «anomalie» en arsenic en relation avec une minéralisation Au-As située plus en amont morphologiquement, constitue une bonne illustration des possibilités de migration latérale de cet élément dans les altérites.

En effet, en se référant à la figure 5, on perçoit un net enrichissement en arsenic, les teneurs atteignant la centaine de ppm dans les niveaux cuirassés du puits 2, situé à environ 200 m en aval de la trace d'un filon à or et mispickel reconnu. Il y a donc apparemment une dispersion latérale importante de cet élément dans la partie sommitale du profil, sans que les porteurs spécifiques aient pu être précisés. Cet étalement superficiel de l'anomalie constitue un atout pour la prospection car elle accroît les dimensions de la cible et autorise donc des mailles de prélèvement géochimique relativement lâches.

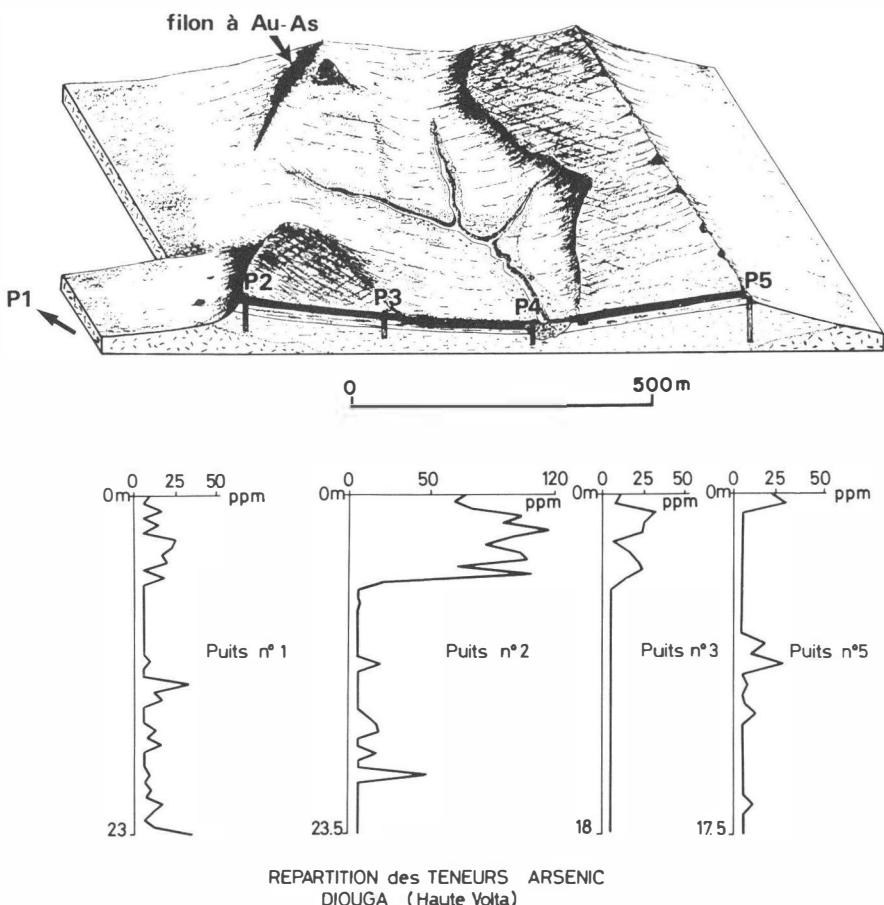


Fig. 5. — Haute-Volta — Diouga : schéma morphologique du prospect avec position des puits et de la minéralisation Au-As ; teneurs en arsenic dans les puits 1, 2, 3 et 5.

4.2. A Goren, nous sommes en présence d'une minéralisation disséminée à Cu-Mo, de type porphyrique, portée par une granodiorite intrudée dans les volcanites birrimiennes localisées à une centaine de km au Nord de Ouagadougou (fig. 1). L'altération ferrallitique y développe des profils similaires à ceux observés dans la région de Diouga.

L'échantillonnage à partir d'une cinquantaine de puits d'environ 600 prélèvements provenant des différents horizons pédologiques surmontant la zone minéralisée a mis en évidence une concentration différentielle du cuivre

et du molybdène dans ces horizons (ZEEGERS *et al.* 1979). La répartition des teneurs, estimées à l'aide des moyennes arithmétiques (tableau 1) met en évidence :

- Dans les sols superficiels, des signaux globalement atténués, pouvant traduire une dilution par un matériau allochtone, à composition plus siliceuse ;
- Pour le cuivre, un lessivage prononcé proportionnel à l'élévation des teneurs en fer. Cette tendance semble refléter un certain déséquilibre entre ce métal et l'une ou l'autre des phases ferrifères déjà décrites, goethite et hématite ;
- Pour le molybdène au contraire, un bon maintien, voire un léger enrichissement, des teneurs dans les horizons indurés. Cette observation confirme la stabilité de cet élément dans les conditions de pH relativement acide régissant la formation des phases à fer néoformées.

Tableau 1

Haute-Volta – Goren : teneurs moyennes en Fe_2O_3 , SiO_2 , Cu, Mo dans les différents horizons du profil latéritique ; estimation des teneurs en roches fraîches (sondage)

Horizon	Fe_2O_3 %	SiO_2 %	Cu ppm	Mo ppm
Sol superficiel	10.7	77	182	85
Cuirasse + carapace	36.4	49	309	336
Argiles tachetées	26.1	58	434	324
Argiles bariolées	14.6	70	509	232
Roche fraîche (estimation)	—	—	1 500	300

Pour tenter de préciser la localisation de ces deux métaux au sein des ferralites, nous avons soumis différents lots de matériaux de surface, seuls accessibles à l'échantillonnage direct et intéressant de ce fait le géochimiste d'une manière toute prioritaire, aux techniques d'exactions chimiques sélectives. La chaîne d'extraction utilisée s'est inspirée de celle préconisée par SONDAG (1981) ; les échantillons ont ainsi été attaqués successivement par des réactifs à base :

- D'hydroxylamine destinée à solubiliser les oxydes de manganèse et les traces métalliques associées ;
- D'un tampon acide oxalique-oxalate d'ammonium (réactif de TAMM) utilisé dans le noir, attaquant préférentiellement les oxydes-hydroxydes de fer peu ou pas cristallisés ;

- Du même tampon, mais sous rayonnement ultra-violet, mettant en solution les oxydes-hydroxydes de fer cristallisés.

Les résultats obtenus sont synthétisés en fig. 6, donnant le pourcentage des contenus métalliques extraits en fonction de la granulométrie des matériaux échantillonnés.

Trois faits majeurs se dégagent de ces diagrammes :

- Une association prépondérante entre le cuivre, le molybdène et les oxydes-hydroxydes de fer cristallisés. Les techniques mises en œuvre restent cependant trop frustes pour permettre d'identifier la nature minéralogique des phases porteuses majeures ;
- Un léger accroissement du contrôle de la répartition du cuivre par des phases amorphes plus abondantes dans les fractions granulométriques fines ($<40 \mu\text{m}$) ;
- Un enrichissement du cuivre dans les phases résiduelles silicatées (argiles), également dans les fractions fines.

Ce résultat traduit la possibilité de fixation de cet élément dans les phases argileuses néoformées, préfigurant les observations faites sur le prospect de la Petite Suisse.

4.3. A la *Petite Suisse* (fig. 1), nous avons également affaire à une minéralisation sulfurée disséminée dans une grano-diorite ; la pédogenèse ferralitique y est fortement tronquée et est relayée par une altération plus récente à dominante smectique. Celle-ci est à l'origine d'une redistribution du cuivre dans les minéraux néoformés.

Le bilan de cette répartition du cuivre a été cerné par une approche associant analyses chimiques globales, séparations granulométriques et analyses de phases prises séparément, analyses de minéraux préalablement purifiés, extractions sélectives et naturellement contrôles minéralogiques (LA-VILLE-TIMSLIT & MÖSSER 1982).

Ainsi, les extractions sélectives réalisées sur des échantillons prélevés à différentes profondeurs du profil vertique, permettent une première identification des phases porteuses majeures du cuivre (fig. 7). A la base du profil, environ 85% du cuivre sont contenus dans le résidu silicaté, essentiellement constitué de smectites et de minéraux interstratifiés du type vermiculite-biotite. En se rapprochant de la surface, on observe un transfert progressif du cuivre vers les phases ferrifères amorphes ou cristallines. Ce transfert s'accompagne d'une diminution du contenu global en cuivre, qui passe d'environ 5000 p.p.m. à 4 m à 1000 p.p.m. en surface.

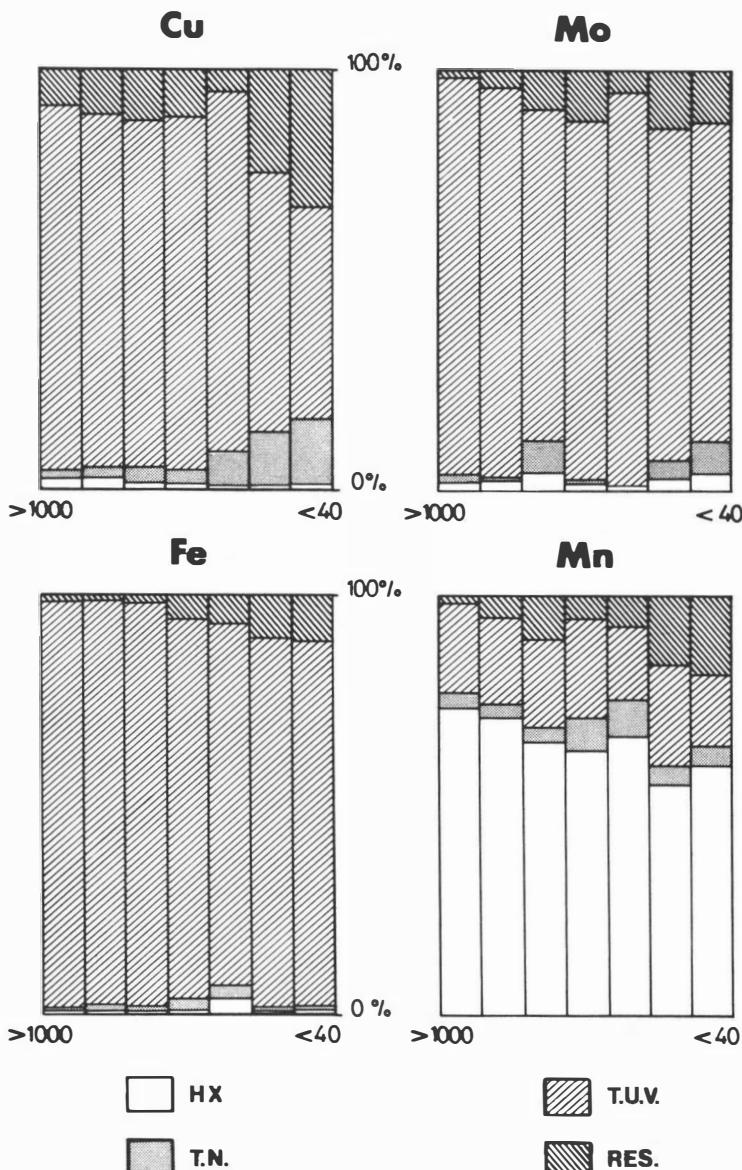


Fig. 6. — Haute-Volta — Goren : résultats d'extraction sélective pour Cu, Mo, Fe, Mn dans différentes tranches granulométriques de prélèvements superficiels : HX : attaque hydroxylamine ; TN : réactif de Tamm dans le noir ; T.U.V. : réactif de Tamm sous U.V. ; RES : résidu.
Les données sont exprimées en pourcentages du contenu total.

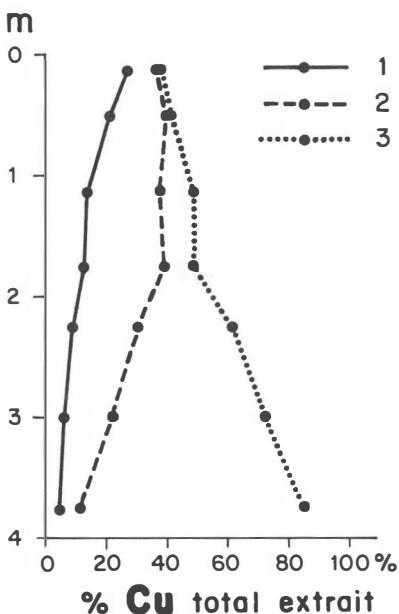


Fig. 7. — Haute-Volta — Petite Suisse : résultats des extractions sélectives dans la fraction granulométrique inférieure à 2 μm ; 1) pourcentage du cuivre dans les phases ferrifères «amorphes» ; 2) pourcentage du cuivre dans les phases ferrifères cristallines ; 3) pourcentage du cuivre dans le résidu silicaté.

Ce comportement du cuivre est donc très différent de celui reconnu en contexte ferralitique et l'association de cet élément avec les silicates néoformés à la base du profil verticale, même si sa localisation précise n'a pas encore pu être élucidée, est à souligner.

5. Conclusions

Les quelques exemples qui viennent d'être décrits, tout en soulignant la diversité et la complexité des processus régissant le maintien ou l'évacuation des éléments d'un profil d'altération, nous ont permis d'appréhender les quelque vecteurs potentiels majeurs contrôlant la transmission du message géochimique au cours de la pédogenèse. Ceux-ci sont directement dépendants du type d'altération mais leur évolution semble pouvoir être modélisée suivant le schéma esquissé à la figure 8.

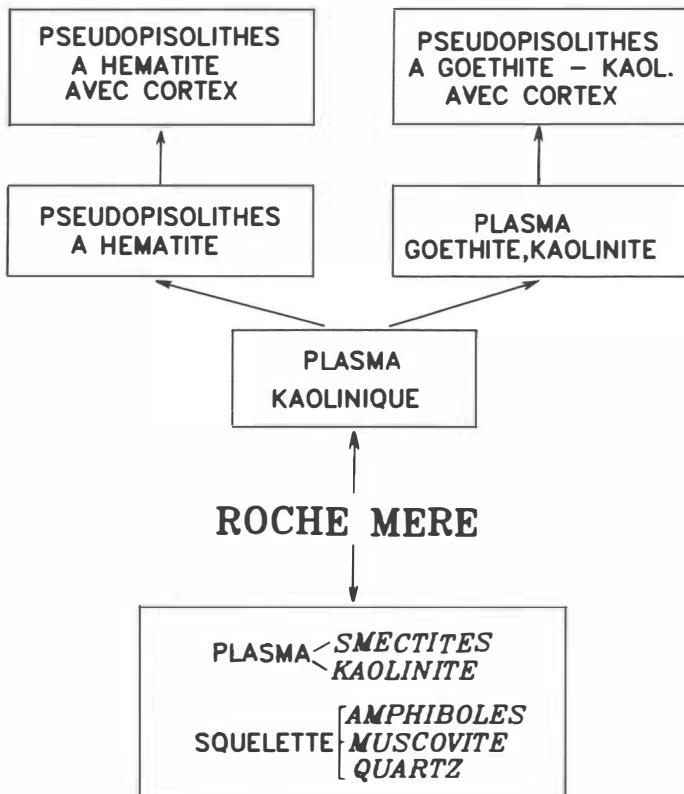


Fig. 8. — Schéma d'évolution minéralogique au cours de l'altération latéritique.

En fait, les comportements distincts selon les horizons échantillonnés et les éléments considérés ne font que refléter des états d'équilibre précaires et évolutifs entre métaux et phases néoformées. Cependant, l'information disponible à l'heure actuelle reste trop partielle pour permettre la formulation de règles générales régissant le comportement de tel ou tel métal sous l'effet d'une pédogenèse soit ferralitique soit smectique.

Pour le prospecteur géochimiste, il s'agira donc d'appréhender au mieux, au niveau d'une reconnaissance régionale ou d'une phase de recherche plus focalisée, l'ambiance altérologique des prélèvements susceptibles d'être collectés, sachant que la priorité doit être donnée, afin de maîtriser les prix de revient et les rendements, à l'échantillonnage de matériaux de surface.

Pour cela, deux orientations complémentaires sont préconisées :

- Description aussi fiable que possible du type d'altération affectant les prélèvements collectés ; en effet, le couple érosion-altération peut conduire à l'enchaînement rapide de situations pédologiques très contrastées induisant des équilibres géochimiques différents ;
- Utilisation de l'analyse multi-éléments offrant en particulier la possibilité d'estimer le bilan de la répartition des éléments majeurs ; cela permet de replacer un échantillon donné dans un espace «altérologique» précis par rapport aux pôles des oxydes et d'apprécier l'impact de cet environnement sur les contenus des traces métalliques.

Une teneur géochimique sera donc non seulement conditionnée par la lithologie et plus exceptionnellement par la proximité d'une minéralisation, mais également par l'histoire pédologique, souvent complexe de son support ; cela illustre toute la difficulté des approches à coordonner et situe le défi technique à relever.

BIBLIOGRAPHIE

- LAVILLE-TIMSTIT, L. & MÖSSER, C. 1982. Compte rendu de fin d'étude : Action concertée DGRST «Prospection géochimique en milieu tropical», convention 79.7.1319. Annexe I : Petite Suisse. — Rapport Bur. Rech. Géol. Min., n° 82 SGN 406 GMX.
- LEPRUN, J. C. 1979. Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique Occidentale sèche. Genèse. Transformation. Dégradation. — *Sci. Géol. Mém.*, 58, 224 pp.
- PION, J. C. 1979. L'altération des massifs cristallins en zone tropicale sèche. Étude de quelques toposéquences en Haute-Volta. — *Sci. Géol. Mém.*, 57, 215 pp.
- SONDAG, F. 1981. Selective extraction procedures applied to geochemical prospecting in an area contaminated by old mine workings. — *J. Geoch. Expl.*, 15 (1-3) : 645-652.
- ZEEGERS, H. & LEPRUN, J. C. 1979. Evolution des concepts en altérologie tropicale et conséquences potentielles pour la prospection géochimique en Afrique occidentale soudano-sahélienne. — *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, 2 (2).
- ZEEGERS, H., GONI, J. & WILHELM, E. 1979. Geochemistry of lateritic profiles over a disseminated Cu-Mo mineralisation in Upper-Volta. Preliminary results. — In : Proceedings of the International Seminar on Lateritisation Processes (Trivandrum, India, 11-14 December 1979) : 359-368.

Journée d'étude – Studiedag
«Les processus de latérisation» – «Het laterisatieproces»
(Bruxelles, 22.V.1984, Brussel)
Académie royale des Sciences d'Outre-Mer
Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen
pp. 127-129 (1985)

Geo-Eco-Trop.
8 (1984, n° 1-4) : 127-129
publ. 1985

AN INTERNATIONAL INTERDISCIPLINARY LATERITE REFERENCE COLLECTION (IILRC)

BY

G. STOOPS *

SUMMARY. — This contribution deals on the one hand with the need for a reference collection of lateritic profiles, as an aid for standardisation of the descriptions and the classification of lateritic materials, and on the other hand with the practical realisation of the IILRC.

RÉSUMÉ. — *Une collection interdisciplinaire internationale de références latéritiques («IILRC»).* — Cette communication traite d'une part de la nécessité d'établir une collection de références des profils latéritiques, en tant qu'aide pour la standardisation des descriptions et pour la classification des matériaux latéritiques, et d'autre part de la réalisation dans la pratique de la «IILRC».

SAMENVATTING. — *Een internationale interdisciplinaire referentieverzameling van laterieten («IILRC»).* — Deze tekst handelt enerzijds over de noodzaak van een referentieverzameling van laterietprofielen, als hulp voor standarmering van de beschrijvingen en de klassificering van laterietmaterialen, en anderzijds over de verwezenlijking in de praktijk van de «IILRC».

Introduction

During the Second International Seminar on Lateritisation Processes, held in São Paulo (Brazil) in 1982, in the framework of the International Geological Correlation Programme (IGCP) project 129, the need for a reference collection of laterite profiles was expressed. The International Soil Reference and Information Centre (ISRIC, formerly International Soil Museum) in Wageningen (the Netherlands) was proposed as a suitable place to display such a collection. It should consist of 12 to 15 selected "laterite

* Laboratorium voor Mineralogie, Petrografie en Micropedologie, Faculteit van de Wetenschappen, Rijksuniversiteit te Gent, Krijgslaan 281, B-9000 Gent (Belgium).

profiles", including e.g. lateritic bauxites, karst bauxites, nickel laterites, plinthite and manganeseiferous laterites.

The need of the IILR

Discussions during meetings of the IGCP-129 working groups clearly demonstrated the need of reference materials as an aid for standardisation of the description and classification of lateritic materials.

Although geologists, geomorphologists, soil scientists, geochemists and civil engineers have all a different approach towards laterites, their collaboration becomes more and more important, both from a scientific and practical point of view. In many cases however their mutual understanding is hindered by the use of deviating terminologies and classifications for laterite types and structures. Even within a same discipline communication may be poor as a result of the lack of standardised terms. In many cases a similar material or structure is called by different names, or, what is worse, a same name is used for different things.

A standardised terminology for laterite types, structures and textures could serve many purposes. First of all, the immediate advantage would be to make communication between scientists of different schools and different disciplines more easy and more productive. Moreover, it would enable to get a better insight in the regional, chronological and genetical distribution of different types. Hopefully, specific textures and structures can be linked with a given chemistry or mineralogy.

As laterites are very complicated and heterogeneous bodies, a standardised terminology, can only be achieved when scientists can refer to some concrete examples that can be consulted and that are systematically analysed and described.

Practical realisation

In October 1983, a group of specialists, mainly members of the IGCP-project 129, met in Ghent (Belgium) in order to discuss the practical organisation of the International Interdisciplinary Laterite Reference Collection. A Working Party, consisting of following scientists was proposed :

Dr. G. J. J. Aleva (industry), the Netherlands ; Dr. Gy. Bardossy (mineralogy, bauxites), Hungary ; Dr. C. R. M. Butt (geochemical prospection), Australia ; Prof. R. Burland (engineering properties), United Kingdom ; Dr. M. Hermelin (education), Colombia ; Dr. M. J. McFarlane

(geomorphology), United Kingdom ; Mr. M. L. Moura (secretary), the Netherlands ; Dr. W. G. Sombroek (soil science, agronomy), the Netherlands ; Prof. Dr. G. Stoops (soil science, mineralogy), Belgium. In addition about twenty counsellors from different disciplines and countries will ensure the broadest possible coverage.

Although efforts have been made by a group of participants of the IGCP project 129 to establish a systematic terminology and classification of laterite structures and textures (e.g. ALEVA, 1982), no definite agreement was reached. Therefore, one of the tasks of the Working Party is to develop a standard terminology. This should be compiled in a Handbook on the Description of Laterites and Laterite Profiles, which should be well documented and illustrated. A second task is to select the profiles to be sampled for the collection. The problem hereby is to illustrate as much different types and structures as possible, using a limited number of profiles. And last but not least, the morphological, chemical and mineralogical analyses of the different profiles have to be coordinated, in order to make comparisons between different profiles possible. This may lead moreover to a standardisation of analytical techniques for laterite research in future.

For the moment, no international funds are available to start sampling and analysing profiles for the collection. Therefore special efforts of individual institutes or countries are necessary. The example has been given already by the Netherlands, were the study of a few laterite profiles will be undertaken. It would be desirable that also Belgian Institutes would contribute to this international project.

REFERENCE

- ALEVA, G. J. J. 1982. Suggestions for a systematical structural and textural description of lateritic rocks. — *In*: A. J. MELFI & A. CARVALHO (ed.), Lateritisation processes, Proceedings of the 2nd International Seminar on Lateritisation Processes (São Paulo, Brazil, 1982), pp. 443-454.

