

Les sols actuels et les formations superficielles des crêtes nord-est du Nimba (Guinée)

Contribution à l'étude géomorphologique du Quaternaire de la chaîne

Jean-François PASCUAL

Laboratoire de Géomorphologie du Centre d'Etudes de Géographie Tropicale du CNRS. Domaine universitaire 33405 Talence Cedex

RÉSUMÉ

Dans la région nord-est des crêtes du massif du Nimba, les différents biotopes se révèlent en équilibre. Actuellement, il existe une étroite relation entre les formes locales du relief, la nature des sols et les caractéristiques de la végétation. Les dispositifs géomorphologiques n'autorisent plus la reforestation et maintiennent les plus hautes avancées de la forêt dans les têtes de ravin, bien que le climat produise une humidité quasi permanente à l'ensemble de la chaîne. Pour cela, le type de modelé et la localisation des diverses formations lithologiques ont une influence déterminante. La destruction de l'humus du sol qui est provoqué par les feux courants annuels, apparaît responsable de la disparition des limites naturelles forestières.

L'analyse des différents matériaux de surface (sols, altérites, minerais) fournit des témoignages d'ordre minéralogique qui permettent de reconstituer les épisodes majeurs de l'évolution géomorphologique quaternaire des crêtes du Nimba.

MOTS-CLÉS : Guinée — Monts Nimba — Gisements de fer — Bauxite — Sol de prairie d'altitude — Analyses physiques et chimiques — Dépôts éoliens — Action des feux courants sur les sols — Surface du Gondwana — Inversion de relief — Chronologie géomorphologique du Quaternaire.

ABSTRACT

THE PRESENT DAY SOILS AND THE SURFACE FORMATIONS OF THE NORTHEASTERN RIDGES OF THE NIMBA (GUINEA). CONTRIBUTION TO THE GEOMORPHOLOGICAL STUDY OF THE QUATERNARY OF THE RANGE

Situated at the point where Guinea, the Ivory Coast and Liberia meet, the Nimba mountain range is one the highest in West Africa (1770 metres at mount Richard Molard) and, due to this, the meeting point of 3 large African phytoclimatic zones. At the summit there are traces of the « surface of Gondwana ». The originality of its fauna with unique endemic species and the rarity of its flora, some of which represent the last examples of very ancient ecosystems, have led to it being classified as a « biosphere reserve » and entered on the list of world heritage (N° 118). In addition it has large, high quality iron ore deposits (Fe 65 %) that the Guinean government wish to exploit in the near future (early 1990). The deposits are to be found in the higher northeastern part of the range which means that they can be extracted by opencast mining.

This article deals with the soils and the various surface formations of the ridges in the northeastern part of the range which will be removed when the iron ore deposits are exploited.

The deposits lie under a very thin soil (lithic soil with very large cylindrical tufts of sedge) which is associated with the high grasslands of Loudetiedun Kagerensis. The soil on the ridges gets deeper at the heads of the wooded ravines and on the one high altitude platform, known as "the rainy season marsh perimeter". The mineral fraction (skeleton grains) of the soil on the ridges is made up of microscopic particles of which the mineralogical and morphometric characteristics are proof of a relatively recent aeolian origin.

Over the whole surface zone of the mass of hematitic ore the fissures are filled with well formed gibbsite crystals (gibbsan). This gibbsite is the result of the in situ evolution of colluvial deposits which were maintained on the iron deposits by a covering of dense forest (pluvial of the Upper Paleolithic). These deposits were built up over a xerothermic period (Middle Paleolithic) which helped the erosion of the alterites of the sericitic schists. At that time the alterites of the schists overhung the iron deposits. The alteration of the schists had led to the formation of bauxite, the remains of which are to be found in « the rainy season marsh perimeter ».

The ferralitic type of alteration of the schist corresponds to a climatic period favourable to the development of the forest (pluvial of the Lower Paleolithic). The present day outline of the relief of the northeastern part of the range is the result of an inversion of the relief for which the petrographic nature of the rocks has played a determining role. The conservation of the summits is dependent on the single element character of the iron deposits.

Today, there is a close relationship between the local outlines of the relief, the nature of the soil and the characteristics of the vegetation. Only the natural limits of the forest have been destroyed by the forest fires which occur every year.

KEY WORDS : Guinea — Nimba mounts — Iron ore deposits — Bauxite — High grassland soil — Physical and chemical analysis — Gondwana surface — Relief inversion — Geomorphological chronology of the Quaternary.

AVERTISSEMENT

La chaîne des monts Nimba est considérée comme un lieu de recherche exceptionnel de la géographie et de l'écologie tropicales. L'originalité de sa faune et la rareté de ses espèces végétales lui ont valu d'être classée « réserve de la biosphère » et inscrite sur la liste du « patrimoine mondial » sous le N° 118.

En Guinée, cet ensemble montagneux recèle de grands gisements de minerai de fer dont l'exploitation doit débiter prochainement (début 90). Les dommages irréversibles qu'une telle entreprise peut introduire dans le milieu naturel peuvent être limités par une évaluation parfaite des conséquences sur les différents biotopes et sur les sols. Dans ce but, un séminaire pluridisciplinaire a été organisé, en décembre 1983, sous l'égide de l'UNESCO et du gouvernement guinéen. Au cours de ce séminaire, une prospection géomorphologique a été entreprise avec la participation de MM. Bakaridian CONDE, Mamadou Aliou DIALLO, Mamadou Aliou BAH et Saramady TOURE (attachés de recherche à la Direction de la recherche scientifique et technique de Guinée). Des échantillons ont été prélevés (160 échantillons de sols, altérites, sédiments, cuirasses et roches) pour une caractérisation précise (analyses physiques et chimiques réalisées au laboratoire de géomorphologie du Centre d'Etudes de Géographie Tropicale du CNRS).

L'étude géomorphologique qui suit, concerne uniquement les crêtes de la partie N.E. de la chaîne Nimba et révèle certains résultats analytiques obtenus sur les échantillons de cette région. Les versants et la région S.O. de la chaîne seront l'objet d'un autre travail.

Nos remerciements vont à M. Maxime LAMOTTE, professeur à l'Ecole Normale Supérieure de Paris, à la direction du Centre d'Etudes de Géographie Tropicale du CNRS et aux autorités scientifiques et administratives de la Guinée qui nous ont permis de connaître le Nimba.

INTRODUCTION

Dans le souci de découvrir les plus vieux épisodes paléogéographiques, les géomorphologues accordent un intérêt particulier à l'étude des reliefs culminants de l'ouest africain. Parmi ces reliefs, la chaîne des monts Nimba occupe à cet égard une place de première importance. Elle constitue un musée remarquablement riche de formes qui se sont élaborées à partir de roches très anciennes (atakoriennes et birrimiennes). L'aspect morphologique des crêtes du Nimba suggère celui d'une vieille pénéplaine : la « surface du Gondwana ».

Le présent article traite de l'évolution des reliques de cette vieille surface d'aplanissement que l'on peut observer au Nimba. Après une brève présentation du contexte régional (pour plus d'informations, nous convions le lecteur à consulter les articles et ouvrages cités en bibliographie), nous considérerons plus précisément : les paysages des crêtes dans la partie nord-est de la chaîne des monts Nimba, le cortège pétrographique du substratum, les formations superficielles et les sols, dans le but d'y déceler quelques témoignages du passé. Nous étudierons, en premier lieu, les croupes sommitales, puis la plus vaste plate-forme sub-horizontale — appelée dans le présent article : périmètre de la mare d'hivernage — située au sommet de la chaîne qui porte les sols d'altitude les plus épais. En conclusion, nous tenterons d'interpréter les différents faits de terrain et les résultats analytiques en distinguant les arguments qui attestent le caractère de la pédogenèse actuelle de ceux qui traduisent l'héritage des épisodes phyto-climatiques majeurs du Quaternaire.

PRÉSENTATION DE LA CHAÎNE DES MONTS NIMBA

Située aux confins de la Guinée, de la Côte d'Ivoire et du Libéria, entre 8°20'-8°35' de longitude Ouest et

entre 7°25'-7°45' de latitude Nord, la chaîne des monts Nimba (fig.1) constitue un des plus hauts ensembles montagneux d'Afrique occidentale (1 770 m au mont Richard-Molard). Elle s'élève brusquement au-dessus de la plaine (cote altitudinale : 510 m) par plus de 1 200 m

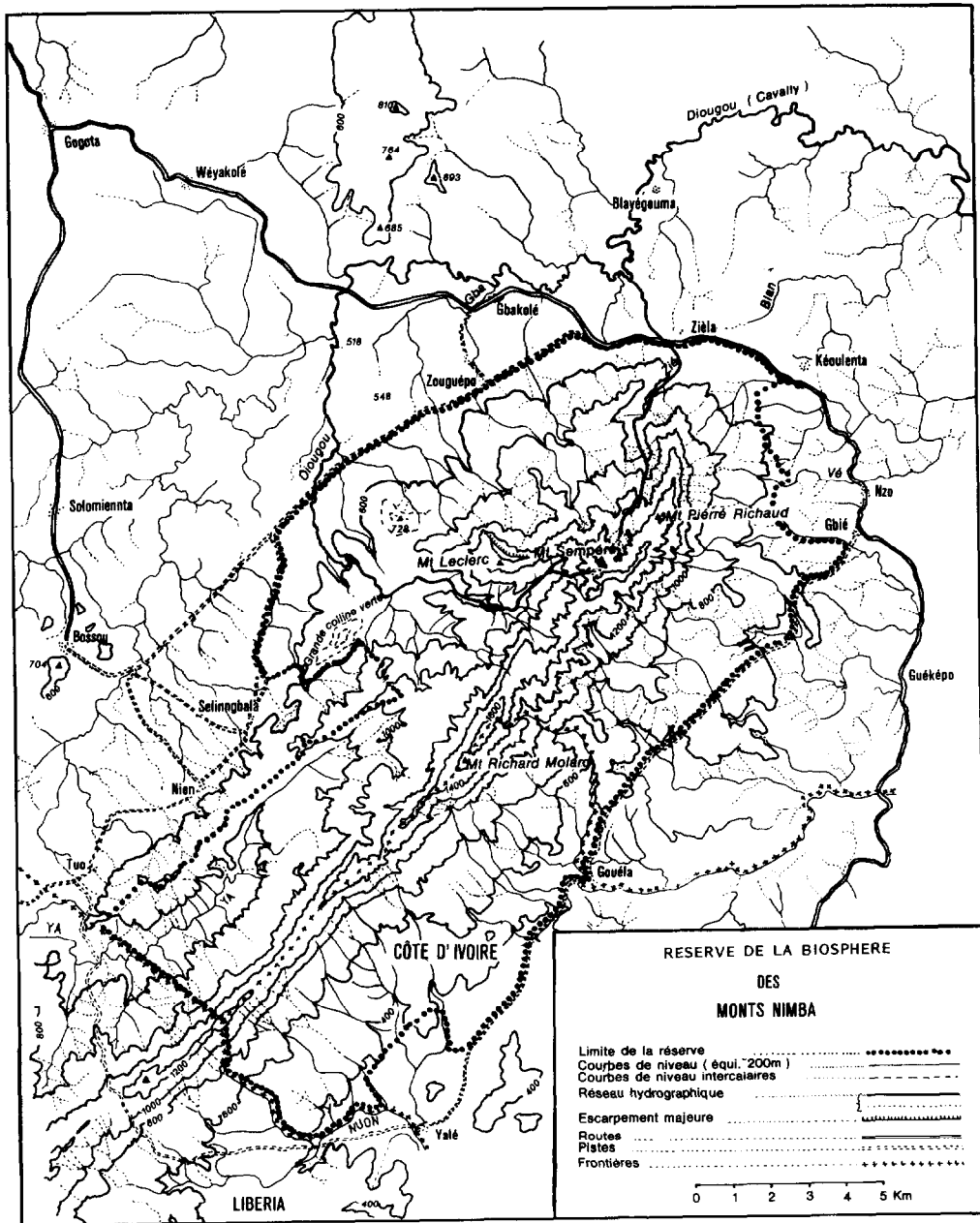


FIG. 1. — Carte topographique des monts Nimba en Guinée

d'altitude relative. Elle forme une longue arête qui s'étire selon une direction sud-ouest - nord-est sur une quarantaine de kilomètres, dont plus de la moitié est située en territoire guinéen. Sa plus grande largeur, que l'on mesure transversalement au niveau du village de Zouguépo, est de 12 km.

Les nombreux ravins aux parois très raides qui entaillent les flancs de la chaîne sur plusieurs centaines de mètres, s'opposent de façon surprenante avec la forme généralement douce du relief des crêtes. Ce dernier montre seulement quelques pointements aigus (photo 3) dans la région des Dents et des Grands Rochers. Au nord de cette région, du mont Sempéré (cote 1 670 m) au mont Pierré Richaud (cote 1 629 m), le relief est caractérisé par une série de croupes au sommet arrondi (photo 2) qui se raccordent les unes aux autres par de vastes cols. En direction du sud, au-delà du mont Richard-Molard jusqu'à la frontière du Libéria, les crêtes couvertes par la forêt dense se révèlent aussi très monotones et mollement ondulées. Les rares plateformes sub-horizontales situées au sommet de la chaîne (niveau 1 600 m) se rencontrent dans la zone des gisements de fer.

Les versants de la chaîne sont extrêmement variés. Chacun d'eux évoque, selon son profil topographique, une grande diversité de processus d'érosion dont il résulte. Nous nous bornerons à signaler la présence de lambeaux de cuirasse étagés, épargnés par l'incision des profonds ravins, qui ont été interprétés comme des reliques de surfaces d'aplanissement et de niveaux d'érosion chronologiquement distincts (LECLERC J.C., LAMOTTE M., RICHARD-MOLARD J., 1949) :

- le niveau 1600 : « surface du Gondwana »,
- le niveau 1300 : « niveau intermédiaire entre Gondwana et post-crétacé » ;
- le niveau 800 : pédiplaine d'âge tertiaire, participant à la « grande surface africaine ».

Au pied de la chaîne, la plaine parsemée de vastes étendues cuirassées, se caractérise par une grande platitude. Cette dernière est seulement rompue en quelques endroits par des collines résiduelles peu élevées et des excavations plus ou moins profondes qui forment le lit de certains cours d'eau.

Le massif du Nimba est drainé par un imposant chevelu hydrographique, très régulièrement distribué (fig.1) : au sud-ouest par le Ya qui coule en direction du Libéria ; au nord, par le Diougou (ou Cavally) qui forme la frontière libéro-ivoirienne, et les torrents qu'il collecte ; au sud, par le Nuon (ou Tiopleu) et les rivières qui l'alimentent. Toutes ces rivières qui sont per-

manentes, prennent leur source à une altitude élevée dans la montagne : 1 300 m dans la région nord-est (base des gisements de fer). Le trop plein de la mare d'hivernage constitue, en saison pluvieuse, la plus haute source du fleuve ivoirien Cavally.

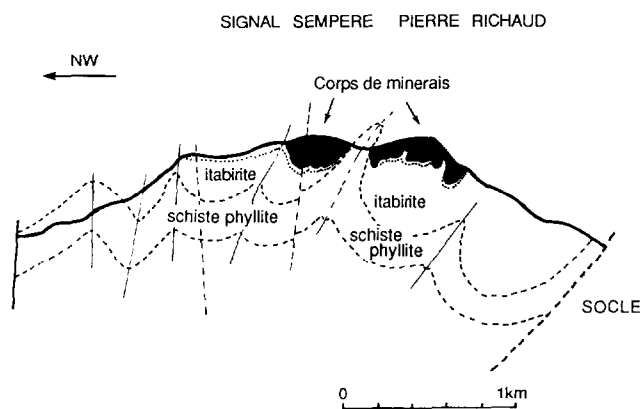


FIG. 2. — Coupe structurale de la chaîne des monts Nimba dans la région des gisements Sempéré et Pierré Richaud (réalisée d'après les sondages du projet Mifergui-Nimba)

La chaîne du Nimba est un massif précambrien de schiste vert métamorphique qui domine un socle précambrien plus ancien de roches cristallisées, essentiellement des granites et des gneiss (J.C. LECLERC *et al.*, 1955). Des plissements isoclinaux semblent être caractéristiques de la structure du massif, l'axe des plis suivant une ligne parallèle à l'orientation générale nord-est de la chaîne. Au sein du schiste vert, une formation rubanée de fer (fig.2) : l'itabirite du Nimba du type « itabirite Pico » du Brésil, d'où elle tire son nom, a subi par endroits une intense dissolution de la silice qu'elle contient pour former d'importants gisements de minerai de fer. A. MISRA et P. RAUCQ (1986) ont opté pour une enrichissement supergène des formations itabirites initiales en écartant les théories syngénétiques classiques, métamorphiques ou metasomatiques.

Les réserves en minerai de fer des quatre gisements guinéens (fig.3) situés au mont Sempéré, Grands Rochers, Pierré Richaud et le Château, ont été évaluées à 600 MT (1) de minerai de grande qualité dont la teneur moyenne en fer est de 65 %. Le gisement Pierré Richaud qui est prévu pour l'exploitation, représente à lui seul 300 MT de minerai. Ces gisements se localisent en grande partie dans les trois cents derniers mètres au sommet de la montagne, autorisant ainsi une exploitation à ciel ouvert.

(1) MT : Millions de tonnes.

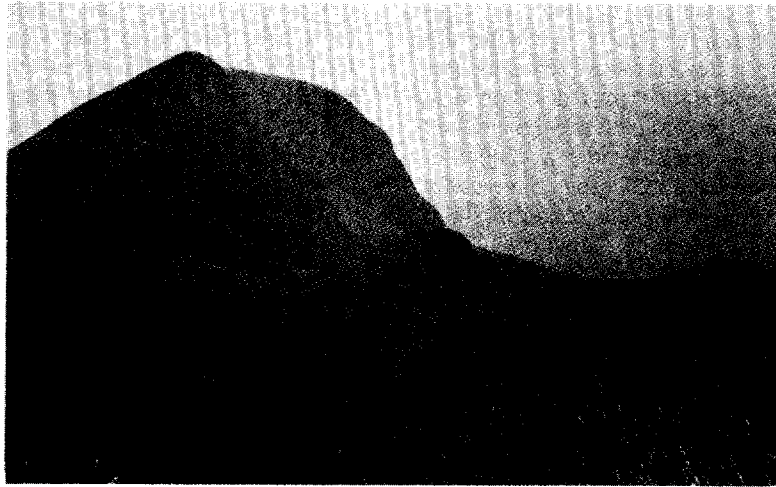


PHOTO 1. — Le mont Jean-Charles Leclerc (vue du mont Sempéré, en décembre 83) qui culmine à la cote 1 670 m et la plaine de Selingbara aux nombreuses clairières de savane associées aux dalles de cuirasses ferrugineuses (en arrière plan) dont l'altitude moyenne est de 510 m.



PHOTO 2. — La tête du ravin boisé du Zié (vue du mont Sempéré, en décembre 83) et la ligne de crête (en arrière plan) dans la région du gisement Pierré Richaud.



PHOTO 3. — Les crêtes de la chaîne des monts Nimba (vue du mont Sempéré, en décembre 83) : le périmètre de la mare d'hivernage (au premier plan) dont l'exutoire surplombe le ravin du Ga (la plus haute source du Cavally) ; la ligne de crête de l'extrémité sud du gisement Pierré Richaud (à gauche), le relief accidenté des Grands Rochers (au centre) , le mont Richard-Molard qui culmine à 1 770 m (à droite).

Ces quelques données permettent de juger de l'importance du réservoir de fer que porte la chaîne des monts Nimba. L'épaisseur des cuirasses ferrugineuses de la plaine est aussi considérable (plus de 15 m à la grotte de Blandé). Leurs constituants proviennent en majeure partie des zones sommitales de la chaîne.

La chaîne du Nimba constitue le lieu de convergence des trois grandes zones climatiques : la zone du climat équatorial guinéen, la zone du climat subguinéen et la zone du climat tropical sub-soudanien. Son climat est directement placé sous l'influence des 2 grands vents africains : la mousson, vent humide orienté sud-ouest nord-est, qui souffle de mai à septembre pendant la saison des pluies, et l'harmattan vent sec venant de l'intérieur du continent selon une direction est-ouest ou nord-est sud-ouest, qui souffle de novembre-décembre à février au cours de la saison sèche. L'altitude, l'exposition, la forme locale du relief jouent un rôle prépondérant sur les conditions climatiques d'un lieu particulier de la chaîne. Sur les crêtes, les températures sont généralement plus basses, les écarts de température plus faibles et l'humidité atmosphérique plus grande que dans la plaine. Le total pluviométrique annuel varie selon le lieu de 1 700 à 2 100 mm. Aux pluies de mousson s'ajoutent des pluies de tornades engendrées par des lignes de grain venant de l'est et du nord-est, dont la grande violence a pour conséquence le lessivage des formations superficielles et des sols. En saison sèche, l'harmattan peut atteindre des vitesses considérables au sommet de la chaîne avec un important pouvoir desséchant.

LES CRÊTES DANS LA PARTIE NORD-EST DE LA CHAÎNE DES MONTS NIMBA

La région sommitale du nord-est de la chaîne des monts Nimba est le domaine des grands gisements guinéens de minerai de fer. Là, la forêt montagnarde à Parinari excelsa est réduite à de minces cordons qui s'épanouissent parfois en éventail, dans la partie supérieure des ravins (photo 2), à proximité des crêtes. Le reste des pentes et la totalité des sommets portent une prairie basse à *Loudetia kagerensis* (l'unité phytosociologique définie par R. SCHNELL, 1952, est *Eriosemeto-Loudetietum kagerensis*), généralement dépourvue d'arbre. Près de la mare d'hivernage, on pouvait encore voir, il y a quelques années (18 ans environ), la seule relique forestière sommitale de cette partie de la chaîne, avant sa destruction entreprise pour les besoins de la prospection minière.

Le minerai affleure quasiment sur toute la ligne de crête entre les touradons (1) qui forment un sol très

maigre (sol lithique à touradons) auquel se raccrochent les touffes d'herbe. Les sols s'épaississent seulement dans les têtes de ravins boisés et au sud du gisement Pierré Richaud, sur la grande plate-forme sub-horizontale (photo 3), située en altitude (alt. 1 600 m) qui portait récemment les derniers vestiges de la forêt montagnarde.

1. Les formations géologiques

Le corps de minerai du gisement Pierré Richaud est essentiellement enveloppé par la roche mère : l'itabirite du Nimba. Cette dernière affleure de part et d'autre de la minéralisation, sur les fortes pentes qui conduisent aux ravins. A l'ouest du mont Tô, elle se localise à faible profondeur, au contact d'une formation phylliteuse (fig. 3).

L'itabirite du Nimba (Ech. NIM 8384), anciennement dénommée « quartzite à magnétite » est une roche finement litée d'origine méta-sédimentaire. Son litage est mis en évidence par l'alternance de bandes ferriques gris foncé à éclat métallique et de bandes quartzieuses blanches, entre lesquelles s'intercalent des bandes de transition caractérisées par différentes densités de gris. Les lits sont parallèles et rectilignes. Leur épaisseur est comprise entre 1 et 5 mm.

Au microscope, les bandes les plus foncées se définissent par des assemblages d'amas de micro-particules et de micro-plages denses d'hématite et de magnétite, au contour difforme (de 30 à 500 μ de dimension). Les liaisons entre amas et micro-plages denses sont assurées par des ponts plus ou moins épais de même nature. Quelques quartz (de 10 à 100 μ de dimension) peuvent rompre l'homogénéité de ces assemblages, soit sous la forme d'individus au contour dentelé, soit en constituant des groupements de cristaux très indentés. A l'opposé des précédentes, les bandes blanches sont constituées de quartz en majorité. Les cristaux de quartz (de 10 à 100 μ de dimension) sont très enchevêtrés, soudés entre eux par de la silice secondaire. La magnétite et l'hématite n'y réalisent plus que quelques îlots (de 30 à 500 μ de dimension) dont les limites épousent très exactement celles des quartz adjacents. En fait, les différentes teintes de gris visibles à l'échelle macroscopique dans l'itabirite se traduisent, au cours de l'examen microscopique, par des variations de proportions des constituants : magnétite-hématite et quartz. L'analyse chimique indiquée ci-après (tabl. I) ne donne qu'une image de la composition moyenne de l'itabirite du Nimba.

Au cœur du signal Sempéré (col formé par le mont Sempéré et le sommet 1 650 m qui précède le mont Tô) qui domine au nord-est le périmètre de la mare

(1) *Touradon* : motte de terre meuble dont la cohésion est assurée par le système racinaire d'une touffe de graminées.

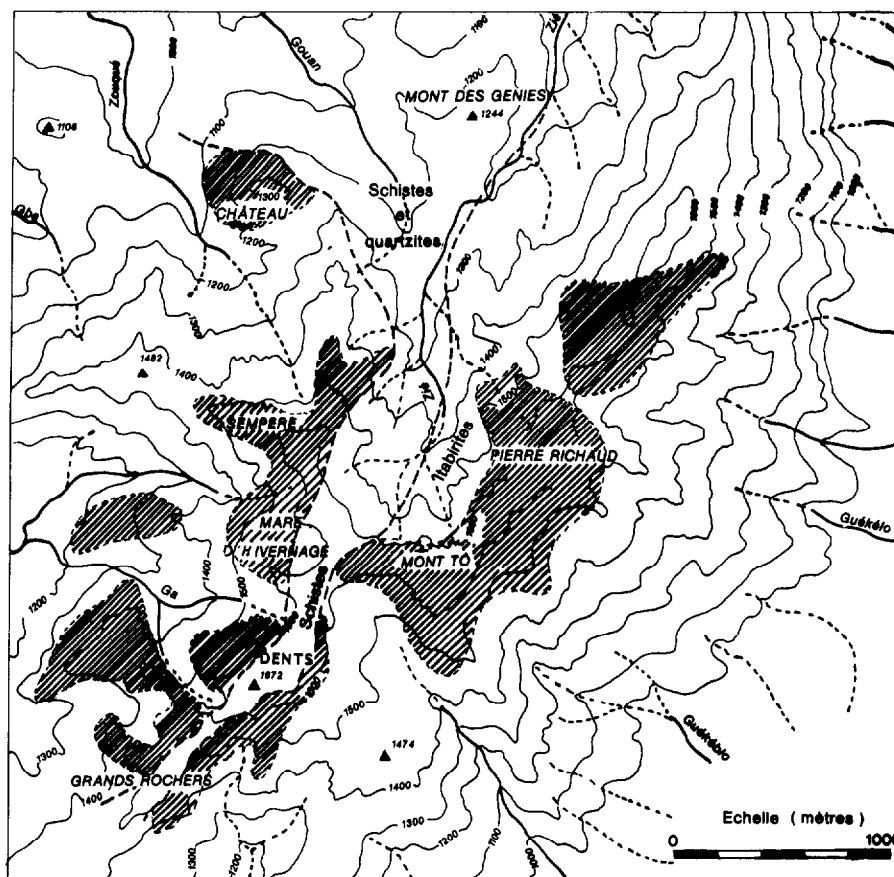


FIG. 3. — Carte de localisation des quatre gisements de minerai de fer : Pierré Richaud, le Château, Sempéré et Grands Rochers, de la partie guinéenne de la chaîne des monts Nimba (réalisée d'après les sondages du projet MIFERGUI-Nimba)

d'hivernage, le corps de minerai du gisement Pierré Richaud est bordé par la formation phylliteuse (fig.3). Cette dernière se prolonge en direction du nord, dans le ravin du Zié, tandis qu'au sud, elle forme les plus hauts sommets de la région des Dents. Des schistes sériciteux, associés à quelques passées de grès à ciment pélique (sériciteux), constituent les roches prédominantes de son cortège pétrographique. Les sondages très profonds de la prospection minière ont permis de juger de l'importance et de l'amplitude du plissement des schistes au sein de la chaîne (fig.2).

En affleurement, les schistes sériciteux peu altérés (Ech. NIM 83 25) qui se distinguent facilement par leur aspect soyeux, s'intercalent avec des bancs plus altérés de couleur rose saumon, manifestement bauxitiques. Au microscope polarisant, les paillettes de séricite (muscovite 2M₁) des schistes peu altérés se présentent très enchevêtrées. Cependant, leur orientation principale suit le sens de la schistosité. Ces paillettes constituent un

fond homogène rarement rompu par quelques minces bancs quartzeux ou bien par quelques quartz isolés (dim. de 400 μ et plus) de forme corrodée. Dans certaines zones, la séricite est partiellement altérée en gibbsite. Cette dernière se concentre aussi de façon préférentielle dans les fissures où elle forme de minces liserés (de 70 à 100 μ d'épaisseur) de cristaux à croissance radiale. L'analyse chimique (tabl.1) révèle une teneur en fer relativement élevée pour l'échantillon de schiste considéré.

La diffraction des rayons X (tabl.II) montre que le fer est incorporé en majeure partie dans le réseau de la goëthite. Au microscope polarisant, la goëthite apparaît isotrope et de couleur brune, soulignant les plans de schistosité et envahissant les zones homogènes de séricite, en constituant à la périphérie des paillettes élémentaires un revêtement d'épaisseur ultra-microscopique.

Les grès à ciment pélique (Ech. NIM 83 81) présentent des bancs d'inégales résistances à la désagrégation. Les bancs sont constitués de grains de quartz qui sont

TABLEAU I
Analyses chimiques des échantillons prélevés au sommet des versants est et sud du périmètre de la mare d'hivernage

	H ₂ O à 105°	H ₂ O à 1000°	Si O ₂ libre	Si O ₂ combinée	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Ti O ₂	Mn O ₂	CaO	Mg O	K ₂ O	Na ₂ O
NIM 83 25 schistes sériciteux altérés	0	30,65	2,3	4	23,6	39,3	0,29	0,008	0,002	0,06	0,61	0,07
NIM 83 26 minerai brun dégradé	0,2	5,3	0,29	1,79	8,34	85,8	0,2	0,02	0,003	0,01	0,017	0,02
NIM 83 79 bauxite	0	25,2	0,85	3,44	46,24	24	0,16	0,11	-	0,04	0,046	0,05
NIM 83 80 bauxite	0,31	30,36	1,6	2,5	57	8,85	0,16	0	-	0,05	0,44	0,07
NIM 83 81 grès à ciment péltique altéré	0	21,6	35	1,2	40,5	2,45	Trace	Trace	-	Trace	0,03	0,02
NIM 83 84 itabitière	0,26	1,32	42,3	1,1	3,8	51,8	Trace	0	0	0,01	0,02	0,05

TABLEAU II
Identifications des composés minéralogiques réalisées par diffraction des rayons X sur les échantillons « rocheux » des crêtes du Nimba

	Muscovite 2 M ₁	Quartz	Gibbsite	Kaolinite	Hématite	Maghémite	Magnétite	Goethite	Anatase
NIM 83 25 Schistes sériciteux altérés	f	m	l	f	f			m	
NIM 83 26 Minerai brun dégradé					l			m	
NIM 83 79 (1) Bauxite, passées blanches et ocre	f		l		m	f	f	f	
NIM 83 79 (2) Bauxite, zone brun-rouge	f		M	f	M		tr		f
NIM 83 80 (1) Bauxite strate beige	tr	tr	l		f	f	f	f	
NIM 83 80 (2) Bauxite strate grise	f		l	f		f	f	f	f
NIM 83 81 Grès à ciment péltique altéré	f	m	l		f				
NIM 83 81 (1) Ciment altéré du grès	f		l	m	f	f	f		f
NIM 83 84 itabitière		M			m	f	m	f	

(Appréciation quantitative : U : unique ; TI : très important ; M : moyen ; m : moyen à faible ; f : fiable ; tr : trace ; 0 : non identifié).

fixés dans un matériau cryptocristallin de teinte brune. Au microscope polarisant, les grains de quartz se révèlent de différentes formes : sub-anguleuses, sub-arrondies, parfois même bien arrondies. Certains éléments, peu distants, présentent des formes complémentaires et paraissent provenir de la fragmentation de

quartz qui étaient ronds auparavant. Le ciment péltique comble tous les espaces inter-granulaires. Il est constitué de fines paillettes de séricite (muscovite 2M₁), plus ou moins altérées en gibbsite et en kaolinite (tabl.II) ; l'hématite et la goëthite limitent les masses fibreuses de séricite ou imprègnent les zones de gibbsite crypto-

crystalline. Dans l'ensemble, les grains de quartz offrent un volume réduit, si l'on considère la dimension de l'alvéole qu'ils occupaient antérieurement. Cette réduction de volume s'explique par une corrosion chimique des grains et un départ corrélatif de la silice dissoute. Dans le périmètre des fissures, les vides consécutifs au départ de la silice sont à nouveau comblés par un produit isotrope qui est composé d'un mélange d'hématite, de goëthite et de gibbsite.

Les passées bauxitiques (Ech. NIM 83 79 et 80) conservent la structure des schistes sériciteux originels. Au microscope polarisant, les anciennes lattes flexueuses de séricite sont totalement épigénisées par de la gibbsite plus ou moins bien cristallisée. L'orientation des fantômes de lattes reste marquée par de la limonite fissurale ou par des amas de particules hématitiques ultramicroscopiques. Certaines fissures qui recoupent les plans de schistosité, sont colmatées par de la gibbsite parfaitement bien cristallisée (longueur des cristaux atteignant 200 μ) et par des minces films de limonite. Dans certaines zones, la structure originelle des schistes disparaît totalement, faisant place à un produit brun isotrope plus ou moins homogène. Ce dernier est parfois bordé par de minces liserés de gibbsite cristallisée. Tant au sein de ces zones que dans les parties à structure conservée, les vides sont fréquemment limités par un produit isotrope de teinte rouille, d'où émergent de beaux cristaux de gibbsite.

2. Les minerais de fer

Deux types de minerais de fer ont été reconnus dans les gisements : les minerais bleus et les minerais bruns.

Les minerais bleus, de haute teneur en fer ($Fe > 68 \%$), compacts, fissiles ou pulvérulents, sont essentiellement formés d'hématite. Cependant, on peut y observer au microscope des petits îlots de martite (pseudomorphe de la magnétite), ainsi que des reliques de magnétite. Les minerais bruns montrent aussi des textures diverses : minerai brun massif, très dur ; minerai qui se débite en plaquettes de toutes tailles, etc. Par diffraction des rayons X, ces minerais se révèlent constitués uniquement d'hématite, mais leur analyse micromorphologique montre souvent de la goëthite, en faibles quantités, qui souligne parfois les plans d'une stratification très fine et obstrue des micro-fissures. Leur teneur en fer ($Fe \approx 63 \%$) est quelque peu inférieure à celle du minerai bleu.

Les échantillons prélevés dans la partie superficielle des corps de minerai de fer (gisements Pierré Richaud et Sempéré) contiennent toujours de la gibbsite (tabl.III) parfaitement bien cristallisée (cristaux prismatiques de gibbsite dont la longueur dépasse fréquemment les 100 μ), sur plusieurs mètres d'épaisseur. A proximité des têtes de ravin, la profondeur de pénétration de la gibbsite s'accroît. La gibbsite se localise dans les plans structuraux originels du minerai et colmate aussi les micro-fissures qui les recoupent. Ce minéral est exogène par rapport au minerai de fer.

3. Les sols des crêtes nord-est du Nimba

3.1. LE SOL DE LA PRAIRIE D'ALTITUDE

Le sol de la prairie d'altitude que nous avons nommé « sol lithique à touradons » (Ech. NIM 83 2 NIM 83) incorpore de nombreuses plaquettes et fragments héma-

TABLEAU III

Identifications des composés minéralogiques réalisées par diffraction des rayons X sur les échantillons prélevés dans le périmètre du Mont Tô

	Maghémite	Hématite	Goëthite	Gibbsite	Chlorite	Quartz	Anatase
NIM 83 9 (minerai dégradé)		l	m	tr			
NIM 83 11 (minerai dégradé)		TI		f			
NIM 83 13 (1) (plaquettes de minerai)		TI	f	tr			
13 (2) (matrice humifère)	tr	f		f	tr	M	tr
13 (2) (chauffé à 1 000° ss Air)		Mn + Al				m	

(Appréciation quantitative : U : unique, TI : très important, M : moyen ; m : moyen à faible ; f : faible ; tr : trace ; 0 : non identifié, n ou blanc : normal, Al : substitution d'aluminium)

TABLEAU IV

Dosages du carbone par la méthode de Anne (M.O. = $C \times 1,727$) de l'azote par la méthode de Kjeldahl et détermination du pH

	C%	MO%	N%	C/N	pH
NIM 83 2 1 f. terreuse	16,74	28,9	0,52	32,2	4,44
NIM 83 13 total	12,8	22,11	0,62	20,7	5,14
NIM 83 181 f. terreuse	10,08	17,4	0,02	-	4,13
NIM 83 20 total	7,37	12,74	0,07	-	4,18
NIM 83 27 total	17,36	29,98	0,04	-	4,66
NIM 83 28 total	12	20,72	0,4	30	4,53
NIM 83 29 total	7,77	13,43	0,13	60,7	5,74

titiques issus de la désagrégation locale du minerai. La fraction de terre fine est très peu fournie et se réduit à de minces enduits poudreux sur les fragments de minerai. Elle réalise aussi ponctuellement quelques rares petites mottes friables. La provision en matière organique du sol demeure malgré tout relativement élevée (tabl.IV). De même, le calcium et surtout le magnésium et le potassium ont des teneurs

non négligeables (tabl.V). Mais le sol doit surtout sa cohésion à la prolifération des racines et radicales des graminées (*Loudetia kagerensis*) qui forment un chevelu très dense. Les racines et les systèmes racinaires se prolongent entre les plaquettes peu disjointes du minerai en place accompagnés d'un peu de terre fine.

La fraction terreuse humifère du « sol lithique à

TABLEAU V

Analyses chimiques des échantillons prélevés dans le périmètre du Mont Tô

	H ₂ O 105°	H ₂ O 1000°	Si O ₂ libre	Si O ₂ combinée	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Ti O ₂	Mn O ₂	Ca O	Mg O	K ₂ O	Na ₂ O	Ki
NIM 83 9 Minerai dégradé	+0,00	0,88	0,21	1,7	12	86,4	0,1	0,04	trace	0,01	0,02	0,04	-
NIM 83 11 Minerai dégradé	+0,00	2,23	1,5	0,38	11	84	0,16	0,02	trace	0,01	0,02	0,05	-
NIM 83 13 Sol des crêtes	6,07	40	20,9	8,5	10,4	20	0,66	0,03	0,017	0,18	0,1	0,04	1,4

touradons » est constituée par un agrégat très aéré (micro-porosité ouverte) de granules difformes dont la dimension est comprise entre 10 et 100 μ (PASCUAL J.F., 1987). Les liaisons entre les granules sont réalisées par leur liant organo-minéral interne (plasma argilasépique) qui est composé de faibles quantités de gibbsite, de chlorite et d'anatase, intimement mélangées à la matière organique. Cette dernière représente 20 à

30 % (en poids) de la fraction de terre fine du sol et plus de 50 % de la fraction inférieure à 5 μ . Tant au sein des granules qu'entre ces derniers quand il s'agit d'éléments de grande taille, le liant organo-minéral fixe une multitude de micro-grains de quartz, de micro-particules hématitiques (squelette) ainsi que de nombreux micro-débris de végétaux carbonisés, seulement reconnaissables par leur structure fibreuse ou cellulaire.

Les micro-grains de quartz sont les plus nombreux et le lot le plus important regroupe des micro-particules dont la taille est comprise entre 5 et 15 μ . Ces grains ont une forme fréquemment très effilée. Bien que moins important que le précédent, le second lot de micro-grains de quartz dont la dimension se situe dans l'intervalle 20 à 50 μ , est aussi régulièrement distribué au sein du liant. Les plus gros individus quartzueux sont pourvus d'une taille supérieure à 100 μ . Au même titre que les calculs du second lot, leurs formes sont souvent sub-arrondies et portent les marques d'une corrosion chimique très intense.

3.2. LES SOLS DU PÉRIMÈTRE DE LA MARE D'HIVERNAGE

La mare d'hivernage, alimentée en eaux seulement pendant la saison des pluies, se localise sur la plus grande plate-forme du niveau 1 600 de la chaîne. Tel un vallon perché, la topographie de l'ensemble du périmètre de la mare d'hivernage s'organise en une sorte d'hémicycle qui s'ouvre à l'ouest par un exutoire, sur le ravin du Ga. Le périmètre de la mare d'hivernage est bordé, du nord au nord-ouest par le mont Sempéré, à l'est par le flanc du sommet 1 650 m qui précède le mont Tô, tandis que la bordure sud sud-est, de pente plus forte, se termine par un escarpement abrupt.

Différentes formations superficielles et sols ont été reconnus grâce aux sondages (PASCUAL J.F., 1984) réalisés dans ce périmètre (fig.4) :

— La partie haute des versants, tant au nord en direction du Mont Sempéré qu'à l'est et au sud, est couverte par le « sol lithique à touradons » caractéristique de la prairie d'altitude. Entre les touffes de graminées, on observe directement le minerai hématitique plus ou moins dégradé.

— Dans la partie basse des versants, les éléments remaniés détachés du corps du minerai : gravillons sub-anguleux et plaquettes de quelques centimètres de dimension pour le versant nord, blocs de toutes tailles pour le versant sud, engendrent des sols lithiques relativement plus épais, peu pourvus en fraction terreuse humifère.

— La zone sub-horizontale qui constitue le cœur du périmètre, porte les sols les plus épais de la région nord-est des crêtes du Nimba. On y distingue deux types de sol qui couvrent chacun une étendue à peu près équivalente. Un sol noir très humifère (sol ferrallitique humifère) occupe la moitié nord de cette zone, tandis que la moitié sud est le domaine d'un sol rouge (ferrallitique) bien que l'on y retrouve quelques enclaves de sol noir.

L'évolution du périmètre de la mare d'hivernage apparaît obéir à deux dynamiques qui s'opposent, contrôlées toutes deux par l'exposition, l'orientation par rapport à l'axe de l'ensemble de la chaîne, la structure des formations lithologiques, le sens des écoulements, la

direction des circulations troposphérique selon les saisons, les différentes espèces végétales, mais aussi animales. La répartition des différents sols montre bien une dissymétrie très nette par rapport à l'axe médian est-ouest du périmètre de la mare d'hivernage. En effet, chacune des deux zones situées de part et d'autre de cet axe possède des caractères qui lui sont propres (PASCUAL J.F., 1984). Les sols meubles reposent sur une cuirasse qui est continue sur l'ensemble de la zone sub-horizontale (fig.V). Cette cuirasse change fréquemment de faciès. Sa composition minéralogique diffère selon le lieu considéré. Elle se révèle bauxitique à l'est et au sud dans la zone des schistes, et ferrugineuse au nord sur le corps de minerai du gisement Sempéré.

Dans la moitié est du secteur de la mare d'hivernage, le substratum est constitué par les schistes sériciteux décrits ci-dessus (fig.4). Les schistes sont bordés respectivement au sud et au nord-ouest par les gisements de fer Pierré Richaud et Sempéré. Le passage des corps de minerai aux schistes est net. Au sud-est, la zone de contact se traduit simplement par quelques strates plus quartzueuses (grès à ciment pélitique) dans les schistes, sur quelques dizaines de centimètres d'épaisseur. Au nord et au sud, les corps de minerai de fer constituent ainsi les versants qui conduisent au cœur du périmètre, tandis que le versant est est réalisé dans les schistes. Ces derniers culminent de part et d'autre de l'axe du Signal Sempéré, en aplomb des lignes de contact avec les corps de minerai.

3.2.1. L'unité de sol noir du périmètre de la mare d'hivernage

Parmi les différents sondages réalisés dans l'unité de sol noir du périmètre de la mare d'hivernage, 4 de ces derniers (BB'4, BB'6, MH1 et MH2) ont fait l'objet de prélèvement d'échantillons. Deux d'entre eux (BB'4 et BB'6) recoupent un horizon de teinte claire, relativement pauvre en matière organique, qui s'intercale entre deux horizons nettement plus humifères. Cet horizon n'est pas continu dans l'ensemble de l'unité de sol noir. Il se rencontre dans des petites zones très localisées qui sont distribuées au sein de l'unité et dans lesquelles la végétation présente, malgré tout, une modification notable de physionomie.

Nous aurions eu probablement des difficultés à imaginer le phénomène qui est à l'origine de cet horizon, si nous n'avions pas rencontré des zones qui furent le siège d'un incendie provoqué par les feux courants de la saison sèche précédente. Ces zones, au nombre de six, étaient facilement repérables au sein de l'unité de sol noir par l'absence totale de végétaux tandis qu'une végétation relativement bien fournie les environnait. Leur forme était parfaitement circulaire (diamètre de 3 à 5 m). Seules quelques espèces de mousse tentaient

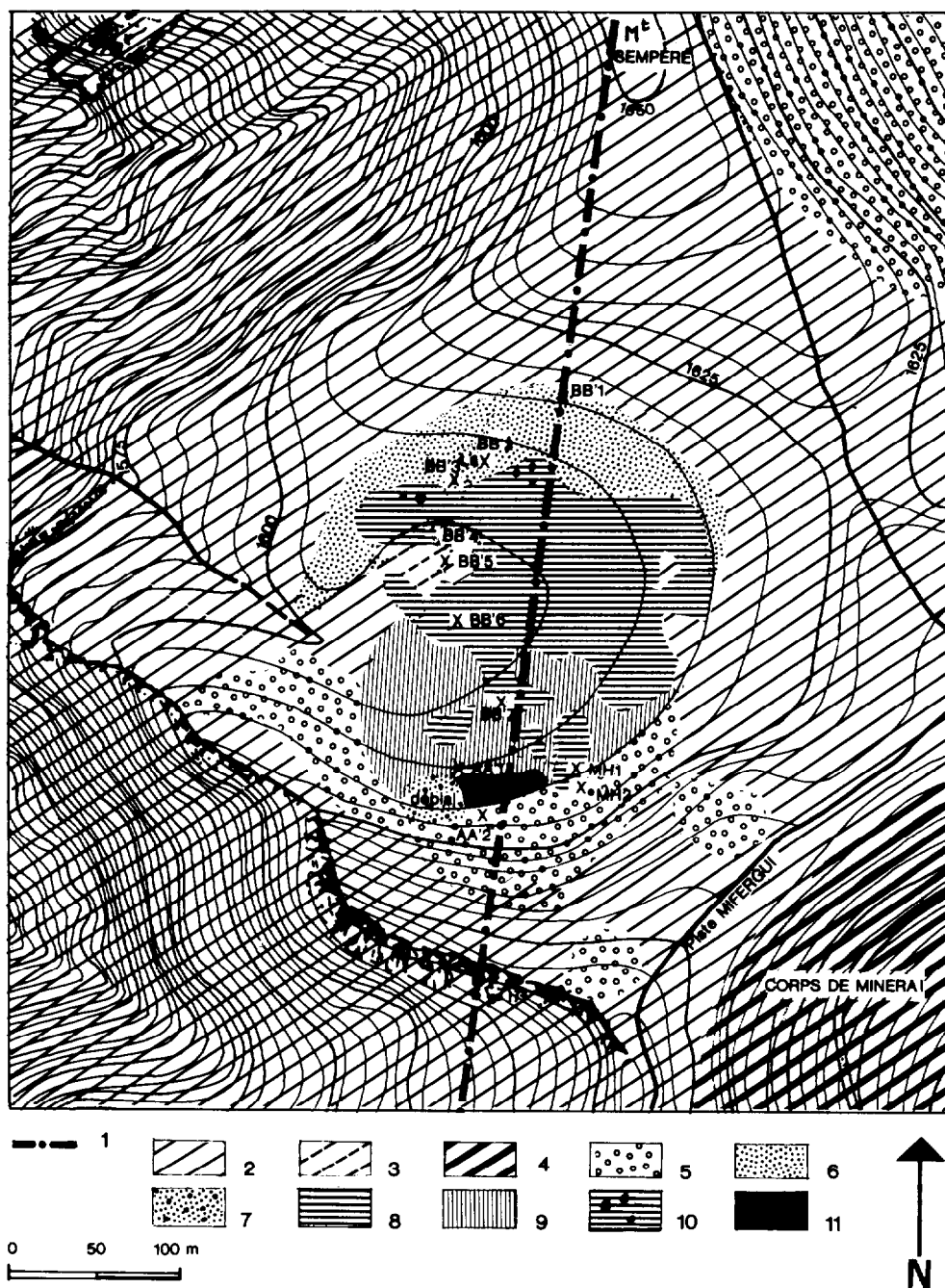


FIG. 4. — Carte des formations superficielles du périmètre de la mare d'hivernage

1. Localisation de la coupe topographique — 2. Phyllites ferruginisées et corps de minéral du Sempéré — 3. Cuirasse sub-affleurante — 4. Corps de minéral du Pierré Richaud — 5. Colluvium à blocs décimétriques — 6. Colluvium à plaquettes — 7. Déblai du décapage artificiel — 8. Sol noir — 9. Sol rouge — 10. Zones circulaires à humus calciné — 11. Cuirasse décapée artificiellement.

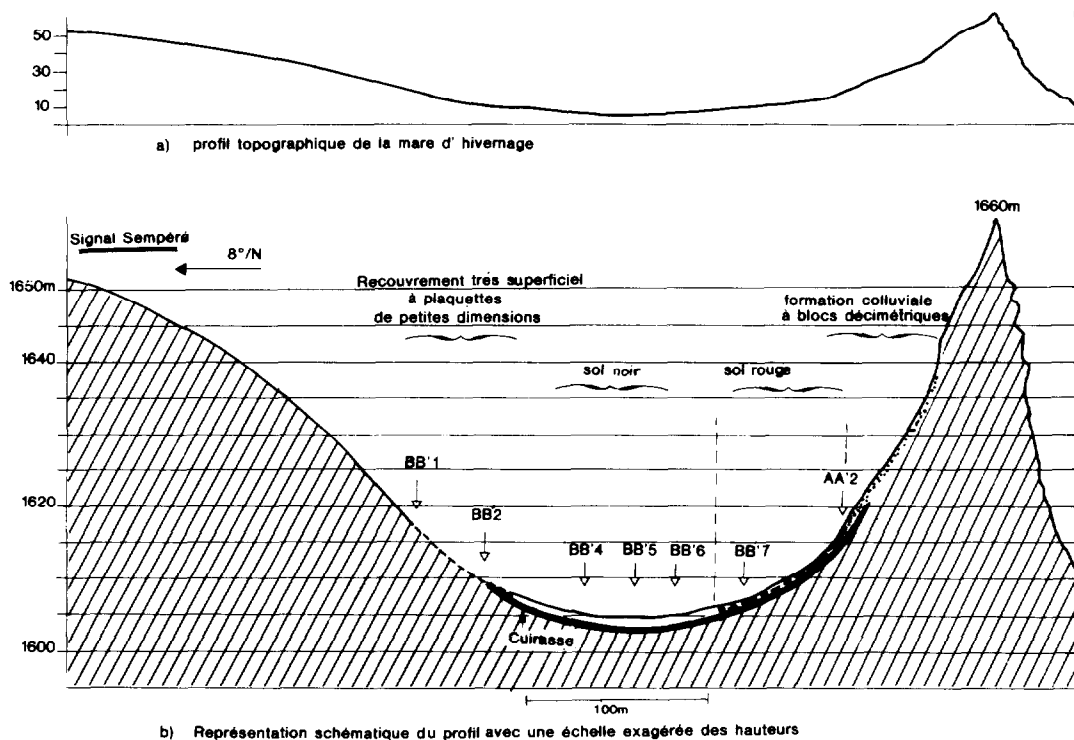


FIG. 5. — Coupe topographique du périmètre de la mare d'hivernage (voir la localisation fig.4)

de recoloniser la surface du sol ocre de ces zones devenues stériles. Le feu, transmis par la partie aérienne des végétaux, se développa à travers le sol, jusqu'à une profondeur relativement constante de 0,20 m (sondage MH1, fig.7). De l'horizon noir franc très compact dans lequel les systèmes racinaires des végétaux étaient très développés — comme nous avons pu en juger dans le sol noir avoisinant (sondage MH2, fig.8) épargné par le feu — il ne restait plus qu'un matériau ocre très pulvérulent dans lequel les vides occupaient la plus grande partie du volume. L'humus du sol et la partie des systèmes racinaires qui traversaient l'horizon, avaient été ainsi totalement calcinés.

Ce phénomène de combustion de la portion supérieure du sol noir montre la densité des systèmes racinaires des végétaux dans ce type de sol. Le feu semble s'être propagé par la partie sèche des racines ; cependant, l'existence de composés organiques inflammables (à l'état gazeux) qui en auraient aussi facilité la pénétration, n'est pas à rejeter. La profondeur de pénétration du feu (— 0,20 m) semble déterminée, quant à elle, par un accroissement du taux d'humidité, une diminution du taux de porosité et, corrélativement, par le manque d'oxygène.

Comme nous le montrerons ci-dessous, la fraction

minérale de l'horizon voit sa température portée à une valeur proche de 500°C, pendant la durée de la calcination de la matière organique. En effet, les résultats des analyses thermiques (ATD-ATG) révèlent que la température atteinte a provoqué la décomposition des hydroxydes : la gibbsite, et la boehmite formée au cours de la décomposition de la gibbsite (fig.6).

Les sondages BB'4 et BB'6 ont été réalisés dans des zones qui furent incendiées à des époques antérieures.

De l'analyse micro-morphologique des différents horizons du sondage MH1, nous donnerons les principaux caractères suivants (pour plus de détails, voir PASCUAL J.F., 1987) :

- Dans les cinq horizons supérieurs (NIM 83 16, 17, 18, 19 et 20), le squelette présente les mêmes caractéristiques. Seuls diffèrent le type d'agrégat, la nature du plasma et le réseau de vides. L'assemblage squelette-plasma se révèle toujours porphyrique. Le squelette est constitué par de nombreux micro-grains de quartz et de particules hématitiques et/ou maghémittiques qui sont très régulièrement distribués au sein du plasma. De par leur dimension, les micro-grains de quartz se répartissent en plusieurs lots. Cependant, les micro-grains dont la dimension est comprise entre 5 et 15 μ , forment le lot le plus important.

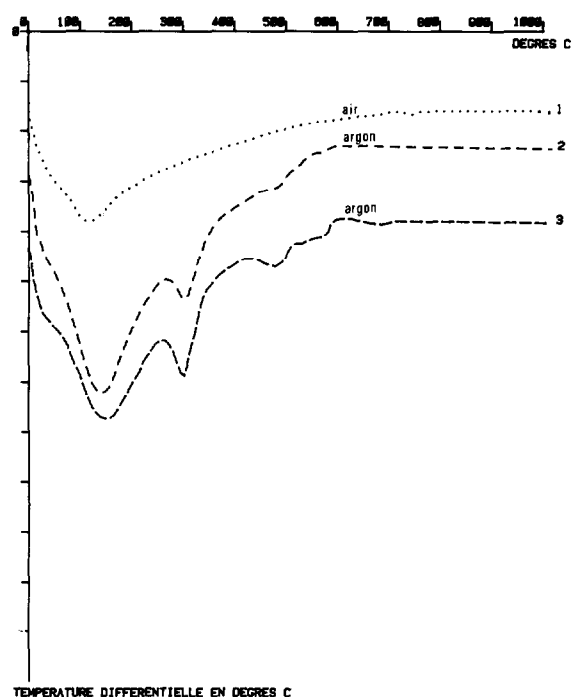
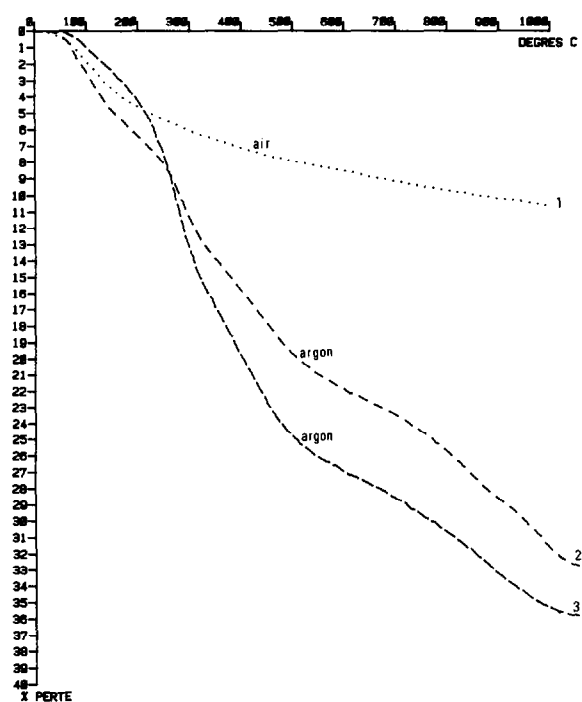


FIG 6. — Courbes d'analyses thermo-gravimétriques et thermiques différentielles obtenues sur l'horizon ocre calciné (NIM 83 17) et la portion humifère sous-jacente conservée (NIM 83 18) du sondage MH 1 et sur l'horizon brun-noir humifère (NIM 83 28) correspondant du sondage MH2

Les courbes d'ATG et d'ATD ont été obtenues sous air pour l'échantillon 1 (NIM 83 17) et sous Argon U pour les échantillons 2 (NIM 83 18) et 3 (NIM 83 28). L'Argon U (atmosphère neutre) a été utilisé pour éviter le phénomène d'oxydation du carbone de la matière organique (transformation exothermique) qui se produit sous air (atmosphère oxydante).

Les courbes d'ATG et d'ATD obtenues pour l'échantillon NIM 83 17 montrent seulement un phénomène de perte d'eau (pic endothermique à l'ATD) qui débute dès l'élévation de température et continue lentement jusqu'à 1 000°C. Cette perte d'eau correspond, aux dépens de l'humidité, de l'eau d'imbibition, — 2 types d'eau fixés depuis la calcination de l'horizon — et de l'eau de constitution de la chlorite qui est encore présente en faible quantité.

Les courbes obtenues, d'une part sur la portion humifère conservée (NIM 83 18) sous l'horizon calciné et, d'autre part, sur la portion de l'horizon humifère du sondage MH2 (NIM 83 28) qui correspond à la zone calcinée de MH1, présentent une nette similitude. Elles permettent de juger des caractéristiques thermo-hydriques antérieures de l'horizon actuellement ocre. Elles sont caractérisées par une série de paliers de pertes de masses (courbes ATG) et de pics endothermiques (courbes ATD) qui représentent les départs successifs de : l'eau d'humidité (de 20° à 130°), l'eau de constitution de la gibbsite (de 255° à 310°), de l'eau de constitution de la boëhmite (de 440° à 480°) formée au cours de la décomposition de la gibbsite, de la décomposition de la chlorite (de 600° à 1 000°). Comparativement à ces dernières, on constate sur les courbes de l'horizon ocre la disparition des paliers de perte de masse et des pics endothermiques de la gibbsite et de la boëhmite. Ainsi pouvons-nous en déduire que la température atteinte au cours de la calcination des systèmes racinaires des végétaux et de l'humus provoque la déshydratation de la gibbsite et de la boëhmite. Elle fut donc supérieure à 480°C mais inférieure à 600°C, car la chlorite demeure toujours dans l'horizon ocre du sondage MH 1.

Ces micro-grains présentent souvent une extinction roulante. Quelle que soit leur taille, les micro-grains de quartz possèdent, en majorité, une forme anguleuse ou sub-anguleuse. Les formes sub-arrondies sont réservées uniquement aux plus gros individus (dim. $\approx 300 \mu$), relativement peu nombreux. Des derniers sont généralement craquelés et micro-fissurés. Ils portent aussi en leur périphérie les marques d'une corrosion chimique. Bien que pourvus de tailles équivalentes à celles des quartz, les micro-particules hématitiques et/ou maghémiques sont moins nombreuses. Leur contour est, le plus souvent, très irrégulier.

Pour la portion calcinée de l'horizon humifère (NIM 83 16 et 17), le plasma se révèle quasiment isotrope, de teinte orange. La calcination a produit une dessiccation très importante qui se traduit par de nombreuses micro-fissures et petites fentes de retrait interconnectées. Ce réseau favorable aux circulations et à l'imprégnation de produit externe, prédécoupe ainsi des petits volumes prismatiques de quelques 100μ de dimension. Ces petits volumes sont eux-mêmes pourvus d'une porosité très développée et régulière. En surface, certaines petites fentes contiennent des micro-granules (dim. 100μ) humifères qui sont séparés par des vides d'entassement libre. Ces micro-granules, dont la situation actuelle est en étroite relation avec le ruissellement, constituent un agrégat homogène. En bordure des fissures ainsi colmatées, le matériau humifère des micro-granules diffuse faiblement dans le matériau ocre matriciel.

Le sondage MH1 (situé dans une zone incendiée)

Description du profil MH1

NIM 83 16 : mince couche ocre (de 0 à $-0,05$ m), pulvérulente, à structure fine, dont la faible cohésion est assurée par les racines des mousses ;

NIM 83 17 : horizon ocre rouge (de $-0,05$ à $-0,20$ m) grumeleux, où les tubules et cavités qui le rendent fragile à l'écrasement, traduisent l'importance des vides laissés par la calcination des substances végétales et organiques inflammables.

NIM 83 18 : horizon brun noir humifère (de $-0,20$ m à $-0,25$ m), grumeleux à agrégat très fin, où l'on retrouve la base des systèmes racinaires épargnés par le feu.

NIM 83 19 : horizon à nodules brun-rouge (de $-0,25$ m à $-0,30$ m) fixés dans une matrice humifère de teinte brune, grumeleuse à agrégat très fin.

NIM 83 20 : horizon argileux humifère (de $-0,30$ m à $-0,40$ m), de teinte brune, à structure fine, où les racines sont encore présentes.

NIM 83 22 et 23 : horizon gravillonnaire à matrice argileuse brune (de $-0,40$ m à $-0,60$ m) au sommet duquel on remarque des blocs de cuirasse de taille décimétrique (NIM 83 21).

NIM 83 24 : cuirasse ferro-bauxitique massive (de $-0,60$ m à ?).

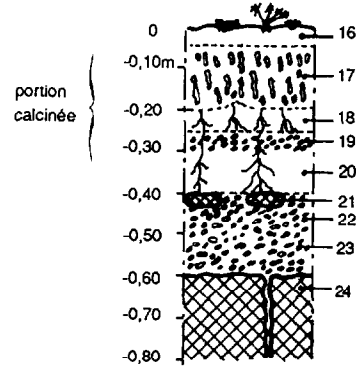


FIG. 7. — Représentation schématique du sondage MH1

Le plasma de l'horizon brun humifère (NIM 83 18) ainsi que celui de la matrice humifère de l'horizon nodulaire (NIM 83 19) est isotrope, de teinte brune. Les domaines biréfringents sont effectivement rares. Le plasma est continu pour l'ensemble de l'agrégat qui est constitué de granules sub-arrondis, de 10 à 50μ de dimension, séparés par des vides d'entassement libres. Quelques zones de plusieurs 100μ apparaissent néanmoins plus denses, les vides y sont moins nombreux et de plus petites tailles. Le plasma de l'horizon brun humifère (NIM 83 20) est brun argilasépique. Son type d'agrégat est aussi très hétérogène. Son réseau de vides est caractérisé par les micro-pores d'entassement libre des zones granulaires et les micro-fissures qui délimitent de façon préférentielle des zones manifestement plus denses dans lesquelles les petits domaines biréfringents sont rares.

• Les traits pédologiques (éléments figurés)

Le fond matriciel des 5 horizons supérieurs du sondage MH₁ incorpore des nodules de différents types, dont la dimension excède rarement les 10 mm. On distingue :

— des fragments de minerai hématitique (lithoreliques) plus ou moins poreux où les micro-vides peuvent être colmatés par de la gibbsite et/ou de la goëthite, principalement dans l'horizon compact humifère (NIM 83 20).

— des nodules d'origine pédologique (pédoreliques) qui fixent de nombreuses particules minérales identiques à celles du squelette des fonds matriciel, dans un ciment interne isotrope rouge orange, brun rouge (teinte réservée à certains nodules de l'horizon nodulaire NIM 83 19) ou rouge sang (concerne surtout certains nodules de la portion calcinée de l'horizon humifère (NIM 83 16 et

TABLEAU VI
Analyses chimiques des échantillons prélevés dans les sondages MH₁ et MH₂ de la mare d'hivernage
(voir tabl. VII et description fig.7)

	H ₂ O à 105°	H ₂ O à 1000°	Si O ₂ libre	Si O ₂ combinée	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Ti O ₂	Mn O ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	K ₁
NIM 83.16	3,04	9,83	29,95	15,75	22	21,3	0,74	0,04	0,01	0,29	0,19	0,02	1,22
NIM 83.17	4,2	10,55	27,85	12,2	25,6	23	1,16	0,02	trace	0,28	0,12	0,04	0,81
NIM 83 18 (1)	5,76	31,2	19,5	9,3	20,3	19,4	0,58	0,02	trace	0,24	0,11	0,09	0,78
NIM 83 19 (1)	7	31,4	19,5	9,65	21,2	17,9	1	0,01	trace	0,24	0,1	0,05	0,77
(2)	2,7	17,2	14,15	6,5	23	38,9	0,6	0,01	trace	0,12	0,06	0,04	0,48
NIM 83 20 (1)	27,45	48,55	13,9	7,04	17	14,1	0,5	0,01	0,02	0,18	0,06	0,02	0,7
NIM 83 21	1,72	23,69	1,93	2,7	58,9	14	0,33	0,01	0	0,02	0,04	0,04	0,08
NIM 83 22	7	30,75	12,82	9,7	21,6	24,6	0,83	0,02	trace	0,22	0,11	0,04	0,76
NIM 83 23 (1)	7,9	24,77	10,7	16	23,4	24,5	0,65	0,03	0,08	0,37	0,2	0,06	1,16
NIM 83 24	0,74	23,5	1	1,9	40,9	33	0,37	0,01	0	0,01	0,05	0,05	0,08
NIM 83 27	7,12	45,45	18,5	10,95	13,9	10,7	0,58	0,03	0,01	0,22	0,11	0,32	1,34
NIM 83 28	23,57	52,49	15,75	7,6	14,7	10,4	0,8	0,01	trace	0,18	0,07	0,03	0,88
NIM 83 29	14,5	40,3	17,8	10,2	19,4	12,6	1,1	0,02	trace	0,21	0,09	0,05	0,89
NIM 83 30 (1)	6,98	33,42	18,34	9,5	22,5	15,2	0,9	0,01	trace	0,22	0,1	0,05	0,72
NIM 83 30 (1)	4,5	17,8	7,75	4,75	20,7	49,5	0	0,01	-	0,1	0,06	0,03	0,39
NIM 83 32 (1)	7,37	31,6	16,35	8,85	27,7	16	0,25	0,01	-	0,2	0,11	0,03	0,54
(2)	1,34	34,15	3,85	0,85	54	6	0	0	-	0,1	0,05	0,05	0,03
NIM 83 33	1	26,75	0,7	1,9	47,6	23,8	0,42	trace	0,05	0,01	0,02	0,03	0,07

17), plus ou moins poreux. La quantité de micro-grains de quartz ainsi que leur mode de répartition varient selon le nodule considéré. Cependant, pour certains d'entre eux, on ne relève aucune différence avec les caractéristiques du squelette du fond matriciel qui les fixe.

La proportion des nodules augmente du haut vers le bas du profil, mais atteint son maximum au sein de l'horizon à nodules brun rouge (NIM 83 19). Les nodules d'origine pédologique ont une forme qui est généralement très diffuse au sein des fonds matriciels. A l'inverse, les fragments de minerai présentent toujours un contact très net avec le matériau qui les entoure. Leur forme est fréquemment sub-anguleuse dans les 3 horizons supérieurs, tandis qu'elle se révèle sub-arrondie dans l'horizon nodulaire (NIM 83 19) et l'horizon brun humifère (NIM 83 20).

Les diagrammes de diffraction des rayons obtenus sur les deux échantillons de la zone calcinée (NIM 83 16 et 17) n'ont révélé que les composés anhydres (tabl.VI) : maghémite, hématite (seulement dans l'échantillon NIM 83 16), quartz et anatase. Dans la portion conservée de l'horizon humifère (NIM 83 18), on identifie les mêmes composés minéralogiques mais aussi des composés hydratés : la gibbsite, le diaspore (en très faible quantité) et la chlorite. A noter la présence de bayérite dans les blocs (NIM 83 21) qui sont situés au sommet de l'horizon gravillonnaire (NIM 83 22). Ces blocs bauxitiques ont une surface caverneuse. Leur cassure révèle un matériau brun rouge vacuolaire parcouru de

minces liserés blancs de gibbsite et parsemé de zones centimétriques de teinte lie-de-vin. Les vacuoles ont des formes très irrégulières (traces de dissolution) et leur paroi porte un produit humifère auquel se raccrochent quelques radicules des végétaux.

L'étude micromorphologique des blocs bauxitiques montre que leur organisation interne conserve la structure (schistosité) de la roche mère. Ces blocs proviennent du démantèlement des strates bauxitiques des schistes altérés qui sont situés sur le versant est du périmètre de la mare d'hivernage.

Au sommet de l'horizon gravillonnaire et graveleux (NIM 83 22) qui forme la matrice des blocs bauxitiques, les gravillons et graviers sont quasiment jointifs. La portion de terre fine n'occupe qu'une faible partie du volume de l'horizon. D'ailleurs, elle ne colmate que partiellement les espaces intergravillonnaires.

Au microscope polarisant, la portion de terre fine se présente comme un matériau argileux isotrope de teinte ocre micro-tachetée de zones rouge cerise (dim < 10 μ) jointives, ou souillé de passées rouge franc aux limites très diffuses (de plusieurs 100 μ de dimension). Quelques minces liserés de goëthite (de 4 à 5 μ d'épaisseur) parcourent indifféremment les zones ocres et rouges, s'interposent entre elles ou bordent un vide ou un nodule. Des papules gibbsitiques (volumes subsphériques de 100 à 150 μ de diamètre) sont distribuées de façon très aléatoire, mais toujours à proximité d'un vide. Le réseau de vide est très développé. Des grandes cavités (plusieurs 100 μ de dimension) qui communiquent entre elles, rompent la continuité du matériau terreux.

TABLEAU VII

Identifications des composés minéralogiques réalisées par diffraction des rayons X sur les échantillons du sondage MH₁ du périmètre de la mare d'hivernage

	Maghémite	Hématite	Goethite	Gibbsite	Quartz	Anatase	Chlorite	Kaolinite	Diaspore	Boehmite	Bayérite	Calcite
NIM 83 16 total	m	f			l	f						
NIM 83 17 total	m				l	f						
NIM 83 18 (1) matrice humifère	tr	f		f	m	tr	f		tr			
18 (2) nodule blege foncé			f		m	tr						
18 (3) nodule brun rouge		f /RL		f	m	f						
NIM 83 19 (1) matrice humifère		tr		m	m	tr	m					
19 (2) petit nodule brun ocre		tr	m		m	tr	m					
19 (3) petit nodule brun rouge	m	f		m	f	tr						
19 (4) petit nodule brun rouge		m		f	f							
NIM 83 20 (1) matrice humifère			f	m	m	tr						
20 (2) îlots moins humifères			f	tr	f							tr
20 (3) îlots rouge orange			f	tr	tr							
20 (4) nodules marbrés		m		tr						m		
20 (5) nodule ocre friable		f	m	f	f			tr				
NIM 83 21 masse brun rouge		f		f						M	M	
NIM 83 22 (1) matrice fine		f		M	m	tr						
22 (2) cœur nodule brun rouge	f	l										
NIM 83 23 (1) matrice fine	m			M	m	tr		f				
23 (2) plaquette de minerai		U										
NIM 83 24 (1) bloc bauxitique		f		l								
24 (2) matrice ferrugineuse		m	M	f								
24 (3) intérieur de tubule		M	m									

(Appréciation quantitative : U : unique ; TI : très important ; I : important ; M : moyen ; m : moyen à faible ; f : faible ; tr : trace ; 0 : non identifié ; RL : raies larges)

Certaines plages plus homogènes sont aussi dotées de micro-pores fermés.

Les gravillons et graviers, dont la dimension peut atteindre 40 mm, sont des fragments de minerai hématitique et/ou bauxitique. On y reconnaît les différents stades de dégradation du minerai hématitique qui se traduisent par un développement plus ou moins important de la porosité. Certains des fragments du minerai sont constitués uniquement d'hématite avec exceptionnellement, fixé au cœur d'une zone hématitique dense, un quartz relique à extinction droite (50 à 100 μ de dimension). D'autres voient, par contre une grande partie de leurs vides (ou la totalité) occupée par de la gibbsite. Les éléments les plus gibbsitiques présentent une structure schisteuse marquée par des bancs très minces d'hématite. Les cristaux de gibbsite peuvent être aussi distribués de manière élémentaire ou bien regroupés, formant ainsi des zones cristallines d'aspect fluidal, de plusieurs mm de dimension.

Les fragments de minerai hématitique et/ou bauxitique présentent tous une forme très irrégulière et des micro-fissures qui prédisposent à leur morcellement. Rares sont les éléments qui sont revêtus d'une enveloppe goethitique corticale, aussi mince soit-elle (les minces liserés de goethite signalés ci-dessus).

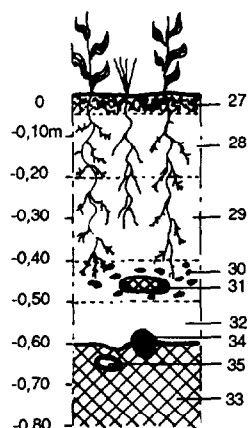
Plus en profondeur au sein de l'horizon (NIM 83 23), on constate que la proportion des gravillons et graviers issus de la désagrégation du minerai domine celle des fragments bauxitiques. Les formes de gravillons

diffèrent aussi légèrement. Les arêtes paraissent plus estompées. La proportion des éléments sub-arrondis est nettement supérieure à celle des éléments subanguleux. Cette augmentation de l'indice d'éroulé trouve son origine dans une corrosion chimique qui s'accroît en profondeur. Cependant, on constate, là aussi, la même hétérogénéité d'organisation interne entre les divers gravillons et graviers. La fraction terreuse présente, par contre, les mêmes caractéristiques microscopiques.

Le sondage MH2

Situé à quelques mètres du sondage MH₁, en dehors de la zone incendiée, le sondage MH₂ (fig.8) donne une image réelle du haut du profil tel que l'on pouvait l'observer avant l'incendie.

En surface, les systèmes racinaires et radiculaires des végétaux sont très développés et forment un treillis très dense, au sein de l'horizon humifère (NIM 83 27) qui présente une teinte très noire. Plus en profondeur (NIM 83 28), la teinte s'éclaircit légèrement. Les systèmes racinaires sont encore bien développés, mais la densité des radicules y est moins élevée. Par contre, le matériau terreux des 2 horizons présente les mêmes caractéristiques de résistance mécanique. A l'échantillonnage, ils se débitent en petites mottes friables de taille centimétriques et en granules de la taille des limons. Seuls quelques petits fragments de minerai, de un à quelques millimètres de dimension résistent à l'écrasement sous une simple pression du doigt.

FIG. 8. — Coupe schématique du sondage MH₂*Description du profil MH₂*

NIM 83 27 : horizon brun noir humifère (de 0 à — 0,05 m), grumeleux, dans lequel les systèmes racinaires des végétaux forment un maillage très serré.

NIM 83 28 : horizon brun noir humifère (de — 0,05 m à — 0,20 m) grumeleux, où les systèmes racinaires des végétaux, bien que moins abondants que précédemment, sont encore très bien représentés.

NIM 83 29 : horizon brun humifère (de — 0,20 à — 0,40 m), grumeleux à agrégat très fin, relativement compact et dans lequel certaines espèces végétales logent l'extrémité de leur système racinaire.

NIM 83 30 : horizon brun argilo-limoneux à gravillons (de — 0,40 m à — 0,50 m) qui incorporent quelques blocs de cuirasse (NIM 83 31) de taille décimétrique.

NIM 83 32 : horizon argileux brun ocre bariolé de blanc (de — 0,50 à — 0,60 m), à structure massive, et peu pourvu en gravillons.

NIM 83 33 : cuirasse ferro-bauxitique massive (de — 0,60 m à ?), qui prend, en surface, l'aspect d'un conglomérat par les nombreux blocs (NIM 83 34 et 35) de natures variées qu'elle fixe.

TABLEAU VIII

Identifications des composés minéralogiques réalisées par diffraction des rayons X sur les échantillons du sondage MH₂ du périmètre de la mare d'hivernage

	Maghémite	Hématite	Goethite	Gibbsite	Quartz	Anatase	Chlorite	Boehmite	Calcite
NIM 83 27 (total)	f			f	l		f		
NIM 83 28 (total)	f	tr		f	l	tr	f		
NIM 83 29 (1) matrice humifère				m	m	tr	m		
29 (2) petit nodule orangé		tr		M	m				
NIM 83 30 (1) matrice humifère				M	M		f		
30 (2) concrétions blanches				l	f				
30 (3) nodule brun rouge		m RL		m	m				
NIM 83 31 (1) sep. blanche	tr	m		M		tr		m	
31 (2) masse brun rouge		M	m	f		tr			
NIM 83 32 (1) matrice		tr	f	M	m	tr	f		
32 (2) nodule blanc				l	f				
32 (3) nodule brun ocre			f	m	f				f
NIM 83 33 (1) granule de surface		f	f	m		tr			
33 (2) masse stratifiée		f	M	l	tr	tr		f	
NIM 83 34 masse du bloc		TI			tr				
NIM 83 35 masse brun rouge		M	f	m		f			

(Appréciation quantitative : U : unique ; TI : très important ; I : important ; M : moyen ; m : moyen à faible ; f : faible ; tr : trace ; 0 : non identifié ; RL : raies larges)

Au microscope polarisant, le fond matriciel des 2 horizons est constitué par un agrégat homogène moyennement poreux. L'ensemble des vides qui regroupent les pores, micro-cavités et micro-fissures, représente environ le tiers du volume de l'échantillon. Les pores et micro-cavités sont bordés par le produit argilo-humifère (plasma) isotrope brun foncé du fond matriciel pour lequel on note aucune variation des caractéristiques optiques. Seules, quelques micro-tubules (diamètre 50 à 60 μ) ont leur paroi renforcée par un cutane finement lié à biréfringence élevée, de 10 μ d'épaisseur. De nombreuses micro-particules minérales (squelette) ainsi que des

micro-débris de végétaux sont distribués très régulièrement au sein du produit argilo-humifère (assemblage porphyrique). Ces micro-particules sont de plusieurs types :

— Des micro-grains de quartz de 5 à 15 μ de dimension, à extinction roulante et forme anguleuse ou sub-anguleuse, qui représentent le lot de micro-particules le plus important.

— Des micro-grains de quartz de 20 à 100 μ , quelques rares individus pouvant atteindre 300 μ , à extinction droite ou roulante selon l'élément considéré, dont les formes sont sub-anguleuses ou sub-arrondies et portent

les marques d'une corrosion chimique très intense. Ces derniers sont généralement craquelés et micro-fissurés. Certaines des micro-fissures sont envahies par le produit argilo-humifère qui entoure les micro-grains.

— Des micro-fragments hématitiques de 5 à 15 μ de dimension aux contours très irréguliers.

Les micros-débris des végétaux consistent en morceaux de brindilles et de racines totalement carbonisés ou partiellement minéralisés.

Les racines actives des végétaux créent des petites zones de contrainte (épaisseur < 10 μ) qui se traduisent par un tassement du produit argilo-humifère situé à leur périphérie.

Les fragments du minerai hématitique décelés à l'examen macroscopique sont dotés de formes très irrégulière. Leur organisation interne se caractérise principalement par une micro-porosité bien développée au sein du matériau hématitique.

Quelques rares nodules ocre de forme bien arrondie dont le diamètre peut mesurer 600 μ sont distribués de façon très aléatoire dans le fond matriciel. Ils contiennent des micro-quartz identiques à ceux du fond matriciel.

Dans l'horizon brun (NIM 83 29), la diminution du taux de matière organique (tabl. IV) se réalise au bénéfice de la gibbsite et de la chlorite. Il s'ensuit un accroissement de la compacité comparativement à celle des horizons supérieurs. Les mottes de terre que l'on en extrait sont moins friables et plus malléables.

L'augmentation de la compacité de l'horizon se traduit au microscope polarisant par une diminution très nette de la micro-porosité. L'agrégat apparaît ainsi relativement plus dense. Les vides dont la taille est plus régulière et plus petite (dim. de 10 à 15 μ) sont généralement fermés. Seules, quelques micro-fissures de dessiccation favorisent la communication des vides qu'elles recoupent. Les nodules sont aussi peu nombreux. Ils se distinguent du fond matriciel par leur couleur qui évolue de l'ocre au brun rouge.

Le fond matriciel se définit par un liant argilo-humifère isotrope (plasma), de couleur brun ocre, qui fixe une multitude de micro-particules minérales (squelette) et de micro-débris de végétaux calcinés semblables à ceux des horizons sus-jacents. Les micro-grains de quartz de 5 à 15 μ de dimension, aux formes subanguleuses et à extinction roulante sont aussi nombreux que les micro-grains d'une taille comprise entre 20 et 50 μ . Par contre, les gros individus dont la dimension peut atteindre 600 μ sont rares. Ces derniers présentent une extinction droite et sont craquelés. Leurs contours sont très corrodés. Les micro-particules hématitiques ont une taille généralement inférieure à 20 μ . Leur forme est indifféremment arrondie ou très irrégulière.

Les micro-débris de végétaux sont tous carbonisés et seulement reconnaissables par leur structure cellulaire ou fibreuse.

Les nodules sont distribués de manière régulière au sein du fond matriciel. Leur forme est sub-arrondie et le contact qu'ils réalisent avec le produit argilo-humifère du fond matriciel est généralement net. Rares sont les nodules aux limites diffuses. Leur organisation interne est identique à celle du fond matriciel : les micro-grains de quartz qu'ils incorporent, présentent les mêmes caractéristiques, et sont distribués de la même manière. Seule diffère la composition minéralogique du ciment (tabl. VIII) qui fixe les micro-quartz. Ce dernier est constitué d'un mélange de gibbsite et d'hématite, en proportions variables selon le nodule considéré.

Les autres horizons (NIM 83 29, 30 et 32) du profil MH₂ présentent certaines caractéristiques micromorphologiques communes. On y retrouve un squelette identique à celui des horizons supérieurs (NIM 83 27 et 28) ainsi que le même type d'assemblage squelette/plasma : porphyrique. A la différence de ce que l'on a pu observer dans le sondage MH₁, les nodules brun rouge situés entre les cotes — 0,25 m et — 0,30 m du sondage MH₂ ne sont pas représentés dans une quantité suffisante qui permette de distinguer un horizon nodulaire à part entière. De même, l'horizon gravillonnaire qui fixe les blocs bauxitiques, apparaît moins épais : 0,10 m dans MH₂ et 0,20 m dans MH₁. Dans le sondage MH₂, cet horizon est séparé du toit de la dalle bauxitique par un horizon ocre rouge tacheté de blanc (NIM 83 32). Au microscope polarisant les tâches blanches observées à l'échelle macroscopique se présentent comme des îlots qui se distinguent du fond matriciel par : la nature de leur ciment interne, blanc isotrope, fait essentiellement de gibbsite et une mince enveloppe corticale (épaisseur < 100 μ) très dense, dotée d'une biréfringence très nette qui épouse leur contour très irrégulier. Au sein de ces îlots et de leur enveloppe corticale, le squelette demeure identique mais on constate que les micro-grains de quartz y sont le siège d'une épigénie, la silice des micro-grains étant progressivement remplacée par le ciment gibbsitique.

La dalle bauxitique

En surface, sur quelques centimètres d'épaisseur, la dalle bauxitique prend un faciès bréchiue (NIM 83 24) à l'aplomb du sondage MH₁, et conglomératique (NIM 83 33) dans le sondage MH₂. En profondeur, la bauxite en place se révèle massive tout en conservant la structure schisteuse originelle de la roche mère. La bauxité bréchiue du sondage MH₁ est réalisée par des gravillons et graviers identiques à ceux de l'horizon

gravillonnaire (NIM 83 23) qui la surmonte, et une matrice moyennement indurée dont les constituants minéralogiques sont essentiellement la gibbsite et l'hématite.

Au microscope polarisant, le matériau matriciel consiste en un produit argileux isotrope de teinte rouge sang et rose pâle qui est parfois interrompu par des concentrations ponctuelles (dim. < 100 μ) de gibbsite crypto-cristalline ou nettement cristallisée (la dimension des cristaux de gibbsite pouvant atteindre 30 μ). Ces micro-zones semblent manifestement trouver leur origine dans l'évolution *in situ* du matériau matriciel.

La bauxite conglomératique du sondage MH₂ est constituée de blocs de minerai hématitique dégradé et de blocs de bauxite à structure conservée qui sont fixés dans un matériau matriciel semblable à celui de la bauxite bréchique.

Au microscope polarisant, la bauxite massive se révèle constituée de bancs hématitiques plus ou moins épais (quelques μ à quelques dizaines de μ d'épaisseur). La gibbsite parfaitement cristallisée (cristaux prismatiques à section hexagonale dont la longueur peut atteindre 150 μ) occupe la majeure partie des espaces qui séparent les bancs hématitiques. Elle réalise aussi de grandes plages cristiques, de plusieurs millimètres de dimension, dans lesquelles l'hématite se réduit à quelques petits îlots isolés. Les parois des vides les plus confinés sont bordés de cristaux de gibbsite (géode). Les cavités qui débouchent sur la périphérie du bloc, sont comblées

partiellement ou en totalité par le matériau matriciel de la zone superficielle bréchique et conglomératique.

3.2.2. L'unité de sol rouge du périmètre de la mare d'hivernage

Plusieurs forages ont été réalisés dans l'unité de sol rouge qui occupe le secteur sud du périmètre de la mare d'hivernage. Deux d'entre eux ont fait l'objet d'un échantillonnage des différents horizons recoupés : BB'7 situé près de la limite qui sépare l'unité de sol noir et l'unité de sol rouge ; AA'1 placé à proximité de la formation de versant à gros blocs de la bordure sud du périmètre de la mare d'hivernage. Les 2 sondages ont révélé, en profondeur, l'existence d'une cuirasse indurée, sous les différents horizons qui constituent la partie meuble des profils.

Le changement de couleur du sol se traduit aussi par une modification du cortège des composés minéralogiques néoformés et, en particulier, par l'apparition de la kaolinité (tabl.IX).

Le sondage BB'7

Le sondage BB'7 a été réalisé dans une plage de sol grumeleux de couleur beige, totalement dépourvu de végétation. Cette plage de sol, dont le décapage consécutif du déboisement (travaux de la prospection minière) doit être attribué au ruissellement et aux écoulements en nappe de la saison pluvieuse, est jonchée de nombreux gravillons et graviers d'origines variées (fragments sub-arrondis du minerai hématitique et de bauxite, nodules hématitiques micro-quartzeux, etc.).

Description du profil BB'7

NIM 83 73 : horizon grumeleux beige, très poreux, (de 0 à - 0,10 m)

NIM 83 74 : horizon argileux brun ocre, à structure fine, (de - 0,10 à - 0,30 m)

NIM 83 75 : horizon argileux rouge orange tacheté de blanc, à structure massive, (de - 0,30 à - 0,45 m).

NIM 83 76 : horizon argileux rouge clair, de structure massive, compact (de - 0,45 à - 0,80 m), à rares nodules brun clair ou brun foncé de 1 à 3 mm de dimension.

NIM 83 77 : horizon argileux ocre bariolé de rouille (de - 0,80 m à - 1 m), de structure massive, à nombreux nodules brun clair et brun foncé de 1 à 10 mm de dimension.

NIM 83 78 : cuirasse polygénique, gravillonnaire et conglomératique sur 0,10 m d'épaisseur, massive, à structure conservée (minerai hématitique).

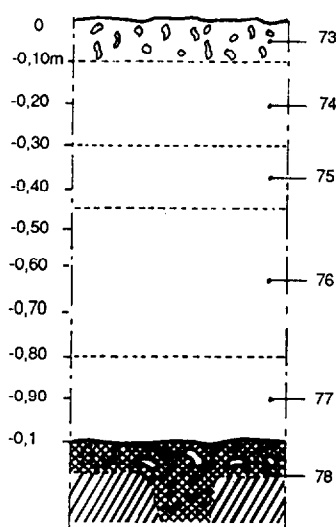


FIG. 9. — Coupe schématique de BB'7

L'analyse micro-morphologique confirme le caractère très aéré du type d'agrégat propre à l'horizon grumeleux de surface (NIM 83 73). Cet agrégat se révèle constitué de micro-granules (de 10 à 100 µ de dimension) qui sont séparés par des vides d'entassement libre. Cependant, certaines zones du fond matriciel paraissent plus denses, bien que possédant la même

composition minéralogique (tabl.IX). Dans ces zones, les vides se réduisent à des micro-pores relativement bien isolés les uns des autres. A l'inverse de ce que l'on a observé dans l'horizon de surface, les 4 horizons (NIM 83 74, 75, 76 et 77) qui lui sont sous-jacents, présentent un type d'agrégat compact et une porosité fermée.

TABLEAU IX

Identifications des composés minéralogiques réalisées par diffraction des rayons X sur les échantillons du sondage BB'7 (unité de sol rouge) du périmètre de la mare d'hivernage

	Maghémite	Hématite	Goëthite	Gibbsite	Kaolinite	Chlorite	Quartz	Anatase
NIM 83 73 total		f	tr	m		f	M	tr
NIM 83 74 (1) matrice				m	f		m	tr
NIM 83 74 (2) nodule blanchâtre				l			tr	
NIM 83 75 (1) matrice				M	f		f	
NIM 86 75 (2) nodule blanchâtre				l			tr	
NIM 83 76 (1) matrice		tr	tr	M	f		f	
NIM 83 76 (2) zones compactes			f	M			tr	
NIM 83 77 (1) matrice		f		M	f		f	
NIM 83 77 (2) nodule brun clair			M	f			f	
NIM 83 77 (3) nodule à coeur brun rouge		f	m				tr	
NIM 83 78 (1) matrice				l			tr	
NIM 83 78 (2) nodule brun rouge	l	f					tr	

(Appréciation quantitative : U : unique ; TI : très important ; I : important ; M : moyen ; m : moyen à faible ; tr : trace ; 0 : non identifié)

• Les fonds matriciels

Les fonds matriciels des 5 horizons meubles (NIM 83 73, 74, 75, 76 et 77) comprennent un même type de squelette dont les particules sont distribuées très régulièrement au sein des plasmas, selon un assemblage porphyrique. Ce squelette est constitué de micro-grains de quartz de 5 à 50 µ de dimension, aux formes anguleuses ou sub-anguleuses, ainsi que de micro-particules hématitiques opaques de tailles équivalentes, aux limites très irrégulières. A ces micro-particules s'ajoutent quelques fragments de quartzite dont la dimension est inférieure à 500 µ et de rares gros quartz craquelés et corrodés dont la taille peut atteindre 1 mm. Ces derniers sont observés seulement dans l'horizon argileux brun ocre (NIM 83 74). Au sein du fond matriciel de l'horizon grumeleux de surface (NIM 83 73), des micro-débris de végétaux carbonisés occupent des positions analogues à celles des particules du squelette. Les fonds matriciels des 5 horizons meubles se distinguent les uns des autres essentiellement par les caractéristiques de leur plasma qui est argilasépique brun beige pour l'horizon grumeleux (NIM 83 73), argilasépique brun rouge pour l'horizon argileux tacheté (NIM 83 75), isotrope rouge orange pour l'horizon argileux (NIM 83 76) et argilasépique ocre orange pour l'horizon argileux bariolé (NIM 83 77).

• Les traits pédologiques

Les fonds matriciels des 5 horizons meubles enserrent des éléments variés. Certains de ces éléments sont des îlots qui se distinguent simplement du fond matriciel environnant par la couleur de leur plasma : rouge clair ou blanchâtre. Les autres éléments figurés sont des nodules pour lesquels on constate non seulement une différence de teinte du ciment interne, mais aussi un taux moins élevé de micro-particules minérales (micro-quartz). S'ajoutent à ces divers éléments des fragments de minerai hématitique. La taille et la proportion des divers éléments diffèrent selon l'horizon considéré.

Dans l'horizon grumeleux de surface, la taille des éléments figurés évolue de un à quelques millimètres. Les îlots de teinte rouge ou blanchâtre ont des limites très diffuses. Les nodules possèdent un contour très net et sont toujours bordés par une enveloppe goëthitique corticale (épaisseur moyenne de 100 µ) de teinte ocre, fortement biréfringente, qui incorpore souvent aussi quelques micro-grains de quartz semblables à ceux du cœur. Les fragments de minerai ont une forme généralement sub-arrondie.

Au sein de l'horizon argileux brun ocre (NIM 83 74) les îlots blanchâtres sont plus nombreux et de dimension plus grande (dimension pouvant atteindre 10 mm). Certains d'entre eux conservent une organisation interne semblable à celle du fond matriciel qui les entoure. Dans

TABLEAU X
Analyses chimiques des échantillons prélevés dans le sondage BB₇ du périmètre de la mare d'hivernage

	H ₂ O 105°	H ₂ O 1000°	Si O ₂ libre	Si O ₂ combinée	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Ti O ₂	Mn O ₂	CaO	Mg O	K ₂ O	Na ₂ O	K ₁
NIM 83 73 (1)	7,2	30,4	24,4	9,6	20,8	14,1	0,65	0,02	0	0,23	0,1	0,04	0,79
NIM 83 73 (2)	5,5	28,2	23,5	10,3	21,7	16,65	0,5	0,02	0	0,28	0,097	0,03	0,81
NIM 83 74 (2)	1,3	31,4	6,3	7,75	50	6	0,3	0,02	0	0,07	0,1	0,04	0,26
NIM 83 75	6	22	19,3	15,3	27	16,65	0,6	0,01	0,01	0,25	0,2	0,12	0,98
NIM 83 76	1,6	21,5	13,9	12,8	35	16,45	0,6	0,01	0	0,16	0,2	0,03	0,62
NIM 83 77	2,6	22,8	9,2	9,25	36	22,7	0,5	0,01	0,01	0	0,088	0,04	0,43
NIM 83 78	0,6	9,29	1,6	2,95	60,85	25	0,3	0,01	0	0,19	0,024	0,02	0,08

73 (1) matrice < 1 mm

73 (2) îlots blanchâtres + matrice > 1 mm

74 (2) îlots blanchâtres

75 total

76 total

77 total

78 matrice + bauxitique + fragment hématitique

ce cas, leurs limites se présentent très floues. Le passage du plasma interne de ce type d'îlot à celui du fond matriciel est graduel. Par contre, une grande partie des îlots offre un contour plus net : sub-anguleux ou sub-arrondi, ainsi qu'une importante diminution de la quantité des micro-grains de quartz qu'ils incorporent. Inversement, les quelques nodules brun rouge ou rouge sang contenus dans cet horizon, offrent une périphérie très diffuse.

Dans l'horizon argileux rouge orange tacheté de blanc (NIM 83 75), le développement des îlots blanchâtre est tel qu'ils forment des taches blanches observables à l'échelle macroscopique. En effet, les îlots blanchâtres font ici plusieurs dizaines de millimètres de dimension. Certains conservent des micro-grains de quartz identiques à ceux du fond matriciel, en nombre relativement important. Cependant, la quantité de micro-grains de quartz diminue très nettement dans d'autres îlots qui revêtent alors l'aspect de nodules gibbsitiques sub-arrondis. Les micro-grains de quartz qui subsistent au sein de leur ciment interne gibbsitique présentent d'importantes traces de dissolution. Les nodules brun rouge qui fixent des micro-grains de quartz identiques à ceux du fond matriciel sont très rares et les quelques fragments de minerai hématitique qui sont encore présents dans l'horizon, se révèlent très difformes, d'aspect carié.

Les îlots blanchâtres sont à nouveau peu nombreux et d'un volume réduit dans l'horizon argileux rouge clair (NIM 83 76). Quelques petits nodules brun clair ou plus rarement brun foncé, de 1 à 3 mm de dimension, sont dispersés au sein de l'horizon et se localisent de façon préférentielle dans des zones brun ocre plus compactes et pourvues d'un plus grand nombre de petits domaines biréfringents (au cœur de ces zones, le plasma devient masépique) que le reste du fond matriciel. Ces petits nodules contiennent quelques rares micro-grains de quartz identiques à ceux du fond matriciel. Leur ciment interne est composé d'un mélange dans lequel la quantité de gibbsite est plus ou moins supérieure à celle de la goëthite.

Au sein de l'horizon argileux ocre bariolé de rouille (NIM 83 77) les nodules brun clair et brun foncé occupent plus de la moitié du volume.

Les nodules ont une forme généralement sub-arrondie. Ils sont constitués par un mélange de goëthite et de gibbsite (tabl. IX). L'hétérogénéité du mélange, consécutive aux variations zonales de la proportion des 2 composés minéralogiques, se traduit, du point de vue optique, par des marbrures claires et foncées. Les nodules contiennent quelques micro-grains de quartz identiques à ceux du fond matriciel. Ils sont tous pourvus d'une enveloppe goëthitique corticale de teinte ocre très clair,

cette dernière contenant en règle générale une quantité plus importante de micro-particules quartzieuses que le cœur des nodules.

On enregistre aussi la présence de quelques nodules brun rouge de petite taille (dim < 5 mm) qui s'individualisent au sein du fond matriciel ou au cœur d'un nodule brun. Ils sont constitués par un mélange de goëthite et d'hématite qui se révèle totalement isotrope au polarisant, avec quelques petits domaines légèrement plus clairs dont la forme rappelle celle des micro-grains de quartz du fond matriciel. Au cœur de ces nodules, on observe d'ailleurs parfois quelques micro-grains de quartz bien conservés.

La cuirasse polygénique

La cuirasse polygénique (NIM 83 78) se révèle, en surface, gravillonnaire et conglomératique sur 10 cm environ d'épaisseur, et massive à structure conservée (corps du minéral hématitique) au-delà et plus en profondeur.

La zone gravillonnaire et conglomératique de la dalle est constituée par de nombreux fragments de minéral hématitique, aux formes anguleuses ou sub-anguleuses, de quelques millimètres à plusieurs centimètres de dimension, auxquels s'ajoutent quelques nodules brun rouge, sub-anguleux, de 1 à 10 mm de dimension, et d'une matrice ferro-bauxitique indurée de couleur ocre clair.

Au microscope polarisant, la zone gravillonnaire et conglomératique de la dalle se définit par un fond matriciel relativement homogène et de nombreux éléments figurés : les fragments de minéral hématitique et les nodules brun rouge observés à l'échelle macroscopique.

• Le fond matriciel

Le fond matriciel est constitué par un produit gibbsitique (plasma) isotrope régulièrement coloré en ocre par de la goëthite et parsemé de nombreuses micro-zones de gibbsite bien cristallisée (tabl. IX). Ces micro-zones de cristaux prismatiques de gibbsite paraissent envahir et épigéniser progressivement le produit gibbsitique ocre, sous la forme de minces liserés (gibbsane) de microns à quelques microns d'épaisseur ou de plages cristiques de plusieurs centaines de microns d'extension. Dans certaines zones du fond matriciel, les minces liserés et les plages cristiques s'insinuent ou encerclent des îlots reliques sub-arrondis du produit ocre dont la dimension dépasse rarement les 100 μ . Dans ces îlots reliques, on remarque quelques micro-grains de quartz identiques à ceux que nous avons décrits dans les horizons meubles supérieurs : anguleux ou sub-anguleux, de 10 à 50 μ de dimension, extinction généralement roulante. Quelques grains de quartz de plus grande taille, dont la dimension peut atteindre 500 μ , sont conservés dans les zones les plus ferrugineuses (goëthitiques) du produit ocre. Dans les micro-zones cristiques, la longueur des cristaux

prismatiques de gibbsite peut atteindre 100 μ . La néo-cristallisation de la gibbsite semble traduire une évolution *in situ* du produit ocre.

• Les traits pédologiques (éléments figurés)

Les fragments de minéral présentent quelques différences au point de vue de la porosité qui peut être plus ou moins développée selon l'élément considéré. Ils représentent différents stades de la dégradation superficielle du minéral.

Les nodules brun rouge contiennent des micro-grains de quartz qui présentent les mêmes caractéristiques que ceux du fond matriciel. Leur ciment interne est composé essentiellement de maghémite (tabl. IX), mélangée à une plus ou moins grande quantité d'hématite en fonction du nodule considéré.

La comparaison des différents résultats d'analyse chimique obtenus sur les échantillons du profil BB'7 (tabl. X) montre bien que le sol recoupé est un sol ferrallitique. Les rapports Ki obtenus à partir des dosages de la silice combinée et de l'alumine sont très nettement inférieurs à 2, en particulier pour les ségrégations blanches appelées « îlots blanchâtres » dans les descriptions micromorphologiques, et pour la matrice de la zone gravillonnaire et conglomératique de la dalle cuirassée. En fait, la zone superficielle de la dalle correspond à une zone bauxitique, comme en témoignent les identifications minéralogiques (tabl. IX) et les analyses chimiques, qui recouvre une zone dégradée du corps de minéral du gisement Sempéré (fig. 3 et 4).

INTERPRÉTATION ET CONCLUSION

L'analyse des sols et des différents matériaux de surface des crêtes nord-est du Nimba fournit des indices de phénomènes pédogénétiques anciens. Elle permet aussi de juger le type de la pédogenèse actuelle.

A partir des travaux de L.S.B. LEAKEY (1937) et de G. MORTELMANS (1946) ainsi que de ses observations personnelles, R. SCHNELL (1952) propose 3 périodes phyto-climatiques fondamentales qui se sont succédé durant le Quaternaire au Nimba :

- période I : pluvial du paléolithique inférieur, régime probablement forestier ;
- période II : climat xéothermique du paléolithique moyen, absence de forêt dense ;
- période III : pluvial du paléolithique supérieur, retour de la forêt dense.

Cette dernière période étant suivie par un dessèchement récent.

Des faits morpho-structuraux et minéralogiques renforcent la validité d'un tel schéma chronologique.

Dans l'axe du Signal Sempéré, les schistes sériciteux qui affleurent au sommet de la chaîne, conservent

localement le témoignage d'un phénomène ancien de bauxitisation. Ce phénomène semble en étroite relation avec le régime forestier que le Nimba aurait connu durant le Tertiaire jusqu'au début du Quaternaire. L'affleurement schisteux correspond en fait au cœur d'un pli (fig.2 et 3) dont la charnière fut recoupée par l'érosion. A l'origine, la formation schisteuse dont on suit actuellement le prolongement au fond du ravin du Zié, dominait les terrains occupés par les gisements de fer. Aujourd'hui, les reliques de bauxite sont rares au sommet du Nimba nord-est. Les plus importantes d'entre elles se localisent dans la zone schisteuse des Grands Rochers (fig.1) et sur le flanc est du périmètre de la mare d'hivernage (fig.4).

Dans les sondages MH1 et MH2 du périmètre de la mare d'hivernage, la bauxite (NIM 83 24 et 33) contient de 40 à 50 % d'alumine cristallisée sous la forme du gibbsite. Les blocs situés dans les matériaux terreux, au-dessus de la dalle en place, peuvent contenir jusqu'à 59 % d'alumine. Dans ce cas, la composition minéralogique de la bauxite est plus variée. A la gibbsite s'ajoutent d'autres hydroxydes d'aluminium : la boëhmite (NIM 83 31) et la bayérite (NIM 83 21). Les deux derniers composés apparaissent réservés aux vieilles bauxites qui constituaient d'importantes dalles sur les schistes sériciteux, durant le pluvial du paléolithique inférieur. Les conditions édaphiques qui régnaient alors dans les régions définies par les gisements de fer, ne permettaient pas un débordement très important de la forêt au-delà de la zone d'altération en place des schistes. Au gisement Pierré Richaud, par exemple, devaient être associées des clairières de savane séparées par des couloirs de drainage. A cette époque, le fer éliminé durant la bauxitisation des schistes participa à l'enrichissement épidermique des séries itabiritiques et à la formation des gisements de minerai (minerai brun ?).

Le démantèlement des bauxites s'amorça au début du grand aride du paléolithique moyen, au fur et à mesure des régressions de la forêt. Les produits du démantèlement se dispersèrent dans les zones basses situées en contrebas. Une partie des altérites des schistes vint recouvrir les gisements de fer. Au paléolithique supérieur, la forêt s'installa à nouveau sur ces colluvions meubles, avec l'accroissement de la pluviosité. Actuellement, les traces de ces dépôts se rencontrent dans les têtes de ravins et sur les rares plates-formes comme celle du niveau 1 600 où se localise la mare d'hivernage.

La gibbsite de la zone superficielle des gisements de fer trouve son origine dans l'évolution des dépôts colluviaux qui reposaient sur les gisements de fer au paléolithique supérieur. Pendant le Quaternaire récent, le climat sec de l'Ogolién (— 18 000 ans BP) provoqua à nouveau un important recul de la forêt. Les sols relativement épais qui occupaient alors les sommets du Nimba

furent éliminés. Les formes du relief des crêtes du Nimba prenaient progressivement l'aspect que nous leur connaissons.

Nous avons pu constater que la pédogenèse actuelle conduit aussi à une bauxitisation dans le périmètre de la mare d'hivernage. Cependant, ce phénomène revêt une très faible ampleur du fait de la nature actuelle du dispositif géomorphologique. La concentration en gibbsite augmente graduellement dans les matériaux matriciels des horizons de l'unité de sol noir. Dans l'unité de sol rouge, la teneur en gibbsite conduit à la formation d'un horizon bauxitique moyennement induré à faciès bréchique (NIM 83 78) qui fixe des éléments d'origines variées : fragments de minerai, nodules d'origine pédologique (pédoreliques). La gibbsite colmate aussi les fissures et les fentes du minerai sous-jacent à l'horizon d'accumulation de l'aluminium. Ce processus apparaît identique à celui qui est responsable de la répartition homogène de la gibbsite dans la couche superficielle des corps de minerai. La percolation conduit les solutions alumineuses à l'intérieur des vides accessibles situés au-dessous des formations meubles. Il s'ensuit une cristallisation de la gibbsite jusqu'à l'intérieur des micropores du minerai qui communiquent avec les microfissures et les plans structuraux originels.

Le phénomène actuel de concentration de l'aluminium conduit aussi à la formation de nodules. Ces nodules d'origine pédologique sont facilement reconnaissables par leur squelette minéral (micro-grains de quartz) qui est identique à celui de leur fond matriciel. La composition minéralogique, plus ou moins gibbsitique des nodules semble dépendre de leur âge et de leur position au sein des profils. Certains nodules occupent leur position originelle, d'autres sont manifestement déplacés (pédoreliques), mélangés aux premiers et repris parfois dans un horizon d'accumulation plus ou moins induré. Un horizon nodulaire se révèle quasi continu à une profondeur relativement régulière (— 0,50 m), au sein des sols du périmètre de la mare d'hivernage, en particulier dans l'aire de sol rouge. Dans cet horizon, les nodules se présentent libres, placés dans un matériau matriciel meuble humifère, ou bien fixés dans une matrice consolidée qui confère à l'horizon l'aspect d'une carapace granulaire. Les nodules se forment aussi bien dans les produits matriciels des formations de versants à gros blocs que dans les horizons à fraction minérale exclusivement fine. La profondeur de l'horizon nodulaire correspond à la limite inférieure du système racinaire de certains végétaux. Quelques nodules se localisent aussi dans le « sol lithique à touradons ». Ces nodules constituent des petits volumes totalement dépourvus de matière organique, tandis que leur matériau matriciel se révèle très humifère.

Dans le sol de la prairie des crêtes ainsi que dans la portion superficielle des sols du périmètre de la mare d'hivernage, certains de ces nodules correspondent à des petits volumes dont la matière organique a été éliminée par le feu. Ce phénomène revêt une certaine ampleur dans l'unité de sol noir du périmètre de la mare d'hivernage. Les feux saisonniers parcourent sans difficulté la prairie de graminées, ne laissant sur leur passage que des cendres et fragments de brindilles carbonisés. La végétation bien fournie qui est associée aux sols épais du cœur du périmètre forme un écran difficilement pénétrable. Néanmoins, quelques petites zones situées à la périphérie de cette aire de végétation abondante peuvent être atteintes. Ces zones constituent alors des petites clairières, circulaires de quelques mètres de diamètre totalement dépourvues de végétation, où le feu a éliminé non seulement la partie aérienne des végétaux mais aussi l'humus de la portion superficielle du sol (0,20 m de profondeur). La calcination de l'humus du sol, favorisée par la densité des systèmes racinaires des végétaux, et l'absence d'humidité en saison sèche, laisse un matériau ocre poudreux parcouru de nombreux vides. La température atteinte au cours du phénomène de combustion de la matière organique est de l'ordre de 500°. La gibbsite est ainsi totalement détruite. Dans les zones fraîchement incendiées, seules quelques espèces de mousse couvrent le sol devenu très fragile et très susceptible à l'érosion. Dans les zones calcinées depuis plusieurs années, la végétation s'installe à nouveau, bien que le groupement des espèces soit modifié. L'humus de la portion superficielle antérieurement détruit se reconstitue alors. Cependant, les éléments libérés par la décomposition des composés minéralogiques hydratés (gibbsite, goëthite) évoluent beaucoup plus lentement.

Ce phénomène peut être à l'origine de la disparition des limites naturelles forestières. La pénétration du feu dans le sol apparaît jouer un rôle non négligeable sur le pH, non seulement de l'horizon calciné, mais aussi de la zone humifère épargnée par le feu, qui se situe directement au-dessous. Le phénomène de combustion de l'humus du sol provoque des modifications du climat du sol en profondeur, bien au-delà de la zone qui est directement concernée par le feu. Il s'ensuit un ralentissement de l'activité biologique et une sélection des espèces végétales qui colonisaient le sol avant l'incendie. Les feux saisonniers provoquent sûrement un recul des limites forestières et suppriment la transition phytogéographique caractéristique du contact prairie montagnarde-forêt. Cependant, la disparition de la forêt sur les crêtes nord-est semble bien naturelle et correspond à une époque sèche déjà ancienne. La forêt montagnarde à *Parinari excelsa* occupe actuellement les crêtes sud-ouest du Nimba. Là, sa présence traduit en fait des conditions édaphiques différentes de celles des

crêtes nord-est et surtout un substrat rocheux plus favorable à son implantation et à la régénération d'un sol.

La nature minéralogique et l'importance spatiale des gisements de fer ont joué un rôle prépondérant dans le maintien des reliefs sommitaux. Le fer des gisements se présente sous des formes cristallines oxydées. Le composé minéralogique qui le combine en majeure partie est l'hématite (α Fe₂O₃), très stable. Ce composé est associé à la maghémite (δ Fe₂O₃) et à la magnétite (Fe₃O₄). Le caractère mono-élémentaire du minerai influence directement la pédogenèse actuelle et l'importance des sols des crêtes dans la zone des gisements. La forêt ne peut plus recoloniser naturellement les crêtes dans le Nimba nord-est.

Le sol actuel de la prairie montagnarde à *Loudetia kagerensis* n'a que peu de relation avec les paléo-sols forestiers. La fraction de terre fine de ce sol est exotique par rapport aux corps de minerai. Son origine est manifestement liée à l'action des vents. En effet, les micro-particules qui constituent les fonds matriciels sont pourvues de dimensions caractéristiques des aérosols (J.M. PROSPERO, et E. BONATI, C. SCHUBERT et T.N. CARLSON, 1970). Ces micro-particules peuvent provenir de régions très éloignées du Nimba. Les plus gros éléments des squelettes semblent par contre avoir parcouru de plus faibles distances. Ils présentent souvent les caractéristiques morphométriques des quartz corrodés des formations itabiritiques. Dans le sondage BB'6 du périmètre de la mare d'hivernage nous avons rencontré des sables grossiers qui proviennent de la désagrégation des grès à ciment sériciteux situés à l'est du périmètre, plus haut en topographie. Les particules ruisseles, mélangées aux particules d'origine éolienne apparaissent aussi régulièrement distribuées dans tous les horizons meubles.

Les caractéristiques des sols des crêtes nord-est du Nimba dépendent de la nature du substrat (le minerai de fer), mais aussi du caractère des agents d'érosion et des formes actuelles du relief qui n'autorisent des dépôts relativement épais et leur immobilisation qu'à l'intérieur des rares plates-formes ou vallons perchés. La grande quantité des débris de végétaux carbonisés contenus dans les sols qui justifie la valeur élevée des rapports C/N calculés, démontre l'action permanente des feux saisonniers. Les pluies de tornades et très souvent les pluies de mousson possèdent une grande violence. Elles provoquent un lessivage intense du sol. Malgré le caractère agressif de ces différentes composantes climatiques, un équilibre s'établit. Les départs de matière sont compensés par des apports. Mais la stabilité du sol reste assurée par la vivacité du système racinaire des graminées. En dehors des touradons, la provision en terre fine est infime. Les plaquettes de minerai y sont séparées par des espaces quasiment libres.

Le relief mollement ondulé des crêtes du Nimba nord-est, qui contraste avec le modelé jeune des flancs de l'ensemble du massif, a été interprété comme le lambeau résiduel d'une pénéplaine très ancienne (J.C. LECLERC *et al.*, 1955) : la surface de Gondwana définie par L. KING (1962) en Afrique australe et centrale. Cependant, bien des nuances de ce relief traduisent en fait, comme nous l'avons vu, une évolution progressive des résidus de cet épisode de pénéplation (daté

du Trias et de la première moitié du Jurassique, P. MICHEL, 1969). Seul le sommet des croupes associées aux gisements de fer témoignent de cet épisode. Le façonnement de leurs pentes et la formation des cols qui les séparent, correspondent à une série d'épisodes géomorphologiques ultérieurs, les dernières retouches étant très récentes.

Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction le 16 février 1989

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- ADAM (J.G.), 1971-1983. — Flore descriptive des monts Nimba (Côte d'Ivoire, Guinée, Libéria), Paris, *Mém. Mus. nat. Hist. nat. et édit. du CNRS*, 6 tomes, 2163 p., 975 pl.
- FOURNIER (A.), 1987. — Quelques données quantitatives sur les formations herbacées d'altitude des monts Nimba (Ouest africain), Paris, *Bull. Mus. nat. Hist. nat.*, 4^e série, 9 section B, Adansonia, n° 2 : 153-166.
- JAEGER (P.), 1983. — Note bibliographique, Dakar, *Bull. de l'IFAN*, T.45, sér. A, nos 3-4 : 403-416.
- KING (L.), 1962. — The morphology of the earth. A study and synthesis of world scenery, Olivier and Boyd, Edinburgh, 699 p., 14 pl., 247 fig., 8 tabl., 3 cartes h.t.
- LAMOTTE (M.), 1943. — Premier aperçu sur la faune du Nimba. Mémoire présenté pour l'obtention du Diplôme d'études supérieures. Paris, Librairie Jouve, 36 p., 3 fig.
- LAMOTTE (M.), ROUTHIER (P.), 1943. — Monographie géologique du mont Nimba. Contribution à l'étude du Birrimien d'AFO. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, XIII : 113-124.
- LAMOTTE (M.), 1949. — Une réserve naturelle intégrale dans le massif du Nimba (Guinée). *La Terre et la Vie*, n° 1 : 15-32.
- LEAKEY (L.S.B.), 1937. — Stone Age Africa. The Coryndon Museum, Nairobi, 229 p.
- LECLERC (J.C.), LAMOTTE (M.), RICHARD-MOLARD (J.), 1949. — Niveaux et cycles d'érosion dans le massif du Nimba (Haute-Guinée Française), C.R. Ac. Sc., T. CCXXVIII : 1510-1512.
- LECLERC (J.C.), RICHARD-MOLARD (J.), LAMOTTE (M.), ROUGERIE (G.) et PORTERES (R.), 1955. — La chaîne du Nimba. Essai géographique, Dakar, IFAN, mémoire de l'IFAN n° 43, 272 p., 64 fig., 54 pl.
- MICHEL (P.), 1973. — Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique, Paris, *Mém. ORSTOM*, T.1, 2, 3, 752 p.
- MIFERGUI-NIMBA. — Iron ore project. Phase n° 4 step 2. final feasibility study report. Volume XIII, environmental, Kaiser Engineers and Constructors, Inc.
- MISRA (A.), RAUCQ (P.), 1986. — Itabirite et minerais de fer des monts Nimba (Guinée), *Bull. séan. acad. r. sci. Outre-Mer*, 30 (1984-3) : 285-301.
- MORTELMANS (G.), 1946. — Préhistoire et Quaternaire du Sud du Bassin du Congo, Bruxelles, Session extraordinaire des sociétés belges de Géologie : 103-121.
- PASCUAL (J.F.), 1984. — Rapport préliminaire de la mission menée en Guinée, aux monts Nimba (1^{ère} partie) et en Côte d'Ivoire (2^e partie), du 26 novembre au 28 décembre 1983, CEGET, 117 p., 85 fig., 15 photographies.
- PASCUAL (J.F.), 1987. — Les caractéristiques physiques, chimiques et minéralogiques des formations superficielles des crêtes Nord-Est des monts Nimba, CEGET, 110 p., 17 fig., 19 tabl.
- PROSPERO (J.M.), BONATTI (E.), SCHUBERT (C.) et CARLSON (T.N.), 1970. — Dust in the caribbean atmosphere traced to an african dust storm. *Earth and Planetary science letters*, North-holland Publishing Compagny, 9 : 287-293.
- SCHNELL (R.), 1952. — Végétation et flore de la région montagneuse du Nimba, mémoire de l'IFAN, n° 22, 604 p., 42 fig., 24 pl. photographiques.