

SCIENCES GÉOLOGIQUES



UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR DE STRASBOURG
INSTITUT DE GÉOLOGIE

LES CUIRASSES FERRUGINEUSES DES PAYS CRISTALLINS
DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE SÈCHE.
GENÈSE - TRANSFORMATIONS - DÉGRADATION

PAR

Jean-Claude LEPRUN

Docteur ès Sciences

Directeur de la publication. GEORGES MILLOT
Secrétaire de rédaction: DANIELLE AUNIS
Editeur: INSTITUT DE GÉOLOGIE
UNIVERSITÉ LOUIS-PASTEUR DE STRASBOURG

Adresse pour la correspondance et les échanges:

UNIVERSITÉ LOUIS-PASTEUR
BIBLIOTHÈQUE DE L'INSTITUT DE GÉOLOGIE
1, rue Blessig, 67084 STRASBOURG (FRANCE)

**LES CUIRASSES FERRUGINEUSES DES PAYS CRISTALLINS
DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE SÈCHE.
GENÈSE. TRANSFORMATIONS. DÉGRADATION**

PAR

Jean-Claude LEPRUN

Mission ORSTOM
C.P. 1418
50000 RECIFE (P.E.)
(Brésil)

Thèse soutenue à Strasbourg le 22 juin 1979

Les pierres sont vieilles : antérieures à la vie, à l'homme ... Les intempéries, les courroux de la tectonique, l'infatigable usure continuent d'y modeler des sites qui, pour l'usurpateur éphémère, ont l'aspect d'éternité. En outre, presque tout reste dérobé aux regards dans l'épaisseur souterraine Minéraux : répertoire premier à partir de quoi tout se dilue, s'exténue et s'évapore, peut-être jusqu'aux franchises du songe et aux stupeurs du vertige. Ils me persuadent que l'imagination n'est qu'un des prolongements concevables de la matière...

Roger CAILLOIS
Pierres réfléchies

AVANT-PROPOS

Ce mémoire est l'aboutissement de douze années d'observations et de recherches sur les sols, les altérations et les cuirassés de l'Afrique de l'Ouest. Douze années bien remplies et captivantes.

J'ai passé toute mon enfance dans l'attachante et féconde «brousse» malgache, loin de l'école, des chaussures et des jouets manufacturés. J'avais une fronde en bois de goyavier, le meilleur, qu'alimentaient efficacement des gravillons ferrugineux bien ronds et bien lourds. Lycéen et pensionnaire à Tananarive, je contemplais du train prudent qui nous descendait à Tamatave pour les vacances, le long des précipices, les teintes pastel inhabituelles après la pluie des altérations, le long de la voie ferrée. Comment aurais-je pu me douter que des années plus tard, pédologue à l'ORSTOM, j'aurais à étudier ces matériaux et à les relier génétiquement !

Ce mémoire n'est pas un travail de recherche imposé, mais le libre et légitime choix d'un observateur désireux de faire part de ce qu'il a vu, retenu, de ses réflexions et de ses options. Durant son élaboration, j'ai continué à faire mon métier par de nombreuses missions en Afrique. La rédaction d'une thèse n'est pas chose facile, au départ, pour un pédologue plus habitué au style des rapports techniques qu'à celui des raisonnements enchaînés et concis. Et puis les observations de terrain et les analyses classiques doivent être complétées par des déterminations délicates sur des appareils compliqués. La préparation de ce mémoire a donc bénéficié des compétences de nombreuses personnes que j'ai plaisir à remercier ici.

C'est avec une certaine émotion que je voudrais tout d'abord remercier M. Georges MILLOT, Membre de l'Institut. J'ai eu la chance de le rencontrer sur le terrain, qu'il ait porté de l'intérêt à mes travaux et qu'il m'héberge dans les meilleures conditions à l'Institut de Géologie de Strasbourg. La correction de ce mémoire lui a pris beaucoup de son temps mesuré. Il a fallu reclasser les faits, ordonner les arguments, tirer les leçons, réduire les débordements. J'ai tiré profit et apprécié le privilège de ses corrections minutieuses, des entretiens fructueux et passionnés au cours de ses visites impromptues, de ses larges connaissances dans le vaste domaine des Sciences de la terre, du regard pénétrant qu'il jette sur toutes les choses de la nature. Je lui dois beaucoup et lui demande de trouver ici l'expression de ma reconnaissance et de mon affection. Autrefois on dédiait sa thèse à son Maître ... Aujourd'hui on dit Patron, et on ne le fait plus ...

De nombreux amis ont apporté leur contribution à ce travail. Je pense tout d'abord à J.C. PION, collègue, géologue, homme d'humeur égale quelles que soient les circonstances. Nous avons cohabité sans heurts sur le terrain et au bureau pendant des années, et partagé toutes nos observations. Je le remercie de son aide et de son amitié. A. BLOT a été un compagnon de travail privilégié et fidèle. Son esprit critique dérange souvent, mais est toujours précieux. Je suis reconnaissant à R. BOULET, pédologue plus ancien dans le métier, de m'avoir fait confiance dès le début de ma carrière, alors que notre tâche cartographique commune était difficile. Il en est résulté une amitié durable et je loue ici sa gentillesse, son goût immodéré du travail et des démarches rationnelles, et même son ascétisme, car je le savais sensible à la pintade au riz et à la tomate et aux bavardages tardifs des rendez-vous fixés aux confins de nos zones d'études. P. MERCKY et C. HANRION ont été des amis et collaborateurs compétents aussi bien sur le terrain que dans leurs ateliers de lames minces.

Ma reconnaissance va ensuite aux personnes qui ont bien voulu accepter de faire partie du jury : Mlle H. PAQUET, MM. N. LENEUF, G. PEDRO, A. RUELLAN et F. WEBER. La plupart des chercheurs qui sont passés par Strasbourg ont décerné tant de qualificatifs élogieux à Hélène PAQUET, que le choix est difficile. J'opte tout de même pour la disponibilité, la permanence dans la gentillesse et la connaissance psychologique d'individus délicats, les «thésards». Merci

pour tout, Hélène, et en particulier pour la masse des déterminations des argiles et la correction du texte. M. LENEUF, Professeur à Dijon et Président du Comité technique de Pédologie de l'ORSTOM sait, dans cette dernière et difficile fonction, allier des qualités apparemment opposées, la souplesse et la fermeté, l'efficacité et l'humanité. Je bénéficie de ces qualités, et l'en remercie. M. PEDRO, Directeur de recherches à l'INRA, a été pour moi un critique sobre, pertinent et chaleureux ; je lui en suis sincèrement reconnaissant. Je dois au dynamisme et à l'obstination de A. RUELLAN, alors animateur d'un thème de recherches à l'ORSTOM, le climat, les échanges et les moyens de travail favorables dont ont pu bénéficier les premières études de toposéquences en Haute-Volta. Il a également pu, malgré ses occupations, trouver le temps de lire et critiquer le manuscrit. F. WEBER a été un interlocuteur attentif à mes problèmes de minéralogie.

Je me fais un devoir d'exprimer ma gratitude à M. G. CAMUS, Directeur Général de l'ORSTOM, qui a bien voulu accepter de m'affecter à Strasbourg pour rédiger cette thèse.

Je voudrais assurer à M. G. AUBERT, mon initiateur à la Pédologie tropicale, de ma reconnaissance et adresser mes remerciements aux nombreux chercheurs de l'ORSTOM avec qui j'ai eu des relations de travail, MM. J. COLLINET, A. COMBEAU, B. DABIN, V. ESCHENBRENNER, R. FAUCK, R. MAIGNIEN, S. PEREIRA-BARRETO, P. SEGALIN, G. SIEFFERMANN ..., à ceux qui m'ont effectué des analyses délicates, Mmes D. DELAUNE et E. PERRAUD, MM. M. LAMOUREUX, P. PELLOUX, M. PINTA, P. QUANTIN, D. RAMBAUD, avec une mention toute spéciale à M.C. PAYCHENG, chef des laboratoires communs de Dakar et à toute son équipe de techniciens sénégalais, pour leur compétence et leur constante disponibilité.

J'ai pu profiter, au cours de longues et fructueuses tournées « transversales », de l'observation des terrains d'étude de MM. G. BOCQUIER, R. BOULET, P. BRABANT, J.C. CELLES, Ch. FELLER, M. GAVAUD, B. KALOGA, A. LEVEQUE, C. MARIUS, P. MICHEL, J.P. MULLER, D. NAHON, J.M. RIEFFEL, Ch. TOBIAS, R. TROMPETTE ... et des discussions de tous ceux qui y participaient : MM. G. BEAUDET, G. BEAUDOU, A. CHAUVEL, R. COQUE, H. FAURE, P. ROGNON ... J'ai noué avec D. NAHON des relations de travail et d'amitié. Une collaboration fructueuse s'est engagée avec M. BERTHELIN du Centre de Pédologie biologique de Nancy. J'ai conversé avec Y. TARDY.

M. J.C. POTTIER a assuré de Dakar, malgré ses charges, la plus grande partie des dessins de ce mémoire.

A l'Institut de Géologie de Strasbourg, je dois une particulière reconnaissance à Mme G. EHRET et Mlle I. PETERSCHMITT et à MM. Ph. LARQUÉ, I. BALOUKA, R. FEURER, Ph. KARCHER, G. KREMPP, R. ROUAULT, J. SAMUEL, P. STAUB et R. WENDLING pour leurs analyses, à Mlle A.M. KARPOFF, Mme Ch. MOSSER, MM. Y. BESNUS, N. CLAUER, B. FRITZ et J. LUCAS pour leurs avis et conseils, à MM. J. GRUNER et L. HERBER pour leurs dessins et photographies, à MM. J.M. BOCK, F. OPPERMANN, J.P. SCHUSTER et A. WENDLING pour leurs services « techniques » et à Mmes R. ORY et B. KIEFFER, serviables et efficaces bibliothécaires de l'Institut. Je n'oublie pas l'aide de Mlles H. SUTTER, M. SCHULER, Mmes D. AUNIS et Ch. BALLOT, N. et D. TRAUTH, M. M. HOFFERT, Mme M.T. STEHLÉ.

Je remercie particulièrement Mme D. BILTZ qui a assuré avec dextérité, compétence et gentillesse, la frappe du manuscrit.

Que tous ceux qui m'ont aidé et que j'ai omis de nommer trouvent ici aussi l'expression de ma reconnaissance.

Au cours de mes tournées africaines j'ai pu apprécier l'hospitalité chaleureuse et familiale des foyers BARRAL, BENOIT et MARCHAL à Ouagadougou, CALVEZ, FELLER, HARDY, MARIUS, MONNET, PAYCHENG, POTTIER à Dakar, DORBATH à M'Bour, BORIDY à Goudiry. Je suis heureux de pouvoir remercier ces familles ici.

Sans le concours des merveilleux puisatiers voltaïques, infatigables et souriants, parmi lesquels MM. M. KAFANDO, B. ZONGO, de O. MOUMOUNY, « popotier » de brousse parfait, et de O. GUEYE dit « Fil de fer », chauffeur et mécanicien émérite, cuisinier accompli, homme de brousse instantanément convertible en homme de ville, tous compagnons des bons moments mais aussi de la chaleur, des mouches, du manque d'eau et des pannes, ce travail n'aurait jamais pu être réalisé.

Enfin je dédie cette synthèse à mon père, disparu prématurément, et offre à Fabienne, Anne, Sophie et Guillaume, mon épouse et mes enfants, ce mémoire, fruit de si longues absences et de tendresse retenue.

INTRODUCTION

Une partie importante de l'Afrique occidentale sèche est recouverte par une formation ferrugineuse indurée, de couleur brun rouge sombre qui masque les formations sous-jacentes. Elle apparaît dans les légendes de cartes géologiques sous le terme de latérite, et dans celles des cartes pédologiques sous le nom de cuirasse ferrugineuse. Il y a cent soixante douze ans, que pour la première fois, BUCHANAN (1807) utilisait ce terme pour désigner ce matériau qui avait la couleur, l'aspect et l'utilité de la brique. Depuis, des chercheurs de nombreuses disciplines, explorateurs, minéralogistes, géologues, géographes, agronomes, pédologues, botanistes... se sont penchés sur le problème de l'origine de ce matériau. Une bibliographie considérable est consacrée aux latérites, de nombreuses appellations leur ont été attribuées, toutes sortes de mises en place, de genèses et d'évolutions ont été proposées. Elles ont provoqué des débats passionnés, opposé des arguments contraires. Ces arguments se contredisent encore ... Ceci montre combien la lecture des phénomènes naturels est difficile. Les mobiles qui poussent tant de chercheurs et de curieux à mieux connaître les cuirasses sont bien différents, comme le sont leur formation scientifique, leur mode de pensée, leurs moyens d'investigation. Tandis que certains, en surface étudient les sols, le modelé, la répartition, la couverture végétale des cuirasses et latérites, d'autres ne s'intéressent qu'à la recherche des minéralisations exploitables qu'elles recèlent. D'autres enfin n'ont qu'une hâte, atteindre la roche saine sous-jacente pour la reconnaître, la cartographier, ou examiner ses richesses. Si bien, que malgré l'énorme littérature qui traite des latérites, on connaît mal ce qu'elles regroupent, les conditions de leur genèse, les mécanismes géochimiques et pédologiques de leur évolution, leurs transformations actuelles.

Après dix années d'étude par puits et par toposéquences, dans plusieurs pays d'Afrique occidentale à climat tropical contrasté, il paraît opportun et légitime d'essayer de définir ces formations, d'examiner leur évolution actuelle, et de tenter une interprétation de leur genèse. Pour ce faire, une vingtaine de toposéquences regroupant plus de 250 fosses profondes dont une grande partie atteignent la roche, ont été creusées et étudiées. Les moyens et les méthodes de plusieurs disciplines ont été utilisés de façon complémentaire : descriptions et déterminations pédologiques, examens micromorphologiques et minéralogiques, manipulations au microscope électronique et à la microsonde, analyses et calculs géochimiques, observations géomorphologiques ...

Le cheminement du plan de ce mémoire est le suivant. Le premier chapitre traite des éléments du milieu. Les chapitres II, III, IV et V sont consacrés à l'étude détaillée de profils d'altération cuirassés verticaux au-dessus d'une large gamme de roches en Haute-Volta d'abord, puis au Sénégal, au Mali, en Algérie saharienne. Afin de permettre la distinction entre les cuirasses d'altération de ces quatre chapitres et les autres accumulations ferrugineuses, le chapitre suivant passe en revue un certain nombre d'indurations ferrugineuses et propose une liste de critères de différenciation. Le chapitre VII regroupe les données sur la géochimie du fer dans les cuirasses et dans les eaux. Les mécanismes de la dégradation des cuirasses sont étudiées dans le chapitre VIII, ainsi que les conséquences qu'ils provoquent. Le chapitre IX traite de la répartition latérale le long des versants, des horizons et des profils étudiés verticalement dans les premiers chapitres, c'est l'étude des toposéquences. Enfin, le chapitre X regroupe toutes les interprétations sur les horizons d'altération sous cuirasses, les mécanismes d'accumulation du fer, et tente une reconstitution de la genèse et de l'évolution actuelle du cuirassement.

On peut résumer ce plan et son enchaînement en disant que l'on commence par étudier les cuirasses dans des profils verticaux, puis leur géochimie, et que les mécanismes de leur dégradation et leurs conséquences sur la répartition latérale des altérations et des sols débouchent sur l'étude par toposéquences. Les interprétations finales conduisent à la reconstitution de la formation du profil cuirassé.

Le sommaire est donc le suivant :

| | pages |
|---|-------|
| CHAPITRE I - Les grands traits du milieu naturel | 5 |
| CHAPITRE II - La coupe de la bancotièrre de Kaya (Haute-Volta) | 17 |
| CHAPITRE III - Les profils KAY 1 et KAY 5 de la toposéquence de Kaya | 39 |
| CHAPITRE IV - Les autres profils cuirassés de Haute-Volta | 53 |
| CHAPITRE V - Les profils cuirassés du Sénégal et du Hoggar | 91 |
| CHAPITRE VI - Etude de quelques exemples de cuirasses, de carapaces et d'autres indurations ferrugineuses sur matériaux divers | 109 |

| | pages |
|--|-------|
| CHAPITRE VII - Géochimie des cuirasses ferrugineuses. Géochimie et biochimie du fer dans les cuirasses et les eaux | 137 |
| CHAPITRE VIII - La dégradation des cuirasses ferrugineuses Mécanismes et conséquences | 155 |
| CHAPITRE IX - Etude par toposéquences des versants cuirassés. Les différents horizons et les sols qui en dérivent | 169 |
| CHAPITRE X - Interprétations | 185 |
| CONCLUSIONS GENERALES | 201 |

"La lecture des innombrables mémoires consacrés à la latérite m'a amené à conviction que cette question ne pourra être véritablement élucidée que lorsqu'on sera en possession d'un nombre suffisant de monographies dans lesquelles les auteurs s'astreindront à faire eux-mêmes les recherches dans le laboratoire, et, en outre, s'efforceront de ne pas considérer comme générales les conclusions tirées d'un trop petit nombre de faits particuliers."

A. LACROIX (1913)

CHAPITRE I

LES GRANDS TRAITS DU MILIEU NATUREL

INTRODUCTION

Les caractères du milieu naturel des vastes régions, où les cuirasses ferrugineuses sont ici étudiées, ne feront pas l'objet de longs développements. On trouvera dans des ouvrages de MICHEL (1973) pour le Sénégal, BOULET (1974) pour la Haute-Volta, et dans l'Atlas international de l'Ouest Africain (1971), des présentations plus étoffées et les références aux études antérieures. Ne seront présentés ici, que les traits essentiels qui interviennent comme facteurs de l'évolution des cuirasses ferrugineuses.

I - CHOIX DES POINTS D'ÉTUDE. MÉTHODE DE TRAVAIL

De nombreuses missions, m'ont fait parcourir et observer en dix années, une large portion de l'Afrique occidentale (fig. 1). Deux circonstances favorables m'ont guidé dans le choix des zones d'études.

- La cartographie pédologique systématique au 1/500 000 d'une partie de la Haute-Volta de 1968 à 1971, et les missions répétées dans ce pays et au Mali entre 1972 et 1978.
- Les relations nouées très tôt avec les géologues-altérologues du centre O.R.S.T.O.M. de Dakar. Chaque année, un travail en équipe m'a permis de bénéficier des zones d'étude de PION (1979) sur l'altération des roches basiques de Haute-Volta, et de celles de BLOT (travail en cours) sur les altérations des roches granitiques du Sénégal oriental.

Mes investigations ont porté principalement sur les parties cuirassées de ces zones. La méthode d'étude par toposéquence a été systématiquement adoptée. En effet, cette méthode, qui a été privilégiée dans les études de pédogenèse et de cartographie depuis dix ans, a permis en Afrique, la réalisation de travaux fructueux. *La toposéquence est une ligne de puits ou de fosses orientée selon la ligne de plus grande pente, qui joint le sommet d'un interfluve à l'axe de drainage le plus proche.*

Le choix de l'emplacement des fosses se fait grâce à la connaissance préalable de la répartition des sols, et à l'aide des différents critères de surface, qui permettent de subdiviser la séquence en plusieurs tronçons. Les premiers sondages sont situés au milieu de ces tronçons. Les fosses ultérieures ont pour but de préciser les transitions entre les organisations le long de la pente.

Lorsque les passages sont difficiles à saisir ou particulièrement intéressants, des tranchées sont ouvertes. Dans le cas où les puits sont très profonds, la prospection géophysique par sondages électriques a été utilisée. Cette méthode permet, par la valeur des résistivités obtenues, de

déterminer les épaisseurs des horizons, et même de connaître leur type d'altération (ALBOUY et *al.*, 1970).

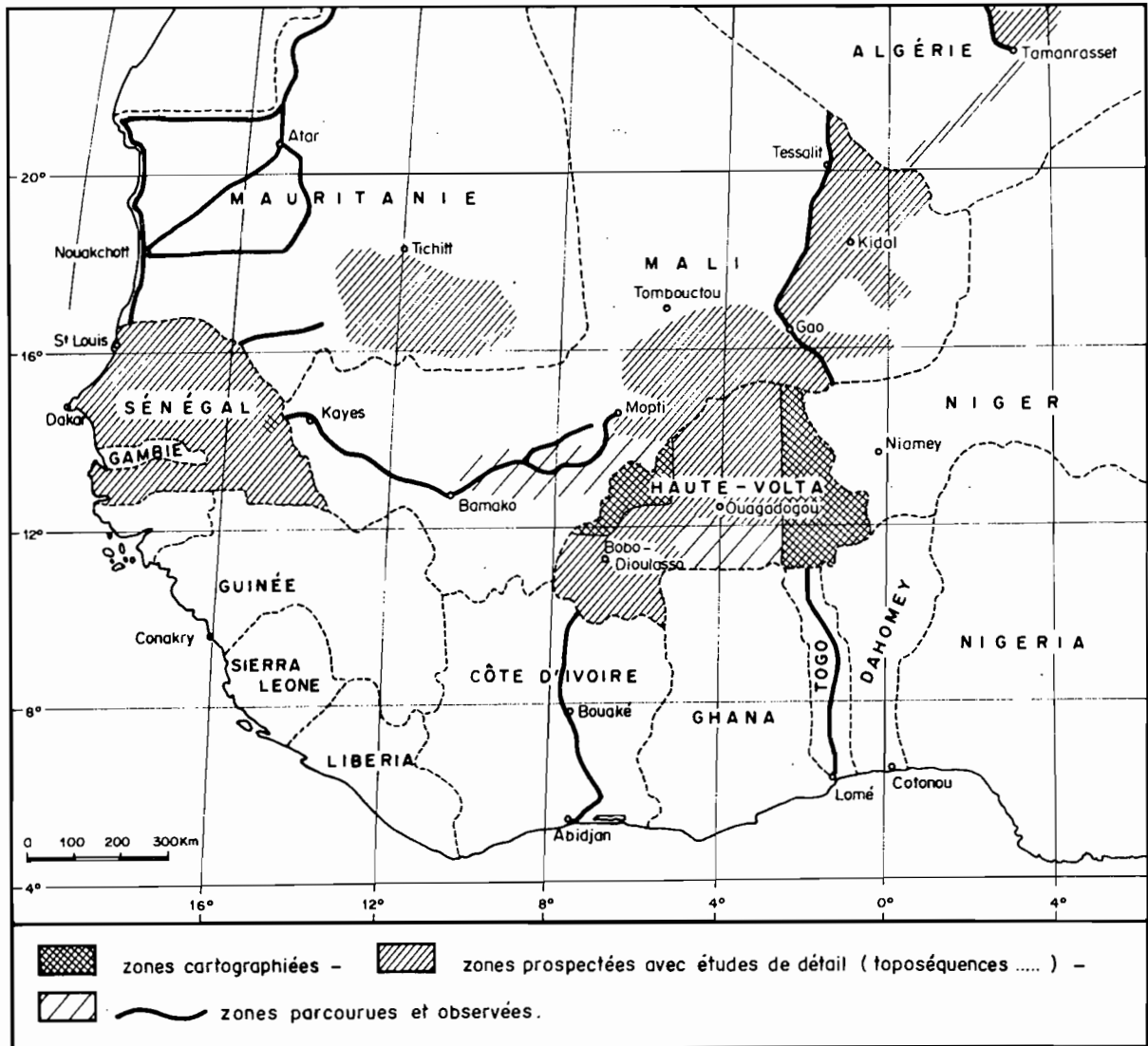


Fig. 1 - Carte de situation des zones étudiées et observées.

Le creusement est effectué à la main, à l'aide de pioches et de pelles. Le fonçage des niveaux indurés est réalisé au burin d'acier et au marteau. La recherche de la roche la plus saine possible a été un souci constant. Le but est en effet, d'obtenir des coupes verticales complètes, entre la surface et la roche de départ. Plus de 20 toposéquences ont été étudiées sur un éventail de roches, qui va du granite alcalin à la roche ultrabasique, en passant par les roches basiques et neutres. Les études ont été effectuées pendant la saison sèche, entre les mois d'Octobre et d'Avril.

La majeure partie de ces toposéquences est située sur une même roche tout au long du versant, sauf pour observer les contacts entre roches différentes. Le choix d'une seule roche-mère a le gros avantage de réduire le nombre de variables de différenciation à une seule, la pente. L'ensemble de ces toposéquences représente plus de 250 profils étudiés et environ 700 m de puits profonds creusés. Les figures 2 et 3 localisent les points d'étude principaux en Haute-Volta et au Sénégal.

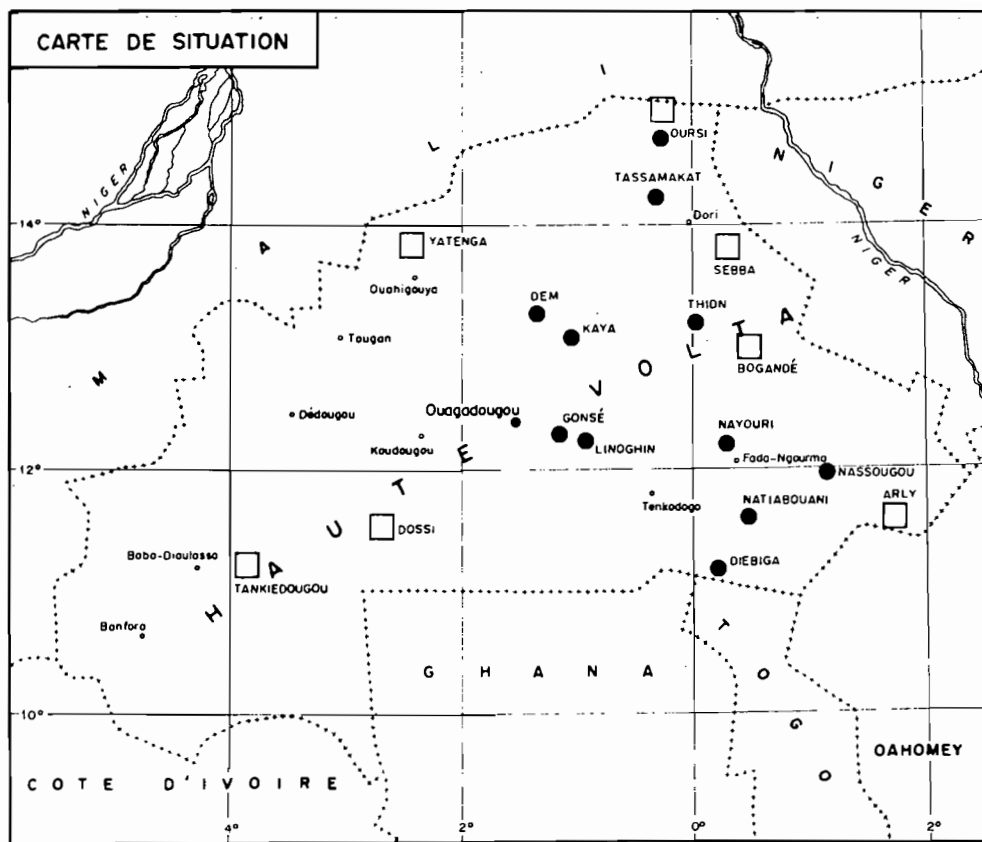


Fig. 2 - Carte de situation des points d'étude en Haute-Volta.

Tableau I

Quelques données climatiques du domaine tropical sec.

| | Pluviosité annuelle (mm) 1 | Evaporation (Piche) mm 2 | E.T.P. (Turc) mm 3 | Evaporation sol nu (mm) 4 | Drainage sol nu (mm) 5 | Drainage calculé (mm) 6 | Reconstitution eau sol (mm) 7 |
|------------------------------|----------------------------------|--------------------------------|--------------------------|---------------------------------|------------------------------|-------------------------------|-------------------------------------|
| DORI (Sahélien) | 540 | 3359 | 2263 | 468 | 72 | 42 | 80 |
| OUAGADOUGOU (Soudanien) | 860 | 2639 | 1905 | 610 | 235 | 140 | 100 |
| FADA N'GOURMA (Soudanien) | 889 | 2067 | 2019 | 594 | 295 | 163 | 100 |
| KEDOUGOU (Soudanien sud) | 1428 | 2100 | 1643 | 824 | 604 | 309 | 120 |

Sources : 1-2-3-4 : ASECNA. - 3-4-5 : BOULET (1974) et calculs d'après TURC (1955). 6 : formule de AUBERT et HENIN (1945) et AUBERT (1946) en prenant la moyenne des sols perméables et imperméables. 7 : moyenne d'après analyses des sols (BOULET, LEPRUN, 1970) et LEPRUN (1967).

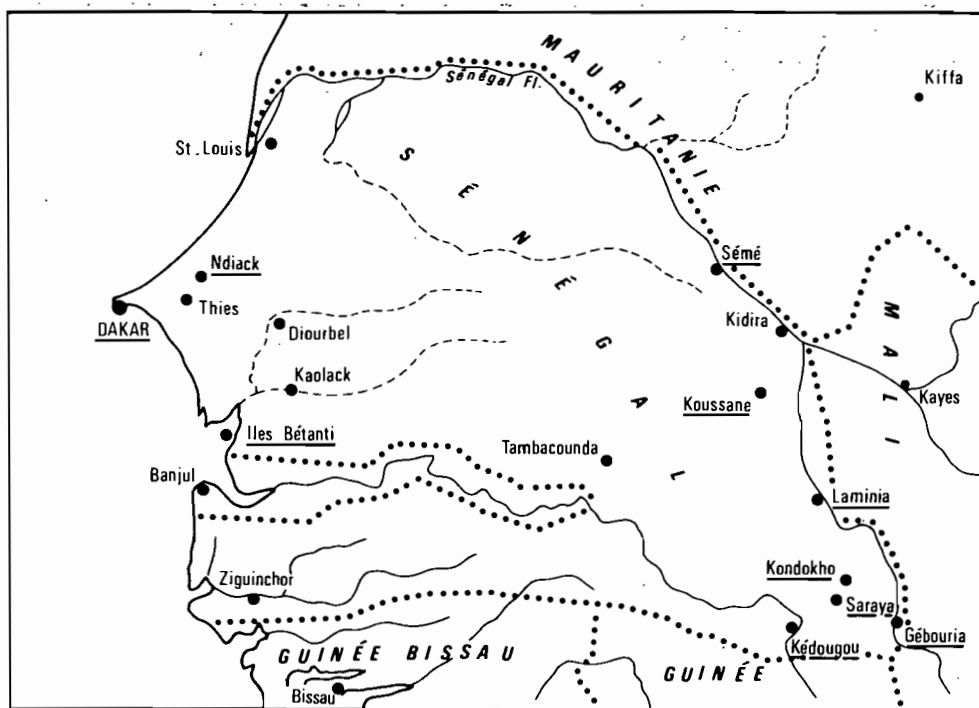


Fig. 3 - Carte de situation des points d'étude au Sénégal.

II - LES ÉLÉMENTS MAJEURS DU CLIMAT

A - LES DONNÉES CLIMATIQUES

La figure 4 résume les principales données climatiques. Ces données indiquent, que du Nord vers le Sud :

- la pluviosité moyenne annuelle, le nombre de jours de pluie, et le nombre de mois humides (distingués des mois secs par la formule $P < 2T$ de BAGNOULS et GAUSSEN (1957) augmentent ;
- la température moyenne annuelle diminue ;
- la saison des pluies commence plus tôt et se termine plus tard, de part et d'autre du mois d'Août, qui est le mois le plus humide.

La distribution des pluies, de la température, et de l'humidité de l'air est soumise au déplacement annuel de deux masses d'air qui s'opposent :

- une masse d'air continentale et sèche, localisée au Nord-Est, d'où proviennent les vents alizés et l'harmattan ;
- une masse d'air maritime et humide, issue du Sud-Est où règne l'anticyclone de Sainte-Hélène, qui engendre la mousson.

La zone de contact entre ces deux masses est appelée front inter-tropical ou F.I.T. Il oscille entre le 7^e parallèle en Janvier, et le 22^e parallèle en Août.

Trois domaines climatiques peuvent être distingués du Nord vers le Sud, désertique, tropical,

équatorial. Seul le second nous intéresse ici. En s'inspirant des classifications d'AUBREVILLE (1949) et de RICHARD-MOLLARD (1949), on peut subdiviser le domaine tropical sec en quatre zones, d'après la pluviosité annuelle moyenne :

- la zone sahélo-saharienne : $200 < P < 400$ mm ;
- la zone sahélo-soudanienne : $400 < P < 600$ mm ;
- la zone soudanienne : $600 < P < 1000$ mm ;
- la zone soudanienne sud : $1000 < P < 1400$ mm.

Les variations interannuelles de la pluviosité sont importantes. Elles ont été à l'origine de la longue période de sécheresse qui a sévi sur toute la zone sahélienne, entre 1970 et 1975, et qui semble se prolonger actuellement. Le point commun de ces zones climatiques est l'alternance stricte de deux saisons, la saison des pluies, plus courte, estivale, appelée aussi hivernage, et la saison sèche. Les différentes données recueillies et les calculs effectués sont consignés dans le tableau I.

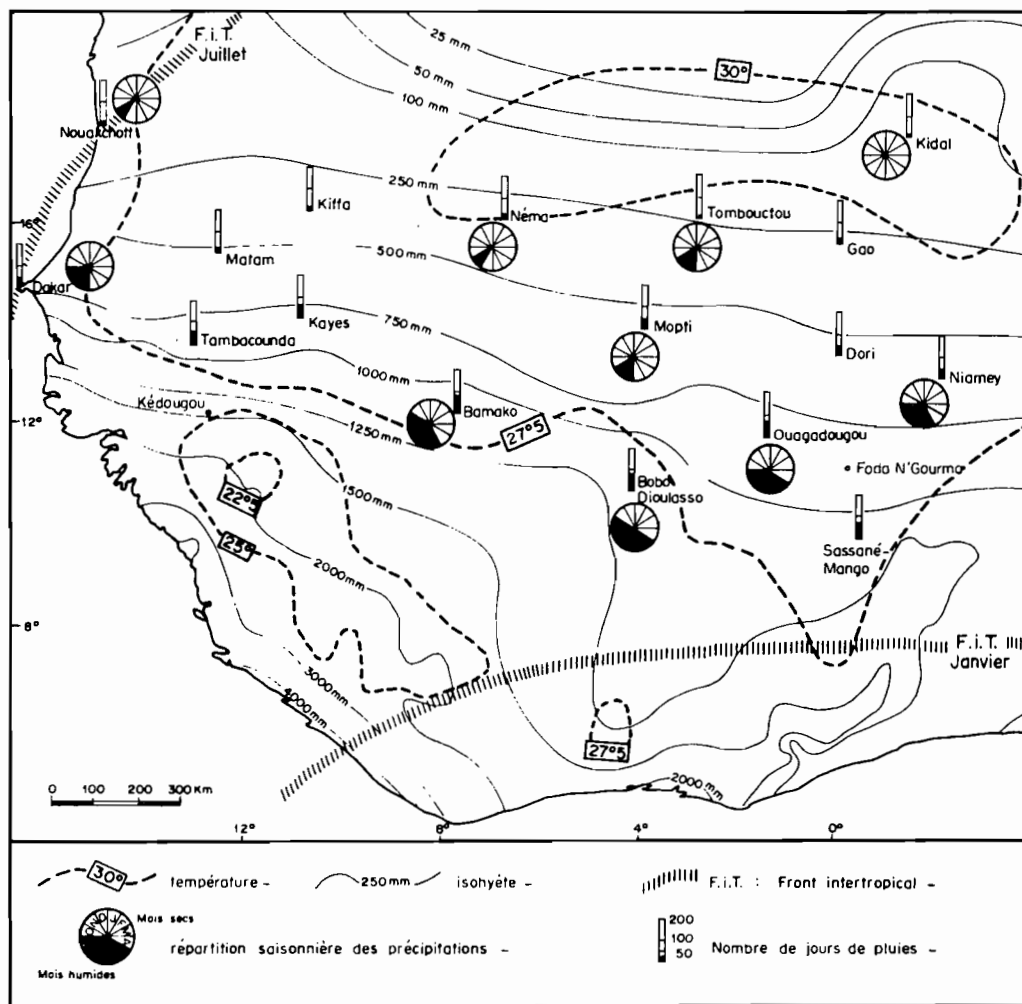


Fig. 4 - Les principales données climatiques de l'Afrique de l'Ouest (d'après Atlas int. de l'O. afr., 1971).

B - LE SORT DES EAUX PLUVIALES

Arrivées au sol, les eaux de pluie peuvent suivre plusieurs voies :

- une partie ruisselle sans pénétrer ;
- une partie pénètre dans le sol, y subit l'évapotranspiration (E.T.), reconstitue le stock d'eau du sol jusqu'à atteindre la valeur de l'humidité de la capacité au champ autour de pF 3, et peut alors gagner vers le bas et drainer. Plusieurs possibilités s'offrent alors :
 - . un drainage *latéral* interne, si la configuration des horizons et la pente y sont favorables ;
 - . un drainage *profond*, qui atteint l'arène et constitue la nappe phréatique, si l'eau qui excède pF 3 s'enfonce au-delà de la zone racinaire (2 à 3 cm). L'écoulement à la base des arènes est possible, si la nappe est suffisamment alimentée pour passer au-dessus des irrégularités du bed-rock et si la pente permet cet écoulement. Le reste des eaux stagne entre les chicots du front d'altérations.

Comme l'indique BOULET (1974), lorsque le sol est colonisé par la végétation naturelle, le drainage profond est forcément inférieur au drainage obtenu en sol nu (tabl. I) et une estimation peut être tentée, en supposant l'E.T. réelle égale à l'E.T. potentielle (E.T.P.) durant les mois où la pluviosité est supérieure à l'E.T.P. Ces estimations conduisent aux valeurs suivantes. *Le drainage profond est nul à Dori, il atteint 190 mm à Ouagadougou, 200 mm à Fada N'Gourma, et 400 mm à Kédougou.* Ce drainage profond est sur-estimé, car il ne tient compte ni du ruissellement, ni du drainage oblique, ni de la reconstitution du stock d'eau du sol du début de saison des pluies. Les coefficients de ruissellement issus des travaux de ROOSE (en particulier 1974a, et ROOSE et al., 1974) permettent d'évaluer en moyenne ce ruissellement à 5% des précipitations en région soudanienne et à 8% à Kédougou. On admettra comme négligeable le drainage oblique dans les épais profils d'altération, tout en partageant les réserves émises par BOULET (Op. cité) quant au dispositif de mesure de ce drainage sur le terrain. La reconstitution du stock d'eau du sol varie, suivant les sols et le climat, entre 80 et 120 mm (tabl. I). Déduction faite de la somme des hauteurs d'eau du ruissellement et de la reconstitution de l'eau du sol, le drainage profond ou écoulement est alors :

- nul en région sahélienne ou saharo-sahélienne ;
- de 50 mm en région soudanienne ;
- de 160 mm en région soudanienne sud.

En régions sahéliennes et soudanienne les nappes d'arène sont effectivement très rares. Le chiffre de 50 mm est voisin de celui calculé pour Ouagadougou (59 mm) par ROOSE (1977).

Les profils hydriques effectués en Haute-Volta à la fin de la saison des pluies, indiquent que nulle part, excepté dans le sud à Diébiga, les valeurs n'atteignent le pF 3, au-delà duquel l'eau peut s'écouler. Les pores humides des cuirasses et carapaces, observés au cours du creusement, laissent à penser que l'écoulement se fait par des passages privilégiés et qu'il est rapide. Dans les altérations sous cuirasse, les mesures d'humidité donnent des valeurs situées entre les humidités à la capacité au champ (pF 3) et au point de flétrissement (pF 4,2), et plus près de ces dernières. *Les possibilités de drainage profond et même de réhumectation des profils sont donc extrêmement limitées en zone soudanienne, zone où est situé l'essentiel de nos observations. En position plus méridionale, quand la pluviosité dépasse 1000 mm, ces possibilités deviennent réelles.*

III - LE CADRE GÉOLOGIQUE (fig. 5)

L'histoire géologique de l'Afrique occidentale est celle d'une vieille plateforme. On peut la résumer de la manière suivante. Un vaste craton granitisé s'est mis en place entre 2200 et 1700 M.A. (VACHETTE, 1974). Rectifié, arasé, il a permis la formation en son centre d'un bassin marin subsident gréseux, le bassin de Taoudeni, qui a fonctionné durant la fin du Précambrien et tout le Paléozoïque. Sous forme de "fenêtres" ou "d'îles", sont restées émergées de ces séries sédimentaires de couverture, des portions du socle cristallin, alignées en cercle, la dorsale Reguibat, l'Adrar des Iforas, l'Aïr, la dorsale de Man (BESOLLES, 1977) et les lambeaux de Keniéba et de Kayes. Sur les bordures du bassin, les sédiments en partie volcano-sédimentaires, subissent plusieurs orogènes successives, se

plissent, et forment la chaîne des Mauritanides (SOUGY, 1962) et les zones métamorphisées du Gourma malien (REICHEL, 1972) et du Voltaïen (MACHENS, 1973). En même temps, le panneau oriental du socle cristallin est "rajeuni", et des venues doléritiques sont injectées.

Sur ce vieux socle, en discordance, les transgressions marines secondaires et tertiaires déposent leurs sédiments dans plusieurs bassins. Il s'agit du bassin du Niger, du bassin sénégal-mauritanien, et des bassins côtiers de la Côte d'Ivoire, du Togo - Dahomey et du Nigéria. La série tertiaire se termine par les formations grés-argileuses du Continental terminal. Un volcanisme s'épanche sur le pourtour du craton, dans la presqu'île du Cap-Vert, au Hoggar, au Nigéria, au Cameroun. Enfin, au Quaternaire, toutes sortes de formations continentales masquent en partie le socle et sa couverture sédimentaire. Ce sont tantôt des dépôts colluviaux ou alluviaux, tantôt des formations lacustres et éoliennes.

L'absence du socle entre le 15e et le 20e degré Nord, due à l'extension du bassin de Taoudéni, rend difficile l'observation latitudinale en "continu" des altérations des roches cristallines. Seule, l'étude des jalons que constituent l'Adrar des Iforas et l'enclave de Kéniéba au Sénégal oriental peut compenser en partie cette lacune. Les cuirasses ferrugineuses étudiées, se situent sur les deux premières séries du craton précambrien, la série granito-gneissique, et la série birrimienne. *Ce craton est resté stable et constamment émergé depuis son origine.*

IV - LE CADRE GÉOGRAPHIQUE : LE MODELÉ ET L'HYDROLOGIE (fig. 6)

A - LE MODELÉ

L'Afrique occidentale est un pays de relief peu accentué. Les grandes unités du modelé se calquent sur la structure géologique, et sont composées :

- d'un vaste plateau central, constitué de la couverture sédimentaire tabulaire du bassin de Taoudéni, d'altitude moyenne 200 à 500 m, sur les bordures duquel émergent quelques reliefs plus vigoureux : Fouta-Djalou, Adrar des Iforas, Aïr, plateau de Jos, Monts Togo-Atakora ;
- de plaines ou cuvettes côtières qui correspondent aux bassins sédimentaires côtiers et qui pénètrent assez profondément le plateau à la faveur des vallées des fleuves Sénégal, Gambie, Volta et Niger-Benoué.

Les toposéquences étudiées sont situées sur les "fenêtres" du socle cristallin du plateau central. En Haute-Volta et au Sénégal, les points hauts de ces "fenêtres" sont constitués par les chaînes birrimiennes de roches basiques. Celle de Mako au Sénégal oriental dépasse 400 m d'altitude ; l'arc Kaya-Gaoua en Haute-Volta centrale atteint 500 m. Les roches granitiques se situent toujours en contrebas de ces reliefs basiques. En dehors de buttes témoins cuirassées d'une dizaine de mètres de hauteur, les bas-pays cristallins du socle granito-gneissique sont assez monotones. Les pentes moyennes y sont le plus souvent inférieures à 1% en Haute-Volta et peuvent aller jusqu'à 5% au Sénégal oriental. Les zones d'étude sont dans tous les cas situées à la limite de partage des eaux des bassins versants des grands axes de drainage, Volta Blanche et Pendjari d'une part, Niger d'autre part en Haute-Volta ; Gambie et Falémé au Sénégal. *Localisées sur des modelés peu accentués, les toposéquences se présentent tout de même en position de bon drainage possible par rapport aux axes alluviaux.*

B - L'HYDROLOGIE

1. LES DONNÉES

Elles sont fournies par l'O.R.S.T.O.M. (1969, 1977) et par MONIOD et al. (1977), et regroupées dans le tableau II.

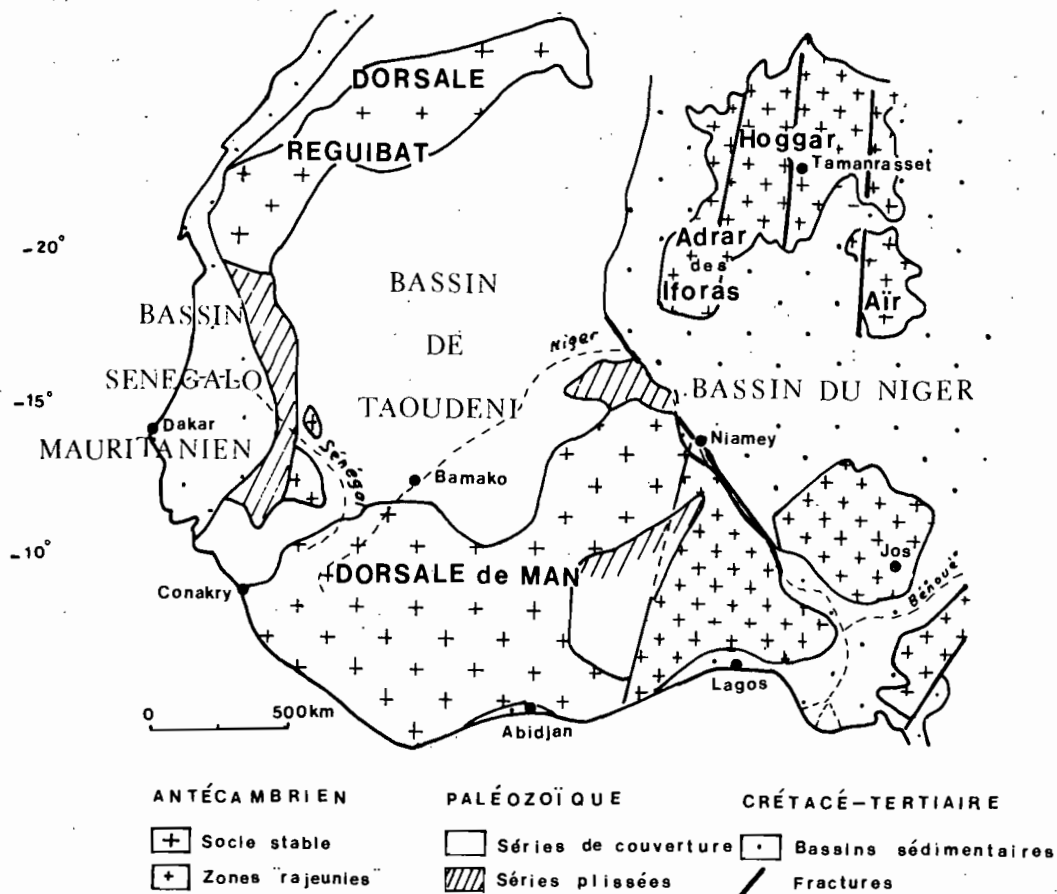


Fig. 5 - Schéma géologique de l'Afrique de l'Ouest (d'après ROCCI, 1965)

L'écoulement moyen annuel représente l'eau recueillie à la sortie du bassin versant où se situent les toposéquences. Il est la somme des eaux de ruissellement et du drainage interne. Le ruissellement peut être apprécié par les coefficients de 5 et 8% déjà utilisés. Si on soustrait la hauteur d'eau de ce ruissellement, de la hauteur d'eau de l'écoulement moyen annuel à la sortie du bassin, on obtient la valeur du drainage interne ou écoulement profond. Les chiffres obtenus sont : 5 mm en zone sahélo-soudanienne (Volta Blanche), 50 à 80 mm en zone soudanienne (Pendjari et Falémé), et 250 mm en zone soudanienne méridionale (Gambie). Ces chiffres sont comparables à ceux des évaluations du transit hydrique par les sols (tabl. I). Le Niger, par son énorme bassin amont très arrosé et son cours moyen sahélien, échappe à cette répartition climatique de l'écoulement.

2. LA QUALITÉ DES EAUX DES FLEUVES

Il n'existe pas, à notre connaissance, d'analyses publiées des eaux courantes de Haute-Volta. Celles de la Gambie sont rares et ponctuelles. En 1975 et 1976, une campagne de prélèvements systématiques sur la Gambie à Kédougou et à Mako a donné lieu à des analyses des éléments majeurs et traces effectuées au Laboratoire de Spectrographie de l'O.R.S.T.O.M. à Bondy.

a) La charge en suspension

Les mesures de turbidité sont rares. MICHEL (1973) cite, pour la Falémé à Kidira, deux maxima durant la crue dont la plus élevée atteint 354 mg/l, et pour le Niger à Koulikoro 17 mg/l à l'étiage contre 107 mg/l en début de crue. Ces valeurs sont élevées et témoignent d'une action érosive sur les sols et les berges.

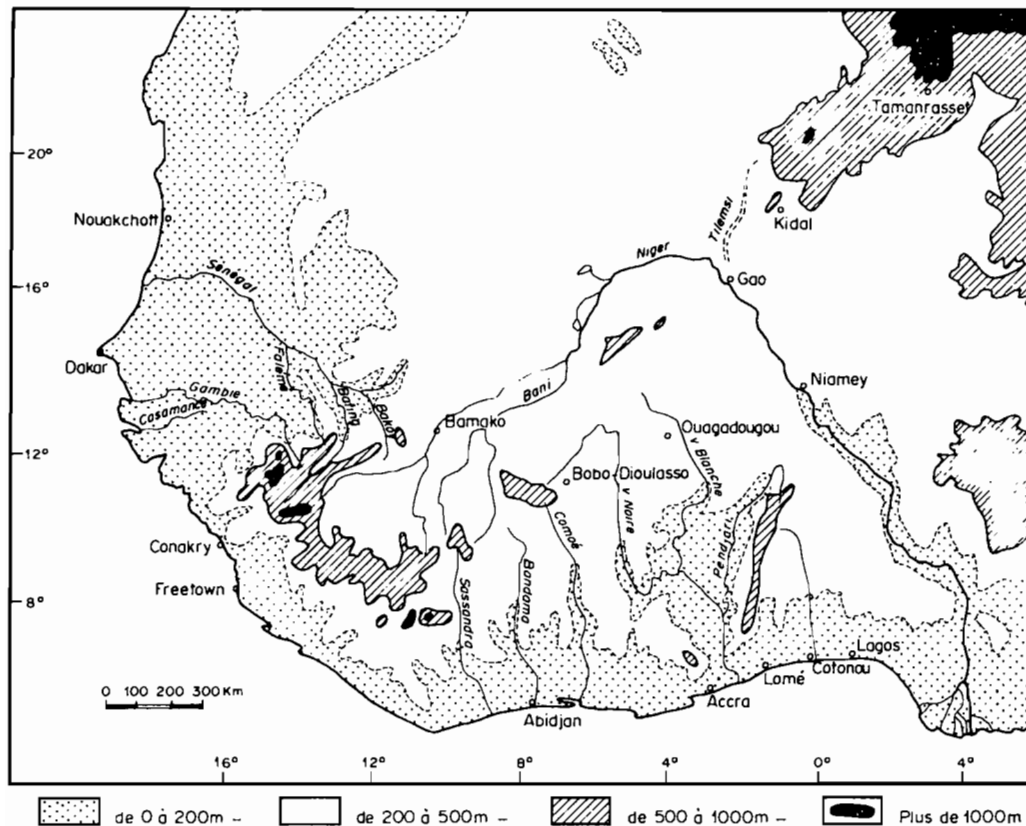


Fig. 6 - Le relief et le réseau hydrographique de l'Afrique de l'Ouest.

Tableau II

Quelques données hydrologiques sur les principaux fleuves de l'Afrique de l'Ouest relevées à l'aval des zones d'étude.

| FLEUVE | VOLTA BLANCHE | PENDJARI | NIGER | GAMBIE | FALEME |
|--|---------------|----------|------------|----------|--------|
| STATION | WAYEN | PORGA | KOULIKOURO | KEDOUGOU | KIDIRA |
| PLUVIOSITE MOY. BASSIN mm/an | ~ 700 | 976 | 1 540 | ~1 600 | 1 100 |
| ALTITUDE (m) | 259 | 130 | 290 | 102 | 20 |
| DISTANCE A L'OCEAN (km) | 1 260 | 960 | 2 500 | 880 | 870 |
| SUPERFICIE DU BASSIN (km ²) | 20 800 | 22 300 | 120 000 | 7 500 | 28 000 |
| DEBIT MOYEN ANNUEL m ³ /s. | 6,8 | 71 | 1 430 | 85 | 200 |
| DEFICIT D'ECOULEMENT (mm) | 660* | 879 | 1 100 | 1 220* | 962 |
| COEF. ^t D'ECOULEMENT (%) | 6* | 9,9 | 25,3 | 24* | 18,1 |
| ECOULEMENT MOYEN ANNUEL (mm) | 40 | 97 | 440 | 380 | 138 |

* calculé par nos soins d'après la formule : déficit écoulement moyen = 0,8 pluviosité + 100 in MONIOD et al. (1977).

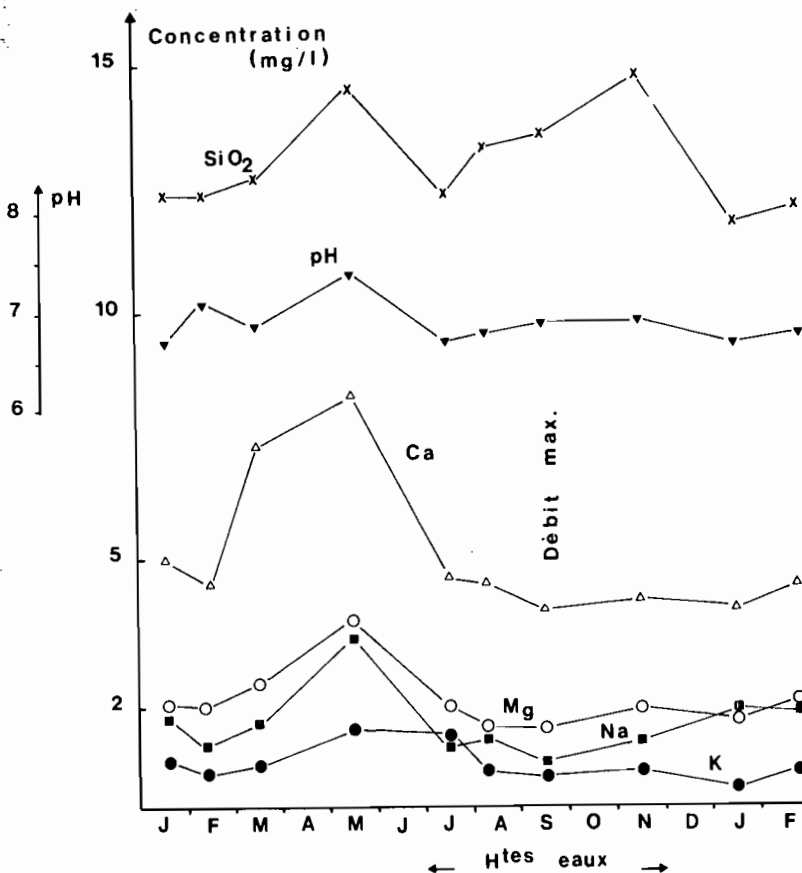


Fig. 7 - Composition chimique des eaux de la Gambie à Kédougou (1975-1976)

b) Les ions en solution et leurs variations

La figure 7 représente les variations saisonnières de la composition chimique des eaux prélevées à Kédougou. La teneur en solution des cations basiques s'accroît en Mai, à la fin de la saison sèche, décroît durant la saison des pluies lorsque le volume des eaux augmente, et durant une grande partie de la saison sèche. La silice suit ces cations de Janvier à Juillet et, en particulier, la croissance de fin de saison sèche (Mai). Mais ensuite, l'évolution diverge, car *durant les hautes eaux*, de Juillet à Octobre, les teneurs en silice augmentent. Ces variations saisonnières se retrouvent de manière identique à Mako (en aval de Kédougou), sur la Falémé (BLOT, travail en cours) et au Tchad (LE MOALLE, 1974 ; CARMOUZE, 1976 ; GAC, 1979). En l'absence d'autres données, nous admettrons des variations semblables pour tout le domaine tropical sec et en particulier pour les eaux courantes de la Haute-Volta.

c) Origine des variations

Il est possible d'expliquer ces variations saisonnières de la charge soluble dans la Gambie. En effet, nous disposons de toute une série de faits :

- La charge minérale des nappes phréatiques diminue au cours de la saison sèche (CAMUS et DEBUISSON, 1964).
- La tendance géochimique des milieux d'où proviennent les eaux change durant l'année. L'utilisation des indices de PEDRO (1966b) et de TARDY (1969) conduit aux mêmes résultats. Le type d'altération serait monosiallitique en saison des pluies et bisiallitique en saison sèche. Nous verrons plus loin que les eaux prélevées dans les fosses des profils indiquent les mêmes tendances saisonnières.
- Des suintements sont visibles sous les berges des fleuves durant les mois secs.
- Un inféro-flux se forme en période de hautes eaux et donne naissance à une nappe alluviale qui permet, en saison sèche, au coefficient de tarissement, de demeurer constant vers l'aval (CAMUS et al.,

Les hypothèses les plus vraisemblables sur les variations de charge des eaux sont les suivantes. On ne peut plus attribuer l'élévation de la charge en saison sèche à la seule concentration par évaporation. Cette élévation est due à l'apport des nappes d'arène. La dilution estivale est imputable à l'écoulement superficiel abondant pendant les pluies. La remontée des teneurs en silice en fin de saison des pluies est alors à relier au drainage superficiel des horizons supérieurs plus riches en quartz.

En conclusion, le drainage profond très faible, de l'ordre de 1% de la pluviosité en région sahé-lienne, s'améliore en région soudanienne (5 à 7%) et atteint 16% en zone sud-soudanienne. La Volta Blanche, qui est l'axe d'écoulement de la plupart de nos toposéquences voltaïques n'est, que d'une manière négligeable, alimentée par le drainage profond. L'eau reste dans les profils, participe à l'évapotranspiration et à l'altération, et évacue très peu les ions. Cette évacuation augmente avec la pluviosité, et la charge des eaux courantes est de 60 mg/l à Kédougou, au Sénégal oriental.

V - LES GRANDES FORMATIONS VÉGÉTALES. LES TERMITES

A - LES SUBDIVISIONS PHYTOGÉOGRAPHIQUES

Subdivisions phytogéographiques et climatiques sont superposées, si bien que deux domaines apparaissent : le domaine sahélien et le domaine soudanien. Entre ces deux domaines, la limite est difficile à saisir, car on observe des transitions graduelles aussi bien dans la proportion des strates herbacées et arborées, leur densité, la taille des espèces arbustives et arborées et l'apparition d'espèces nouvelles. La végétation caractéristique de ces deux domaines est ici présentée.

1. LA VÉGÉTATION SAHÉLIENNE S. L. (ENTRE 200 ET 600 mm DE PLUVIOSITÉ)

Du Nord au Sud, s'enchaînent tous les intermédiaires entre la steppe à graminées et la savane arbustive.

- Au Nord, la formation climacique a une physionomie de prairies éphémères ou de steppes dont les principales graminées sont : *Aristida funiculata*, *A. mutabilis*, *A. adscensionis*, *Cenchrus biflorus*, *Schoenfeldia gracilis* ... La strate arbustive comprend *Acacia laeta*, *A. erhenbergiana*, *Balanites aegyptiaca*, *Maerua* ...
- Vers le Sud, cette strate devient plus dense et la steppe à épineux apparaît alors (*Acacia raddiana*, *A. senegal* ...). Cette végétation se contracte sur les zones planes dépourvues de sable pour former la "brousse tigrée" dont les bandes boisées sont constituées de *Grevia (bicolor, flavescens)*, d'*Acacia (ataxacantha, senegal)* et d'un tapis de *Panicum laetum*, graminée non cultivée consommée par l'homme.
- Plus au Sud, entre 400 et 600 mm de pluie, la savane arbustive se développe, et avec elle les espèces sahéliennes s.s. : *Combretum micranthum*, *C. glutinosum*, *Fterocarpus lucens* ... et de nouvelles graminées : *Ctenium elegans*, *Andropogon gayanus*, *Loudetia togoensis* ... La "brousse tigrée" persiste et incorpore ces espèces nouvelles.

2. LA VÉGÉTATION SOUDANIENNE

Elle est représentée par la savane arborée lâche qui se resserre vers le Sud. Un arbre la caractérise, le Karité (*Butyrospermum parkii*). Les autres espèces arborées les plus connues sont *Bombax costatum* (Kapokier), *Anogeissus leiocarpus*, *Tamarindus indica* (Tamarinier), *Parkia biglobosa* (Néré), *Sterculia setigera*, *Khaya senegalensis* (Caïlcédrat)... Les graminées précédentes sont toujours présentes. S'y ajoutent, *Vetiveria nigrítana*, *Fernmsetum pedicellatum* ...

A l'extrême Sud de la Haute-Volta, des îlots forestiers, jalons des forêts humides plus méridionales, apparaissent avec *Isobérinia doka* et *Afzélia africana*. Aux confins du Sénégal et de la Guinée, on trouve *Daniellia oliveri*, *Lophira alata*, *Afzélia africana*.

Certaines formations végétales, sont associées à des substrats particuliers. On les appelle des formations végétales édaphiques. Nombre d'entre elles ont été reconnues au cours des prospectives pédologiques et regroupent des espèces spécifiques des milieux hydromorphes, sableux, argileux lourds, neutrophiles et basiphiles, caillouteux, kaoliniques désaturés ... Elles constituent des critères précieux de reconnaissance des sols dans des régions connues. Il n'y a pas lieu de les citer ici, d'autant qu'elles seront signalées au cours de la présentation des toposéquences.

B - LES TERMITES

L'action des termites sur les sols africains revêt une grande importance car elle est à l'origine de remaniement, d'homogénéisation, d'intégration de la matière organique, de structuration ... (BACHELIER, 1963). Des travaux chiffrés, ont montré par la granulométrie, le rôle considérable des termites dans la remontée des fractions fines depuis les horizons profonds jusque dans les horizons de recouvrement (LEVÉQUE, 1975).

Les rapports étroits entre les espèces termitiques et les sols, ont été mis en évidence sur le continent africain par quelques auteurs parmi lesquels : HARRIS (1955), BOYER (1956, 1966), NYE (1955), GRASSÉ et NOIROT (1959), STOOPS (1964), LEPRUN et ROY-NOËL (1976 et 1977)... Dans nos zones d'étude soudaniennes, les spécificités plus ou moins larges suivantes ont pu être établies, elles sont résumées dans le tableau III.

Tableau III
Relations sols-termites en zone soudanienne

| SUBSTRAT | ESPECES | ACTION |
|--|---|------------------------------|
| Cuirasses ferrugineuses | <i>Cubitermes</i> <i>Odontotermes</i> , <i>Trinervitermes geminiatus</i> <i>Trinervitermes oconomus</i> | superficielles, sur cuirasse |
| épaisées, dures, continues | | profonde (argiles tachetées) |
| épaisées, dures, non continues | <i>Bellicositermes natalensis</i> " | moyennement profonde |
| démantelées | | profonde |
| Altérations épaisées, kaoliniques, non cuir. | <i>Coptotermes</i> <i>Trinervitermes togoensis</i> | " |
| Sols ferrugineux lessivés sur matériau kaolinique | | moyenne et superficielle |
| Sols ferrugineux lessivés sur granites et sur cuirasses entièrement démantelées. | <i>Trinervitermes geminiatus</i> <i>Bellicositermes bellicosus</i> | superficielle |
| Sols lourds, argileux, vertiques, à minéraux 2/1 | | |

CONCLUSION

Les études des profils cuirassés ont été effectuées par toposéquences. Chaque toposéquence est située sur une même roche. L'éventail des roches-mères et des altérations étudiées couvre tous les grands types de roches entre les granites alcalins et les roches ultrabasiqes. Les points d'étude sont situés sous climat saharien, sahélien et soudanien de l'Algérie, du Mali, de la Haute-Volta et du Sénégal. La pluviosité la plus élevée, 1400 mm annuels, est atteinte au Sénégal oriental. Toutes les toposéquences sont localisées sur le socle cristallin précambrien, resté stable et émergé depuis près de 2000 M.A. Les modelés sont peu accentués, mais la position des toposéquences par rapport aux axes alluviaux permet le drainage. Le drainage profond des profils est extrêmement limité en zones sahélienne et soudanienne nord, mais devient possible au-dessus de 1000 mm de pluviosité. Plus de 15% de la hauteur de pluie peut, au Sud de la zone soudanienne, transiter par les arènes. La charge minérale des eaux des fleuves atteint alors 60 mg/l. La végétation suit la pluviosité, et passe des prairies éphémères du Nord du Sahel, aux savanes arborées denses méridionales soudaniennes.

CHAPITRE II

LA COUPE DE LA BANCOTIÈRE DE KAYA (HAUTE-VOLTA)

I - PRÉSENTATION

Une bancotièrre est une briqueterie artisanale africaine. La bancotièrre de Kaya est situèe au NE de Ouagadougou à la sortie de Kaya (coordonnèes : $13^{\circ}05'40''$ N - $1^{\circ}04'30''$ W (fig. 8)). Les roches originelles sont des gneiss basiques birrimiens à filons et veines de quartz frèquents (VAN EYK, 1964). La pluviositè annuelle moyenne oscille autour de 700 mm.

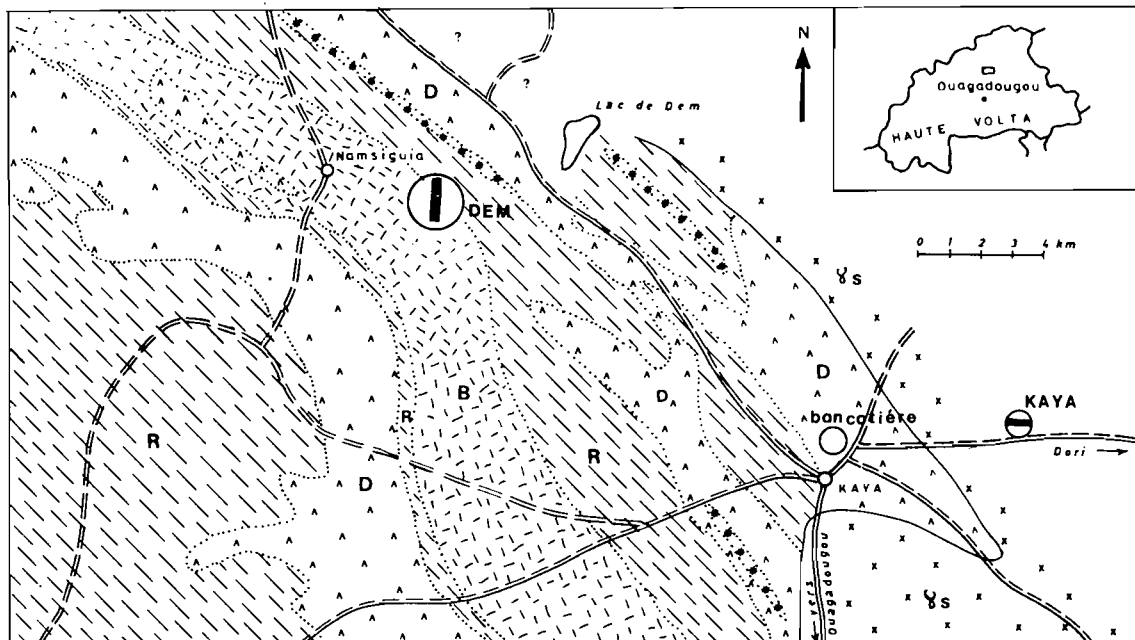


Fig. 8 - Situation de l'ètude et extrait schématique de la carte géologique au 1/200 000 (d'après VAN EYK, 1964).

- s : granite syntectonique - D : groupe de Dacola = roches vertes s.l. -
- R : groupe de Riziam : schistes, micaschistes, quartzites schisteux ...-
- V : groupe de Boussouma : tufs rhyo-dacitiques -••• : horizon manganèsifère
- : zone d'ètude - / : toposéquence.

II - ÉTUDE MORPHOLOGIQUE

A - DESCRIPTION

Cette coupe présente du haut vers le bas les successions suivantes (fig. 9 et 10), dont les descriptions et interprétations sont reprises d'un article antérieur (LEPRUN et NAHON, 1973).

Niveau 1 (0-1 m) : blocs de cuirasse ferrugineuse à matrice bariolée jaune-rouge peu abondante, absente localement et alors remplacée par des vides. Très nombreux nodules distincts arrondis, à cortex périphérique zoné fréquent. Très durs, ces nodules présentent à la cassure une couleur violette foncée et de rares quartz blanc opaque, logés dans des vides. Le sommet des blocs de cuirasse est constitué de nodules parfaitement ronds et bien individualisés, sur 5 cm en surface.

Niveau 2 (1 m) : partie inférieure des blocs précédents. La matrice est plus abondante. La cuirasse est massive, à tubulures. Les faces des blocs sont mamelonnées et vernissées. Chaque mamelon est un nodule de forme ronde, assez bien individualisé, de 1 à 1,5 cm de diamètre, lie-de-vin, à reflet métallique chatoyant bleu-noir, à quartz plus nombreux que plus haut.

Niveau 3 (1 à 2,25 m) : carapace ferrugineuse, plus tendre, à aspect scoriacé, à matrice argileuse rouge, à nombreuses tubulures, plus ou moins vidées, en trame, isolant les nodules. Ceux-ci, bien individualisés en surface de la coupe, sont rattachés à la trame interne par des ponts. Cassés, les nodules montrent un faciès micacé fin et des quartz. Au contact avec les blocs du niveau 2, les nodules sont disjoints et forment un niveau meuble qui provoque le surplomb en corniche de la cuirasse sous-jacente.

Niveau 4 et 4' (2,25 m à 3,4 m et 4 à 4,4 m) : altération des épontes d'une passée quartzitique. Ségrégations ferrugineuses à individualisation plus faible des nodules. Ceux-ci ont 1 à 1,5 cm de diamètre, sont lie-de-vin et ont un faciès micacé. Assez durs en surface, ces nodules le sont beaucoup moins, 4 à 5 cm en profondeur de la coupe et ne restent pas en relief sur la tranche. Nombreuses tubulures vides.

Niveau 5 (3,4 à 4 m) : passée quartzitique ondulée, diaclasée, non ferruginisée.

Niveau 6 (4,4 m à 5,8 m) : altération argileuse bariolée, non indurée, farineuse, à structure de la roche conservée. Matrice jaune et blanche argilo-sableuse. Nombreux amas ferrugineux irréguliers, anastomosés, de 2 à 3 cm de diamètre, lie-de-vin à violet, restant en relief sur la tranche de la coupe, indurés en surface mais peu dans leur masse, à quartz anguleux. Les tubulures biologiques et les vides se font dans la matrice et sont plus nombreux.

Niveau 7 (5,8 à 6,5 m) : même altération et même matrice. Les ségrégations rouge sanguin, ocre, safran et violet, ont des contours distincts, anguleux et irréguliers, une taille de 2 à 3 cm de diamètre, la même structure fine micacée. Elles sont légèrement indurées en surface mais non en profondeur.

Niveau 8 (6,5 à 8 m) : même altération, même matrice. Les mouchetures et ségrégations ferrugineuses sont mal individualisées, de couleurs ocre et violette, finement micacées, non indurées, à quartz anguleux, hyalins, sains. Quelques poches et tubulures argileuses rouge vif, d'origine biologique.

B - INTERPRÉTATIONS

De l'examen de cette coupe, plusieurs faits intéressants peuvent être dégagés :

- Le plus important est celui de la *filiation des ségrégations, des altérites aux nodules de la cuirasse*. Cette filiation se suit de la base au sommet de la coupe. Un passage graduel est noté entre les ségrégations rouge sang des niveaux 8 et 7, les amas ferrugineux lie-de-vin du niveau 6, la trame nodulaire et carapacée (niveaux 4, 4' et 3), et les nodules violets arrondis de la cuirasse sommitale (2 et 1). Il est aisé de montrer que cette nodulation s'effectue au sein des altérites en place. En effet, la structure conservée de la roche, très apparente à la base de la coupe, s'estompe vers la cuirasse, mais reste toujours observable dans des îlots reliques reconnaissables. Bien plus, les filons de quartz qui parcourent la roche, qu'ils soient subverticaux, obliques ou horizontaux subsistent non disloqués. On observe seulement un tassement au contact cuirasse-carapace. D'autres interprétations peuvent être formulées.
- Ce sont préférentiellement dans les passées micacées que s'individualisent les ségrégations et les nodules ferrugineux.
- Les tubulures biologiques se vident de leur remplissage argileux vers le haut de la coupe, et le volume des vides est maximal dans la cuirasse.

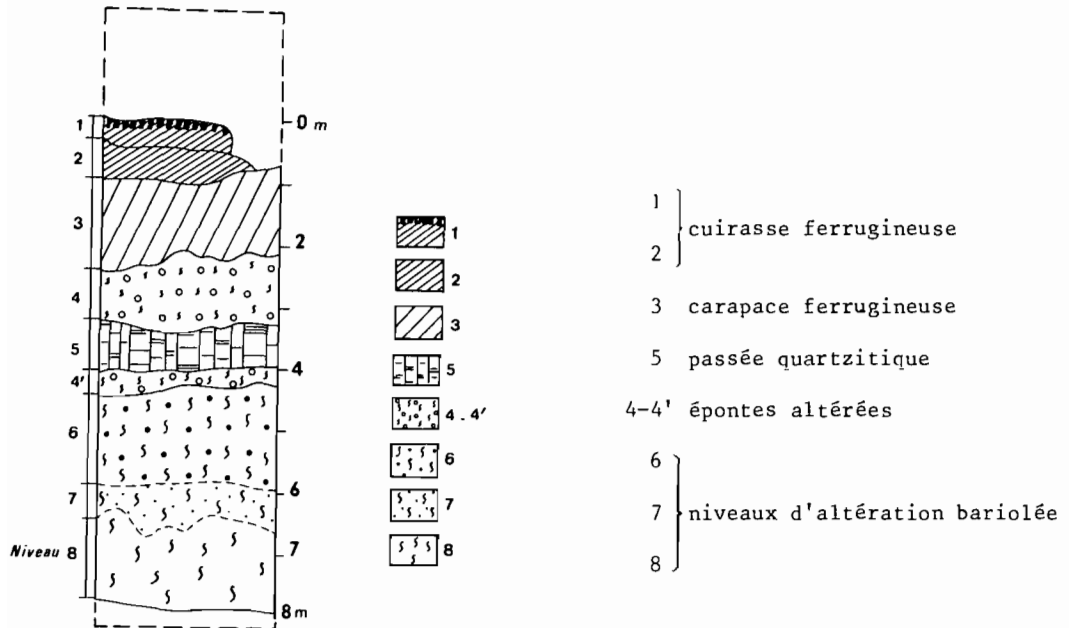
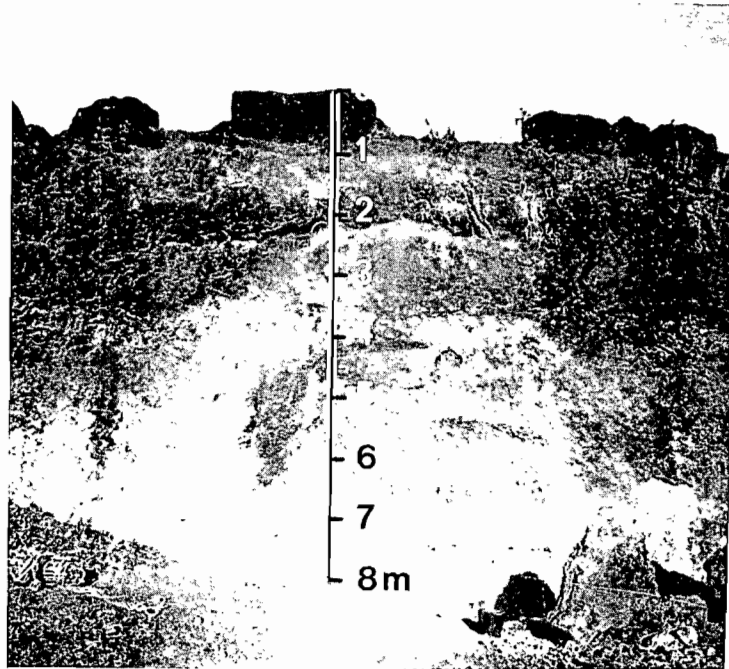


Fig. 9 et 10 - Coupe de la bancotière de Kaya

- Les grains de quartz des ségrégations et nodules passent des altérites à la cuirasse par des stades de jaunissement et blanchiment, fissuration, diminution de taille, pour aboutir à leur élimination dans la cuirasse.
- L'aspect conglomératique de surface de la cuirasse est trompeur. L'individualisation nodulaire est maximale en surface par élimination de la matrice par les eaux de ruissellement, déchaussant ainsi les nodules.
- La partie supérieure meuble de la carapace sur laquelle reposent les blocs de cuirasse, correspond à un horizon de démantèlement sur place de la cuirasse. Ce phénomène a déjà été vu et interprété par ailleurs (LEPRUN, 1971 et 1977a).

C - DESCRIPTION DES ÉCHANTILLONS DE LA COUPE OBSERVÉS A L'OEIL ET A LA LOUPE BINOCULAIRE (Pl. I, 1, 3, 4, 5, 7, 10)

- Niveau 1 (0,1 m)* : matrice argileuse rouge et jaune, très faiblement représentée. Nodules brun-rouge (2,5 YR 3,5/6), assez rares, surtout vers la surface. Nodules violet très foncé (10 R 2,5/2), dont la fréquence et la taille augmentent vers la surface, sans quartz mais à très nombreux petits vides.
- Niveau 2 (1 m)* : matrice plus rouge, mieux représentée, et quelques plages violettes mouchetées. Nodules assez bien individualisés, de forme ronde ou ovale, de 0,5 à 1 cm de diamètre, de deux sortes :
- lie-de-vin (10 R 3/2,5), à structure fine micacée, à aspect velouté, à éclat bleu violet métallique, à très petits quartz cariés fichés dans des vides. Un cortex zoné millimétrique les entoure ;
 - brun-rouge (2,5 YR 3,5/4), plus petits, plus ronds à cortex plus épais, à masse centrale micronodulaire.
- Niveau 3 (1,5 m)* : matrice plus argileuse, plus rouge (10 R 4,5/6), moins cohésive, à tubulures et vides plus nombreux. Noyaux indurés violets (10 R 3/3) à structure micacée, à contour assez net contenant des quartz cariés séparés de la trame nodulaire par des vides. Quelques plages argileuses jaunes, litées. Quelques petits nodules brun-rouge (2,5 YR 4/5) épars dans la matrice.
- Niveau 6 (5 m)* : même matrice argileuse rouge polyédrique fine. Les amas ferrugineux violets sont nombreux et jointifs (10 R 3,5/3). Tubulures argileuses souvent vidées. Grains de quartz fissurés.
- Niveau 7 (6 m)* : matrice jaune, blanche et ocre, à structure polyédrique fine, argilo-sableuse, peu cohésive. Ségrégations violettes à contours distincts, peu indurées, à faciès micacé fin (10 R 3,5/3). Tubulures et poches argileuses brillantes (10 R 4/5) situées dans la matrice, à méat central fréquent.
- Niveau 8 (7 m)* : emballage matriciel argilo-sableux jaune (10 YR 8/6 et 8/8) avec quelques plages blanches (10 YR 8/3). Ségrégations ferrugineuses diffuses, litées, rouge sang (10 R 4/4). Quelques rares tubulures rouges (10 R 4/6). Se réduit en farine sous les doigts. Quartz hyalins anguleux.

III - ÉTUDE MICROMORPHOLOGIQUE

Le vocabulaire descriptif des organisations microscopiques observées sur les lames minces taillées dans le matériau induré par une résine synthétique, est celui de BREWER (1964). La définition des principaux termes sera empruntée pour partie à BOCQUIER (1971) et surtout à BOULET (1974). Un lexique micro-morphologique simplifié est donné dans l'annexe I.

A - DESCRIPTION DES LAMES DE BAS EN HAUT (Pl. I, 2, 6, 8, 9)

- Niveau 8 (7 m)* : deux sortes de plages différentes sont reconnaissables.
- Des plages claires, argilo-sableuses, peu mouchetées de violet et d'ocre. Elles correspondent aux

passées feldspathiques non micacées des gneiss. Le squelette est constitué de quartz peu fracturé, à fragments non déplacés (extinction commune), de feldspaths séricitisés et de rares petits cristaux de biotite altérés. L'assemblage est porphyrosquelique et le plasma argilasépique. Les biotites altérées sont recouvertes par des amas floconneux brun foncé, opaques, à contours diffus ne débordant pas le pourtour des biotites. Ces amas apparaissent quelquefois filamenteux, à concentrations parallèles au clivage du mica. Ce sont des ferri-argilanes.

- *Des plages finement mouchetées*, plus foncées, argileuses : ce sont les passées micacées des gneiss. Le squelette est identique au précédent. Les biotites, très nombreuses, présentent la même apparence ferruginisée, exfoliée et filamenteuse. Assemblage et plasma sont semblables aux précédents.

Niveau 7 (6 m) : Les deux plages précédentes sont toujours distinctes.

- *Les plages claires* montrent une séricitisation prononcée des feldspaths et des teintes de polarisation assez vives de certains petits cristaux de biotite recouverts en partie d'amas floconneux ferruginisés. Au contraire, les gros cristaux de biotite assemblés sont recouverts par des ferri-argilanes qui débordent un peu sur les quartz contigus. Lorsqu'une fissure isole une partie ou la totalité d'un de ces amas micacés ferruginisés, il s'individualise en un nodule rouge-violet de 0,5 à 1,5 cm de diamètre qui englobe les minéraux en cours d'altération et les quartz. Localement, les lames minces présentent des structures concentriques de minéraux de taille voisine, alignés, de 1 à 2 cm de diamètre, à ferri-argilanes orientés. Ces structures s'apparentent en tous points à celles des nids termitiques (LEPRUN, 1976a). Quelques très rares vides ronds ou ovales sont visibles, bordés, de l'extérieur vers l'intérieur de l'orifice, par des ferranes rouge-violet minces, puis par des ferri-argilanes jaune-brun épais. Un examen microscopique plus approfondi de sections polies indique respectivement une dominance d'hématite, puis de goethite. Les caractères de diagnostic de ces minéraux sont ceux de OV TRACHT (1956), WINCHELL (1959) et FISCHESSE (1970).

- *Les plages mouchetées* présentent un assemblage porphyrosquelique et un plasma asépique. Les grains de quartz sont plus corrodés sur leur pourtour et microdiacrasés. Le fer des micas altérés envahit les microdiacrasés des quartz les plus proches. Sous les ferri-argilanes peu épais, on reconnaît les teintes de polarisation de la biotite altérée. Quelques grandes plages remaniées et fissurées sont constituées de ferri-argilanes jaunes et bruns composés par place de glébules et micropolyèdres de 4 à 8 μ . De rares cutanes vosépiques entourent certains petits pores.

Entre 6 m et 3,5 m, certaines lames confectionnées dans la partie *affleurante* de la coupe montrent de petits cristaux de calcium dans les plasmas des feldspaths altérés. La forme du plagioclase originel est quelquefois reconnaissable, la calcite ayant fait disparaître les macles.

Niveau 6 (5 m) :

- *plages claires* à assemblage et plasma identique à ceux des niveaux précédents. Cependant, les plages de ferri-argilanes augmentent, les vides et les fissures aussi. La goethite domine l'hématite. Autour des méso- et macrovides, l'hématite est interne par rapport à la lumière centrale, la goethite est externe et présente une extinction roulante. Les rares biotites de grande taille, ferruginisées, possèdent un cœur filamenteux hématitique et un pourtour lamellaire goethitique. Les nodules rouge-violet du niveau précédent augmentent en nombre. Ils incluent des biotites ferruginisées exfoliées, des feldspaths très altérés en kaolinite et des quartz fracturés et corrodés situés dans des vides ;

- *plages mouchetées* : les ferri-argilanes et les ferranes augmentent par rapport au plasma asépique des premiers niveaux. La masse du plasma devient brun terreux. Des cutanes d'illuviation entourent surtout les vides d'origine biologique. Cette masse brune qui est issue d'une pâte microcristalline primaire altérée dont la trame persiste, isole des glébules isotropes de fer brun-jaune (goethite) de 200 à 500 μ , à contours peu tranchés, qui s'arrangent en micronodules plus grossiers. De nombreux nodules ferruginisés et minéraux primaires sont séparés des amas glébulaires précédents par des fissures étroites et allongées sans cutanes vosépiques.

Niveau 4 (2,5 m) : *L'organisation micromorphologique change considérablement.* Les plages claires et mouchetées sont imbriquées et se distinguent mal. Certains domaines sont uniquement constitués d'amas glébulaires bruns issus de la différenciation des fonds matriciels masépiques, asépiques et vosépiques. D'autres domaines individualisent des nodules violets à biotites ferruginisées. Les amas glébulaires arrangés en nodules brun-jaune, de 2 à 10 mm de diamètre, sont emballés dans des argilanes à extinction roulante et des ferri-argilanes. L'assemblage devient alors aggloméroplasmique. La goethite est le constituant majeur de ces nodules. Elle se concentre sous la forme de microglébules de quelques microns. Les nodules violets sont constitués de grandes biotites entièrement ferruginisées, de quartz très dentelés logés dans des vides et d'argile kaolinique en grands cristaux. Le fer se trouve sous forme de goethite et d'hématite. La place occupée par cette dernière a notablement augmenté. Celle du quartz s'est au contraire restreinte. On observe sur tout le pourtour de ces nodules des néoferranes en auréoles concentriques de 2 à 10 μ d'épaisseur, successivement lie-de-vin sombre (hématite) et jaune-rouge (goethite).

Niveau 3 (1,5 m) : Les évolutions précédentes se confirment et s'accroissent. L'assemblage devient aggloméroplasmique et même intertextuelle localement, par accroissement des vides. Ceux-ci se développent au sein de plasmas masépiques argilo-ferrugineux goethitiques, riches en micronodules. Les fissures, nombreuses, isolent les nodules et les micronodules bruns. Dans les argilanes et les ferri-argilanes

du plasma jaune vif, se produit une ségrégation de petits polyèdres goethitiques non jointifs, mais alignés concentriquement et entourés de ferranes rouge-violet, en grande partie hématitiques. Des fissures sans cutanes vosépiques, séparent les néoferranes concentriques, des nodules violets à trame de biotite encore apparente. L'hématite est dominante. Quelques quartz fichés dans les vides sont très corrodés. Quelques plages claires finement mouchetées asépiques des niveaux précédents persistent.

Niveau 1 (0,1 m) : l'assemblage est intertextique. Les nodules bruns composites et les nodules violets sont reliés par des ponts de ferri-argilanes à plasma masépique ou même omnisépique. Les nodules violets sont dominants, plus volumineux et s'accroissent par l'accolement de ferranes concentriques fins et multiples le plus souvent hématitiques. Lorsqu'une fissure étroite, nette et concentrique se fait, elle apparaît toujours au contact entre une auréole de néoferrane goethitique jaune-orangé et une auréole hématitique violette. Les grains de quartz des nodules violets ont pratiquement disparus laissant des vides polyédriques à allure de cristaux négatifs. Les quartz des nodules bruns commencent à se corroder, sont blancs mats, et sont séparés de la matrice par des vides étroits et caverneux. De grands cristaux d'argiles à aspect de kaolinite apparaissent entre les plages hématitiques opaques où persistent, parfois de manière beaucoup plus visible que 2 m plus bas, la trame des biotites. Les nodules bruns associent plusieurs micronodules constitués eux-mêmes de glébules. Les nodules violets, et bruns sont entourés d'auréoles de ferri-argilanes et de ferranes qui accroissent leur diamètre. C'est à la faveur de ces auréoles que se produisent les fines fissures qui séparent les différents nodules et amas nodulaires entre eux. Les domaines asépiques clairs du bas ont disparu.

Tableau IV

Organisation micromorphologique simplifiée de la coupe de la bancotière

| NIVEAU | ASSEMBLAGE | PLASMA | TRAITS PEDOLOGIQUES |
|-------------------------------|---|---|---|
| 1 (0,1m) cuirasse | Intertextique | Masépique Omnisépique Vosépique | Nodules violets hématitiques Nodules bruns goethitiques et hématitiques Ferranes vosépiques Néoferranes surtout hématitiques (cortex) Nodules bruns |
| 3 (1,5m) carapace | Porphyrosquelique aggloméroplasmique à intertextique (important) | argilasépique (faible) Masépique Omnisépique Vosépique | Nodules violets hématitiques et goethitiques Ferranes vosépiques Nodules bruns Néoferranes goethitiques et hématitiques |
| 4 (2,5m) argiles bariolées | Porphyrosquelique aggloméroplasmique (faible) | argilasépique Masépique Vosépique | Nodules violets hématitiques et goethitiques ferriargilanes, ferranes vosépiques, micronodules → nodules bruns |
| 6 (5m) argiles bariolées | Porphyrosquelique | argilasépique (important) Vosépique | Ferranes hématitiques et goethitiques dans les biotites → nodules violets Ferri-argilanes, ferranes vosépiques, micronodules |
| 7 (6m) argiles bariolées | Porphyrosquelique | argilasépique (dominant) Vosépique | Ferri-argilanes sur les biotites → nodules rouge-violet Ferri-argilanes biologiques et vosépiques Glébules et micronodules ferrugineux. |
| 8 (7 m) | Porphyrosquelique | argilasépique | Biotites ferruginisées |

B - INTERPRÉTATIONS DE L'ÉTUDE MICROMORPHOLOGIQUE

Les niveaux 8, 7 et 6 représentent l'aspect et les organisations caractéristiques d'une roche soumise à l'altération argileuse. Le plasma se fait au sein et à partir des minéraux altérables de la roche

(mineraloplastic fabric de BISDOM, 1967), en particulier des feldspaths et des micas. La charpente quartzeuse résistante est conservée. C'est une *altéroplassation* au sens de FLACH et al. (1968) et de BOULET (1974). Deux évolutions se manifestent à l'intérieur de cet altéroplasma :

- par altération de volumes de roche riches en biotite, se différencient graduellement des nodules violets, dans lesquels se reconnaissent encore l'aspect de l'assemblage des minéraux (*lithoreliques*);
- par formation d'argilanes et de ferranes autour des rares vides biologiques et par concentration du plasma argilo-ferrugineux, apparaissent des glébules puis des micronodules qui sont des traits pédologiques (BREWER, 1964). C'est la *pédoplassation* (FLACH et al., 1968).

La moitié inférieure de la coupe est donc dominée par une altéroplassation des minéraux primaires qui fournissent un plasma non orienté dans lequel la pédoplassation est faible.

Le niveau 4 est un niveau charnière : il conserve et accentue les évolutions précédentes. L'activité biologique et les mécanismes pédologiques dus aux successions d'humectation et de dessiccation augmentent à l'approche de la surface. Les argilanes et ferri-argilanes de bordure des vides, par leurs caractères d'orientation, d'anisotropie, et de discontinuité, prouvent la présence d'une illuviation débutante (BREWER, 1960 ; STEPHEN, 1960, in BOULET, 1974). Ces mouvements de matière et de désorganisation des structures initiales constituent la *pédoturbation*. Vers le haut de la coupe, l'*altéroplassation* se poursuit, la *pédoplassation* progresse, la *pédoturbation* commence.

Dans la carapace (niveau 3) les mécanismes de remaniement pédologique l'emportent et deviennent maxima au sommet de la cuirasse. La nodulation et la dissociation des nodules du plasma sont les phénomènes dominants. Les îlots d'altéroplassation à structure conservée persistent dans la carapace et disparaissent au sommet de la cuirasse. L'évolution interne des nodules violets (*lithoreliques*), qui avait commencé dès la base de la coupe, se termine.

Au sommet de la cuirasse, la pédoturbation l'emporte.

IV - DONNÉES ANALYTIQUES

En annexe II sont reportées les méthodes des analyses utilisées, ainsi que les noms des laboratoires où elles ont été effectuées.

A - ANALYSES PÉDOLOGIQUES PHYSICO-CHIMIQUES

Le tableau V présente les résultats des analyses pédologiques réalisées sur la terre fine (<2mm) des niveaux situés entre 5 m et 7 m. Ces résultats donnent les indications suivantes :

- les limons fins (2 à 20 μ) sont beaucoup plus abondants que la fraction argileuse inférieure à 2 μ ;
- les argiles sont constituées uniquement de kaolinite (cf. analyses minéralogiques). La capacité d'échange de bases des kaolinites est située entre 10 et 20 meq/100 g d'argile (CAILLÈRE et HENIN, 1962). Les capacités d'échange mesurées ici sont beaucoup plus élevées. Ramenées aux taux d'argile, elles sont à 7,6 et 4,5 m respectivement de 33, 28 et 30 méq/100 g. Les teneurs en matière organique, très faibles, ne peuvent expliquer ces écarts ;
- une autre valeur anormalement élevée, est celle du sodium échangeable. Il représente, entre 7 et 4,5 m, plus de 40% de la capacité d'échange totale T. Il faut rappeler qu'un sol est considéré comme sodique, lorsque le rapport Na/T est supérieur à 10 ou 15% ;
- les valeurs élevées des pH, qui vont de 8,6 à 10 sont surprenantes.

Ces trois caractères, capacité d'échange des argiles, sodium échangeable et pH, anormaux pour une altération kaolinique, seront interprétés dans la suite de ce travail.

Tableau V

Bancotièrre de Kaya. Quelques déterminations sur la terre fine <2 mm.

| Profondeur | Granulométrie (%) | | | Mat. organ. | | pH | | Cations échangeables (még/100 g). | | | | | | |
|------------|-------------------|-----------|----------------|-------------|------|------------------|-----|-----------------------------------|------|------|------|------|------|------|
| | Argile | Limon fin | Limon grossier | % | C % | H ₂ O | Kcl | Ca | Mg | K | Na | S | T | S/T |
| 4,5 m | 15,5 | 33,8 | 6,0 | 0,09 | 0,54 | 9,0 | 7,0 | 1,34 | 0,02 | 0,07 | 1,98 | 3,41 | 4,62 | 73,8 |
| 6 m | 17,8 | 33,0 | 6,1 | 0,17 | 1,00 | 8,6 | 7,0 | 1,38 | 0,04 | 0,22 | 2,14 | 3,78 | 5,06 | 74,7 |
| 7 m | 13,5 | 45,7 | 3,5 | 0,07 | 0,42 | 10,0 | 9,3 | 0,96 | 0,22 | 0,04 | 2,00 | 3,22 | 4,51 | 71,4 |

B - LES ANALYSES GÉOCHIMIQUES

Le tableau VI réunit les résultats des analyses totales qui portent sur la terre totale (inférieure à 2 mm), des échantillons bruts et de certaines portions triées, de ces échantillons, matrice et ségrégations ferrugineuses. Le tableau VII regroupe les résultats des analyses triacides effectuées sur les mêmes échantillons bruts et sur les ségrégations ferrugineuses de quelques niveaux.

L'examen micromorphologique montre que les structures des trois niveaux inférieurs sont conservées. On peut donc utiliser le raisonnement isovolumétrique (MILLOT et BONIFAS, 1955). Les densités apparentes étant sensiblement les mêmes (1,75), les variations sont de bas en haut les suivantes : la silice et les bases alcalines et alcalino-terreuses décroissent, l'alumine est constante et les oxydes de fer croissent. Dans les horizons supérieurs, où les structures ne sont pas conservées, on peut seulement remarquer la baisse de tous les composants, excepté le fer.

Les analyses triacides permettent de suivre l'évolution du complexe d'altération, c'est-à-dire de l'ensemble des minéraux secondaires de l'altération (HARRASOWITZ, 1926 ; PEDRO, 1966a). Dans nos échantillons, il n'existe que très peu de minéraux primaires altérables, si bien que l'on se trouve en face du mélange du complexe d'altération et du quartz. Ce quartz, qui constitue la fraction insoluble à l'attaque, diminue régulièrement de bas en haut. Diminue également, la silice des silicates secondaires. Le rapport moléculaire $K_i = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est, dès 7 m, inférieur à celui de la kaolinite qui est de 2. Il y a libération progressive de l'alumine. La diminution de la fraction insoluble, très nette au niveau 1 m correspond à une dissolution presque complète du quartz. La silice totale dosée, correspond alors à la silice des argiles. On peut, de plus, calculer l'alumine nécessaire pour former la kaolinite. A 0,1 m, 15,5% de SiO_2 nécessitent 13,17% d'alumine au lieu de 14% à l'analyse. A 1 m, 17,85% de SiO_2 nécessitent 15,16% d'alumine au lieu de 18%. On vérifie qu'avec la disparition du quartz, apparaît de l'alumine "libre" de façon croissante. On discutera plus loin cette évolution et l'on verra que cette alumine se place dans les hydroxydes de fer.

C - ANALYSES MINÉRALOGIQUES

1. DÉTERMINATIONS DIFFRACTOMÉTRIQUES

Une partie des diagrammes de rayons X a été réalisée sur certaines portions finement broyées des échantillons. Les prélèvements sont effectués à la fraise de dentiste sous une loupe binoculaire. La poudre obtenue est disposée sur un porte-objet en aluminium où un évidement circulaire de 0,5 mm de profondeur et de 1 cm de diamètre a été pratiqué.

Quatre catégories d'échantillons ont été traitées (fig. 11) :

- les domaines à structure conservée (fig. 12) ;
- les nodules violets (fig. 13) ;
- les nodules bruns (fig. 14) ;
- la matrice argileuse pédoturbée qui emballe les deux sortes de nodules (fig. 15).

Tableau VI

Composition chimique de quelques échantillons de la coupe de la bancotière de Kaya.

| PROFONDEUR | ECHANTILLONS BRUTS TOTAUX | | | | | | MATRICE | | SEGREGATIONS FERRUGINEUSES | |
|----------------------------------|---------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|----------------------------|--------|
| | 7 m | 6 m | 4,5 m | 2,5 m | 1 m | 0,1 m | 7 m | 6 m | 7 m | 6 m |
| H ₂ O ⁻ % | 4,08 | 0,68 | 0,88 | 0,72 | 0,84 | 0,56 | 1,04 | 0,60 | 0,72 | 0,52 |
| H ₂ O ⁺ % | 11,80 | 12,28 | 11,90 | 11,60 | 11,13 | 8,37 | 12,61 | 12,59 | 12,73 | 11,34 |
| SiO ₂ % | 40,24 | 35,38 | 32,93 | 24,40 | 20,81 | 18,76 | 40,83 | 37,96 | 28,93 | 26,01 |
| Al ₂ O ₃ % | 26,13 | 26,25 | 25,86 | 20,82 | 19,51 | 15,06 | 29,00 | 28,30 | 21,57 | 20,44 |
| Fe ₂ O ₃ % | 15,16 | 21,93 | 25,17 | 38,91 | 46,83 | 54,74 | 13,08 | 16,69 | 34,45 | 39,74 |
| MgO % | 0,209 | 0,166 | 0,103 | 0,034 | 0,033 | 0,052 | 0,250 | 0,136 | 0,201 | 0,089 |
| CaO % | <0,100 | <0,100 | <0,100 | 0,085 | <0,100 | 0,172 | 0,083 | <0,100 | <0,100 | <0,100 |
| Na ₂ O % | 0,044 | 0,066 | 0,060 | <0,020 | <0,020 | <0,020 | 0,317 | 0,068 | 0,201 | 0,032 |
| K ₂ O % | 0,139 | 0,332 | 0,207 | <0,100 | <0,100 | <0,100 | 0,233 | 0,237 | 0,134 | 0,194 |
| TiO ₂ % | 1,437 | 1,290 | 1,400 | 1,320 | 1,280 | 1,080 | 1,57 | 1,568 | 1,00 | 1,00 |
| MnO % | 0,193 | 0,023 | 0,040 | 0,096 | 0,049 | 0,04 | 0,103 | 0,044 | 0,045 | 0,021 |
| P ₂ O ₅ % | 0,270 | 0,133 | 0,181 | 0,179 | 0,179 | 0,220 | 0,117 | 0,119 | 0,284 | 0,218 |
| Total % | 99,70 | 98,53 | 98,73 | 98,16 | 100,66 | 99,05 | 99,23 | 98,31 | 100,26 | 99,60 |

Tableau VII

Analyses triacides de quelques échantillons de la coupe de la bancotière de Kaya.

| PROFONDEUR | ECHANTILLONS BRUTS TOTAUX | | | | | | SEGREGATIONS FERRUGINEUSES | |
|--|---------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------------------|--|
| | 6 m | 4,5 m | 2,5 m | 1 m | 0,1 m | 7 m | 6 m | |
| H ₂ O % | 12,02 | 11,95 | 11,59 | 11,11 | 9,12 | 12,48 | 11,09 | |
| Insoluble % | 3,57 | 2,99 | 1,88 | 0,77 | 0,41 | 4,61 | 1,95 | |
| SiO ₂ (silicates) % | 30,72 | 28,71 | 20,57 | 17,85 | 15,50 | 22,39 | 22,33 | |
| Fe ₂ O ₃ % | 22,00 | 25,00 | 41,25 | 46,68 | 55,00 | 35,00 | 40,63 | |
| Al ₂ O ₃ % | 26,25 | 25,00 | 19,50 | 18,00 | 14,00 | 20,50 | 19,50 | |
| TiO ₂ % | 1,13 | 1,23 | 1,14 | 1,14 | 0,99 | 0,91 | 0,89 | |
| MnO % | 0,02 | 0,03 | 0,08 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | ε | |
| CaO % | 0,27 | 0,20 | 0,22 | 0,27 | 0,25 | 0,50 | 0,21 | |
| MgO % | 0,44 | 0,22 | 0,36 | 0,19 | 0,11 | 0,20 | 0,33 | |
| K ₂ O % | 0,24 | 0,09 | 0,05 | 0,01 | 0,02 | 0,15 | 0,17 | |
| Na ₂ O % | 0,09 | 0,04 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,17 | 0,05 | |
| Ki=SiO ₂ /Al ₂ O ₃ mol. | 1,99 | 1,95 | 1,79 | 1,69 | 1,88 | 1,86 | 1,95 | |

L'examen des diagrammes de ces quatre catégories montre, déduites de la comparaison des intensités des pics, les variations suivantes :

- dans les domaines à structure conservée, les quantités de kaolinite, de goethite et de quartz décroissent régulièrement, la quantité d'hématite croît. Les raies des plagioclases sont encore discernables à 7, 6, 4,5 et 1 m;
- dans les nodules violets, les évolutions sont identiques aux précédentes. Le quartz disparaît au sommet de la cuirasse ainsi que la goethite relayée par l'hématite. Les pics de la biotite ne sont apparents qu'à 6 m;

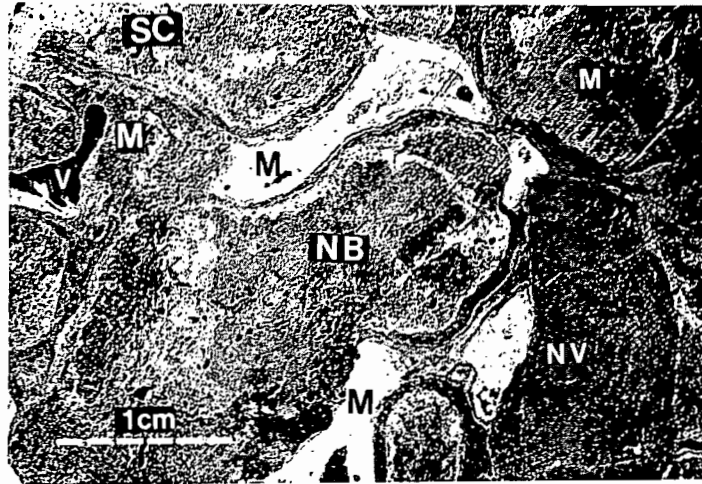


Fig. 11 - Echantillon du niveau 1 m (carapace) de la bancotière de Kaya, induré puis scié et poli.

M = matrice illuviée et pédoturbée. NB = nodule brun.
 NV = nodule violet. SC = domaine à structure conservée. V = vide.

- dans les nodules bruns et la matrice argileuse, la kaolinite diminue, la goethite et l'hématite croissent régulièrement. Les variations du quartz sont peu significatives.

On peut grouper deux à deux ces domaines et leurs évolutions au fur et à mesure que l'on se rapproche de la surface.

- La structure du matériau originel est préservée par plages ou au sein d'une lithorelique (nodules violets). C'est le domaine de l'*altéroplassation*. La goethite et le quartz décroissent et peuvent disparaître, la kaolinite décroît, seule l'hématite croît.
- La matrice argileuse et les nodules bruns proviennent de l'action de la *pédoplassation* et de la *pédoturbation*. La kaolinite décroît, la goethite et l'hématite croissent. Le quartz, peu abondant, fluctue peu.

Une vue générale de l'évolution peut être donnée, par l'analyse aux rayons X, des poudres obtenues en broyant la totalité de l'échantillon. On constate de bas en haut une diminution de la kaolinite, une diminution puis la disparition du quartz, une augmentation des oxydes et hydroxydes de fer. Ces tendances peuvent être confirmées par le calcul, si l'on considère le matériau comme constitué uniquement de quartz, de kaolinite et de sesquioxydes, en négligeant l'alumine "libre" déjà évoquée. Le résultat est présenté au tableau VIII. On y voit la kaolinite varier de bas en haut de 66 à 38%, le quartz baisser de 9,5 à zéro et les oxydes et hydroxydes s'élever de 24 à 62% (le déficit apparent en silice est dû au fait que l'alumine "libre" est négligée dans les calculs).

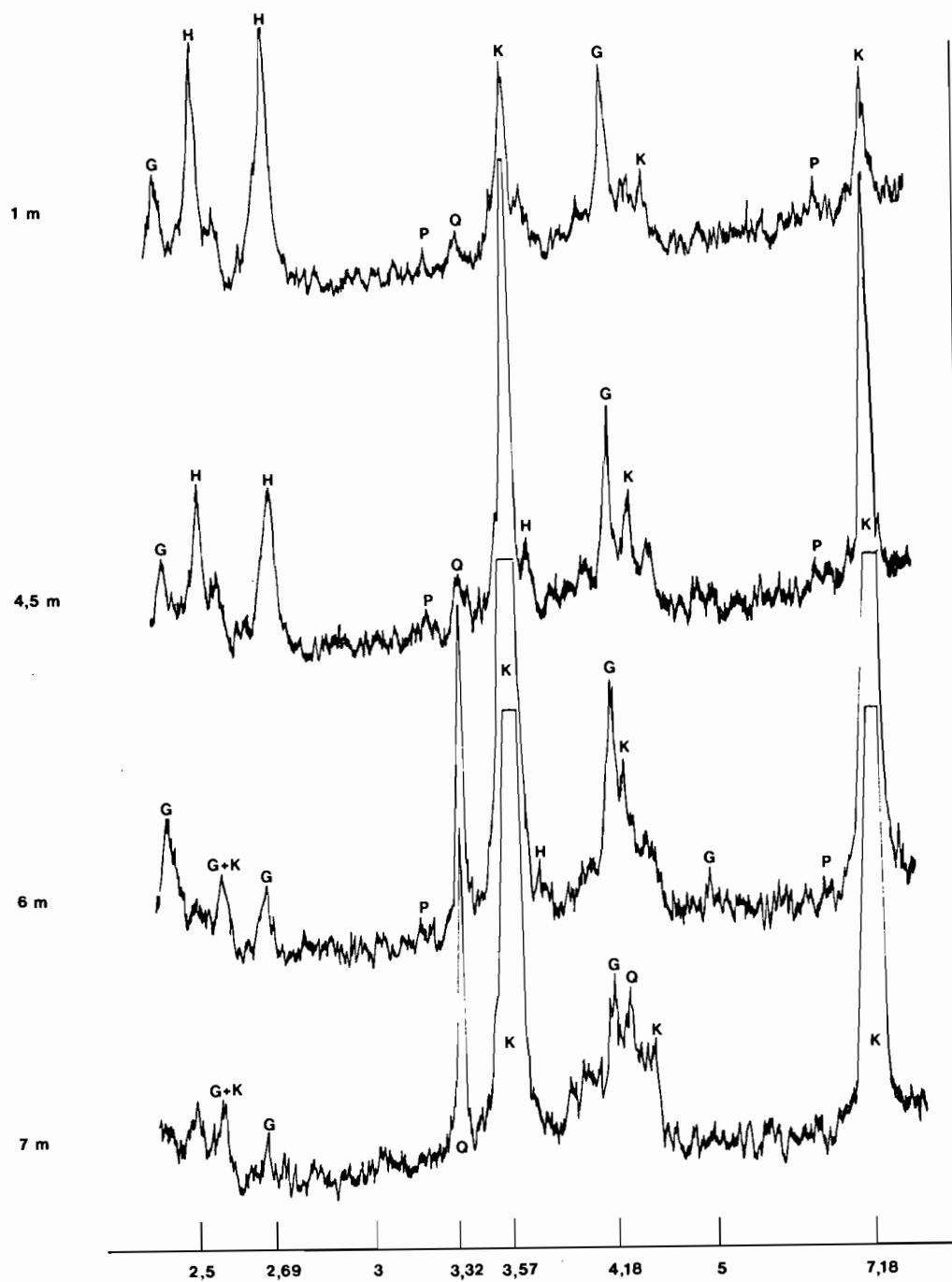


Fig. 12 - Bancotièrre de Kaya. Diagrammes diffractométriques des domaines à structure conservée.

G = goethite. H = hématite. K = kaolinite.
 P = Plagioclase . Q = Quartz.

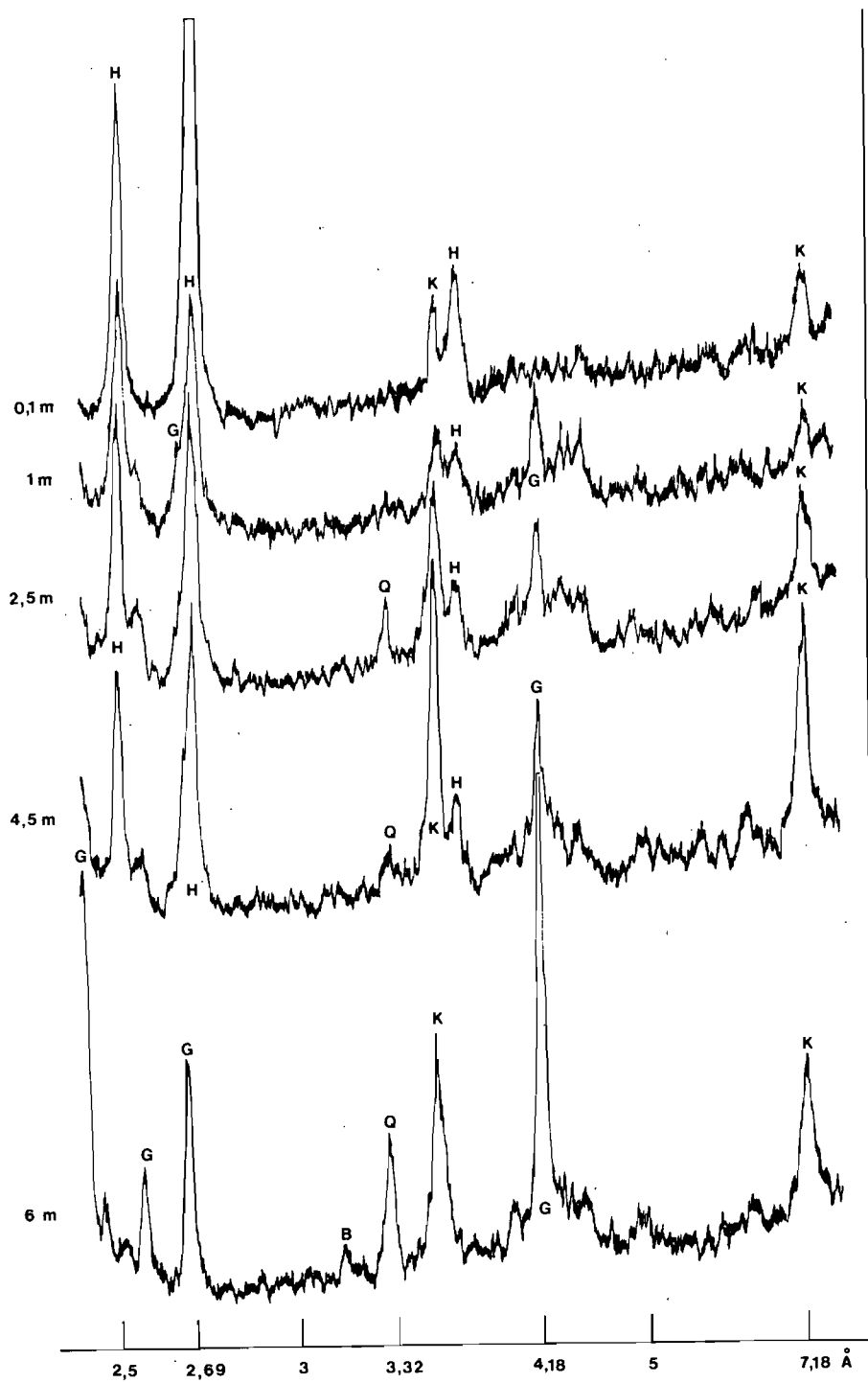


Fig. 13 - Bancotière de Kaya. Diagrammes diffractométriques de nodules violets.
 B = biotite. G = goethite. H = hématite. K = kaolinite. Q = quartz.

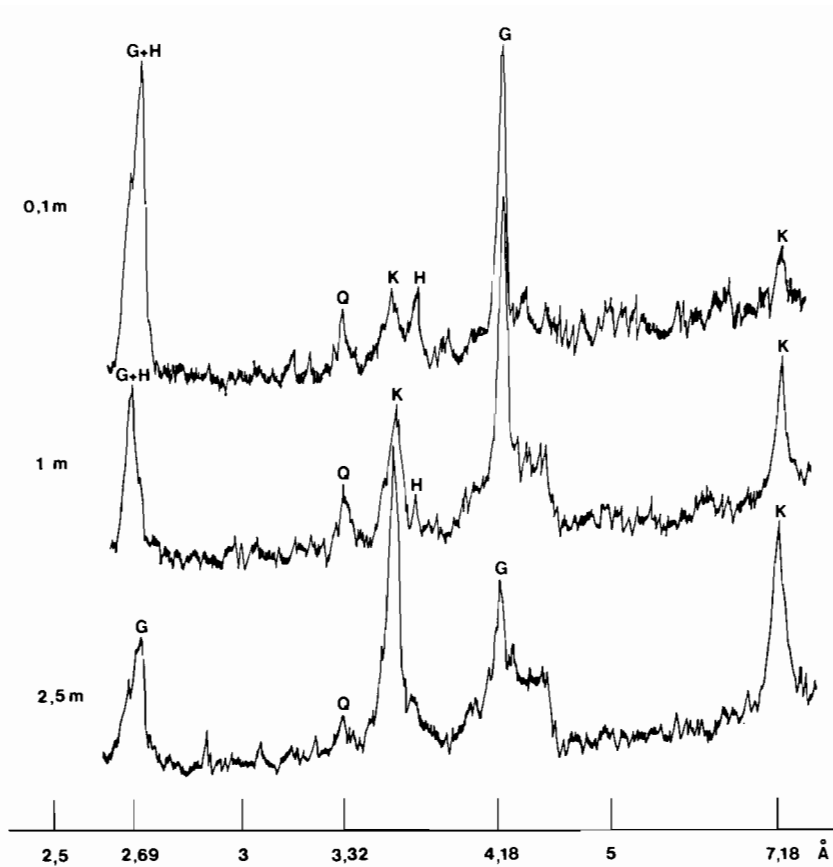


Fig. 14 - Bancotière de Kaya. Diagrammes diffractométriques des nodules bruns.
 G = goethite. H = hématite. K = kaolinite. Q = quartz

Tableau VIII

Fourcentages calculés des constituants des niveaux de la bancotière de Kaya.

| | 7 m | 6 m | 4,5 m | 2,5 m | 1 m | 0,1 m |
|----------------------|------|------|-------|-------|----------------|--------------|
| Kaolinite % | 66 | 66 | 65 | 53 | 49 | 38 |
| Quartz % | 9,5 | 4,5 | 2,5 | 0 | déficit (-2,2) | déficit (-1) |
| Oxy-hydroxydes fer % | 24,5 | 29,5 | 32,5 | 47 | 51 | 62 |

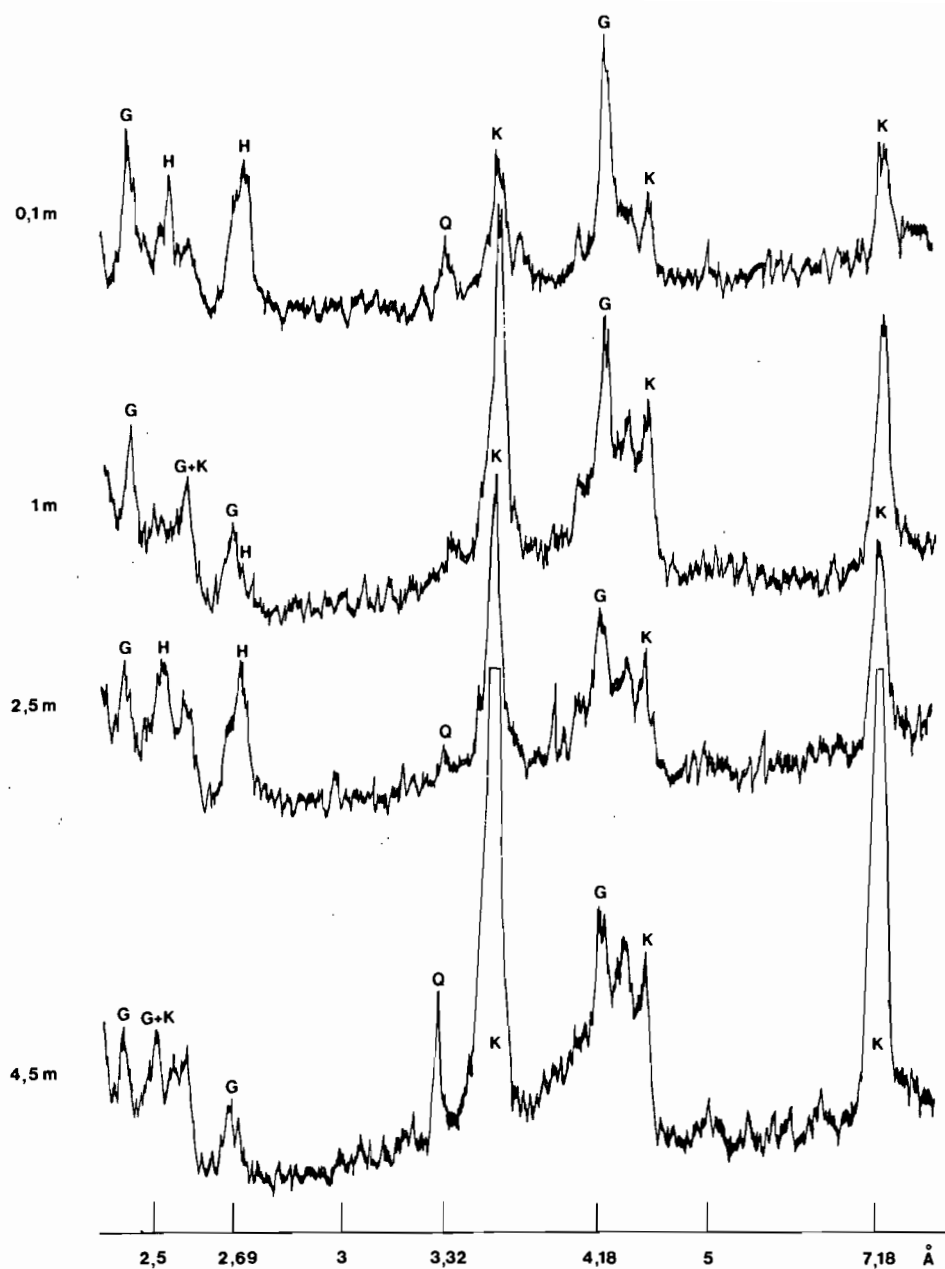


Fig. 15 - Bancotièrre de Kaya. Diagrammes diffractométriques des domaines de matrice pédoturbée.

G = goethite. H = hématite. K = kaolinite. Q = quartz

2. DOSAGE DU QUARTZ, DES FELDSPATHS POTASSIQUES ET DES PLAGIOCLASES

L'analyse quantitative des pourcentages des minéraux primaires, quartz, feldspaths K et plagioclases (WEBER et LARQUÉ, 1973) est donnée au tableau IX.

Tableau IX

Bancotière de Kaya. Dosages minéralogiques des minéraux primaires en % de l'échantillon

| Minéraux \ Niveaux | Niveaux | | | | | |
|--------------------|---------|-------|-------|-----|-------|-------|
| | 6 m | 4,5 m | 2,5 m | 1 m | 1 m * | 0,1 m |
| Quartz | 3 | 4 | 3 | 2 | 2 | 1 |
| Feldspath K | 4 | 3 | 4 | 5 | 6 | 4 |
| Plagioclase | 2 | 5 | 6 | 6 | 11 | 3 |

1 m * = domaine à structure conservée uniquement.

L'examen de ce tableau indique que la teneur en minéraux primaires altérables de la roche-mère, bien que faible, est un peu plus importante en haut du profil qu'en bas. En particulier, les plages à structure conservée de la carapace contiennent encore 11% de plagioclase. Ce résultat est surprenant, puisque l'on a toujours considéré que l'altération était croissante de bas en haut. On discutera plus loin ce phénomène, mais il apparaît déjà que le matériel du sommet cuirassé n'a pas dû passer par les étapes d'altération plus intense du reste du profil.

3. PROBLÈME DE L'ALUMINIUM SUBSTITUÉ

Les calculs effectués sur les résultats des analyses triacides ont montré l'existence probable d'alumine non contenue dans la kaolinite, dite alumine "libre". On attribue généralement cette alumine à une petite fraction de gibbsite (ou de boehmite). Ici, ni l'observation au microscope, ni les analyses fines aux rayons X ne font apparaître de traces de ces minéraux. Il faut donc envisager les choses autrement et faire intervenir la substitution du fer par l'aluminium au sein de la goethite et de l'hématite, substitution qui peut être confirmée par l'intermédiaire de la spectrométrie Mössbauer. L'évaluation de la substitution peut également être réalisée grâce aux rayons X, puisque, lorsqu'il y a substitution, les réflexions sont décalées. KARPOFF (1975) indique comment calculer le pourcentage de cette substitution à l'aide de ce décalage (cf. Annexe III).

Les mesures effectuées montrent une substitution appréciable dans les goethites. Le taux de moles de $AlO(OH)$ substituées est donné dans le tableau X, en fonction des faciès et des niveaux de prélèvements. Ce taux varie de 0 à 30%. Il est particulièrement élevé dans la lignée des nodules violets.

En revanche, les hématites semblent ne pas être substituées, encore que les mesures soient plus difficiles, puisque des taux de substitution de 7 à 15% fournis par spectrométrie Mössbauer, ne provoquent pas de décalage des pics aux rayons X. Un argument laisse à penser que l'hématite des échantillons n'est pas alumineuse, ou ne l'est que très peu. Au sommet de la coupe, on passe dans les goethites des nodules violets d'un taux de substitution élevé (30%) à une hématite exclusive dont les pics ne présentent aucun décalage. Une analyse pratiquée chez le Pr. JANOT à Nancy par spectrométrie Mössbauer sur l'échantillon 0,10 m confirme que l'hématite n'est pas alumineuse.

Ces substitutions en aluminium dans la goethite apportent une réponse satisfaisante à la présence de l'alumine dite "libre" de nos échantillons. Cette alumine n'est pas libre, ne se trouve pas sous forme de gibbsite, mais est liée au fer de la goethite.

Tableaux X et XI

Bancotière de Kaya
Taux de moles $AlO(OH)$ substituées dans la goéthite,
des différents domaines

Pourcentage de goéthite
et d'hématite

| Niveaux \ Domaines | Struct. conservée | Nodules violets | Matrice | Nodules bruns |
|--------------------|-------------------|-----------------|---------|---------------|
| 0,1 m | - | - | 23% | 12-14% |
| 1 m | 0% | 28-30% | 16% | 14-16% |
| 2,5 m | - | 15-17% | 10% | 8-10% |
| 4,5 m | 0% | 18-25% | 8-10% | - |
| 6 m | 0% | 8% | - | - |
| 7 m | 0% | - | - | - |

| | Goéthite % | Hématite % |
|-------|------------|------------|
| 0,1 m | 15 | 85 |
| 1 m | 30 | 70 |
| 2,5 m | 35 | 65 |
| 4,5 m | 55 | 45 |
| 6 m | 70 | 40 |

BESNUS (1977) montre que les cuirasses ferrugineuses qui contiennent plus de 30% de Fe_2O_3 , présentent un comportement géochimique particulier. Lorsque le taux de fer croît, les teneurs en certains éléments, dont l'aluminium, passent par un maximum, puis décroissent rapidement. Ce seuil pour l'aluminium, se situe à 50% de fer. La même évolution peut être observée ici. Le taux d'alumine baisse brusquement entre 1 m et la surface de la cuirasse dont les nodules violets sont le constituant le plus abondant. Ce taux passe de 19,51 à 15,06% contre respectivement 46,83 et 54,74% de Fe_2O_3 entre 1 et 0,1 m.

4. TENEURS EN HÉMATITE ET EN GOÉTHITE

BESNUS (1977) fournit un mode satisfaisant d'estimation semi-quantitative des proportions de goéthite et d'hématite par confrontation des rapports des pics de diffraction des poudres désorientées et des analyses chimiques de mêmes séries d'échantillons.

Les calculs conduisent au tableau XI.

Les taux d'hématite progressent du bas vers le haut aux dépens des taux de goéthite. L'analyse faite par spectrométrie Mössbauer chez M. JANOT confirme cette estimation pour l'échantillon à 0,1 m : goéthite 20%, hématite 80%.

5. LES OBSERVATIONS AU MICROSCOPE ÉLECTRONIQUE A TRANSMISSION

Les échantillons de domaines à structure conservée des niveaux 7, 6, 4,5 et 1 m, dont les diagrammes de diffraction apparaissent sur la fig. 12, ont été observés au microscope électronique.

A 7 m, la kaolinite se présente sous la forme de grands cristaux de 10μ environ, très bien cristallisés, groupés en amas de 20 à 30μ . Les oxy-hydroxydes de fer masquent une grande partie de ces amas (Pl. II, 1). Quelques petits cristaux de kaolinite (2μ) sont également visibles.

A 6 m, l'aspect précédent persiste par place, mais s'y ajoutent des produits d'aspect amorphe, ne donnant pas de diagramme de diffraction électronique, et dont l'apparence est chagrinée. Certaines images indiquent que ces produits amorphes sont issus des cristaux de kaolinite dont une ou deux faces ou arêtes deviennent floues (Pl. II, 2, 3, 4, 5).

A 4,5 m les deux aspects précédents persistent. On peut noter, cependant, une réduction de la taille des kaolinites (2 à 5μ), une concentration des hydroxydes de fer en amas de 10μ et plus, une localisation préférentielle des produits amorphes dans les amas de kaolinites de grande taille.

A 1 m, la tendance précédente s'accroît : les kaolinites sont petites ($0,5$ à 3μ), peu à peu recouvertes par les hydroxydes de fer qui se concentrent sur quelques gros amas (Pl. II, 6).

En progressant vers le haut de la coupe, des cristaux de kaolinite de grande taille, à revêtements ferrugineux abondants, donnent naissance, d'une part, à des kaolinites en cristaux de tailles de plus en plus petites, pauvres en amas ferrugineux, d'autre part, à des produits amorphes.

6. RÉCAPITULATION DES DONNÉES DIFFRACTOMÉTRIQUES ET DISCUSSION (TABL. XII)

Ont été regroupés en deux ensembles, les domaines suivants :

- les plages à structure conservée et les nodules violets, ce sont les lithoreliques ;
- la matrice pédoturbée et les nodules bruns qui forment les pédoreliques.

La figure 16 permet de suivre l'évolution minéralogique de ces deux ensembles du bas vers le haut. Le matériau de départ est un gneiss basique altéré. Le domaine à structure conservée est le seul représenté. Il est constitué uniquement de kaolinite, de goethite et de quartz. En montant, s'individualisent à partir de ce domaine lithomorphe, des nodules qui donneront, en évoluant pour leur propre compte, les nodules violets. Dans ce matériau, et à ses dépens, se constitue également, par pédoplasation et illuviation, une matrice qui individualise à son tour les nodules bruns.

Durant ces différentes évolutions, le matériau d'origine qui est à structure pétrographique conservée, et donc lithomorphe, est remplacé par des domaines à caractères pédologiques et disparaît à 1 m de la surface.

On peut avancer que du bas vers le haut :

- dans tous les domaines, la kaolinite diminue, l'hématite naît et augmente ;
- le comportement du quartz sépare les deux ensembles de domaines : il diminue dans les lithoreliques, il fluctue peu dans les pédoreliques ;
- ces deux ensembles se distinguent également par l'évolution des oxy-hydroxydes de fer. L'hématite domine la goethite dans les lithoreliques. Elle est exclusive et non alumineuse dans les nodules violets au sommet. La goethite domine l'hématite dans les pédoreliques.

Tableau XII

Bancotière de Kaya. Tableau récapitulatif des données fournies par les diagrammes diffractométriques sur les différents échantillons de la bancotière

| | Structure conservée | | | | | Nodules violets | | | | | Matrice | | | | | Nodules bruns | | | | |
|-------|---------------------|----------|----------|----------|----|-----------------|----------|----------|----------|-----------|----------|----------|----------|----------|-----------|---------------|----------|----------|----------|-----------|
| | K | G | H | Q | Al | K | G | H | Q | Al | K | G | H | Q | Al | K | G | H | Q | Al |
| 0,1 m | / | / | / | / | / | k | - | H | - | - | k | G | H | Q | Al | k | G | H | Q | Al |
| 1 m | k | G | H | Q | - | k | G | H | Q | Al | K | G | H | Q | Al | K | G | H | Q | Al |
| 2,5 m | / | / | / | / | / | k | G | H | Q | Al | K | G | H | Q | Al | K | G | - | Q | Al |
| 4,5 m | K | G | H | Q | - | K | G | H | Q | Al | K | G | - | Q | Al | / | / | / | / | / |
| 6 m | K | G | H | Q | - | K | G | H | Q | Al | / | / | / | / | / | / | / | / | / | / |
| 7 m | K | G | - | Q | - | / | / | / | / | / | / | / | / | / | / | / | / | / | / | / |

K = kaolinite. G = goethite. H = hématite. Q = quartz. Al = aluminium substitué dans la goethite. - = absence. / = domaine manquant dans le niveau considéré. La comparaison verticale de la taille des lettres indique la tendance évolutive. La même taille des lettres sur les horizontales n'indique pas forcément les mêmes valeurs.

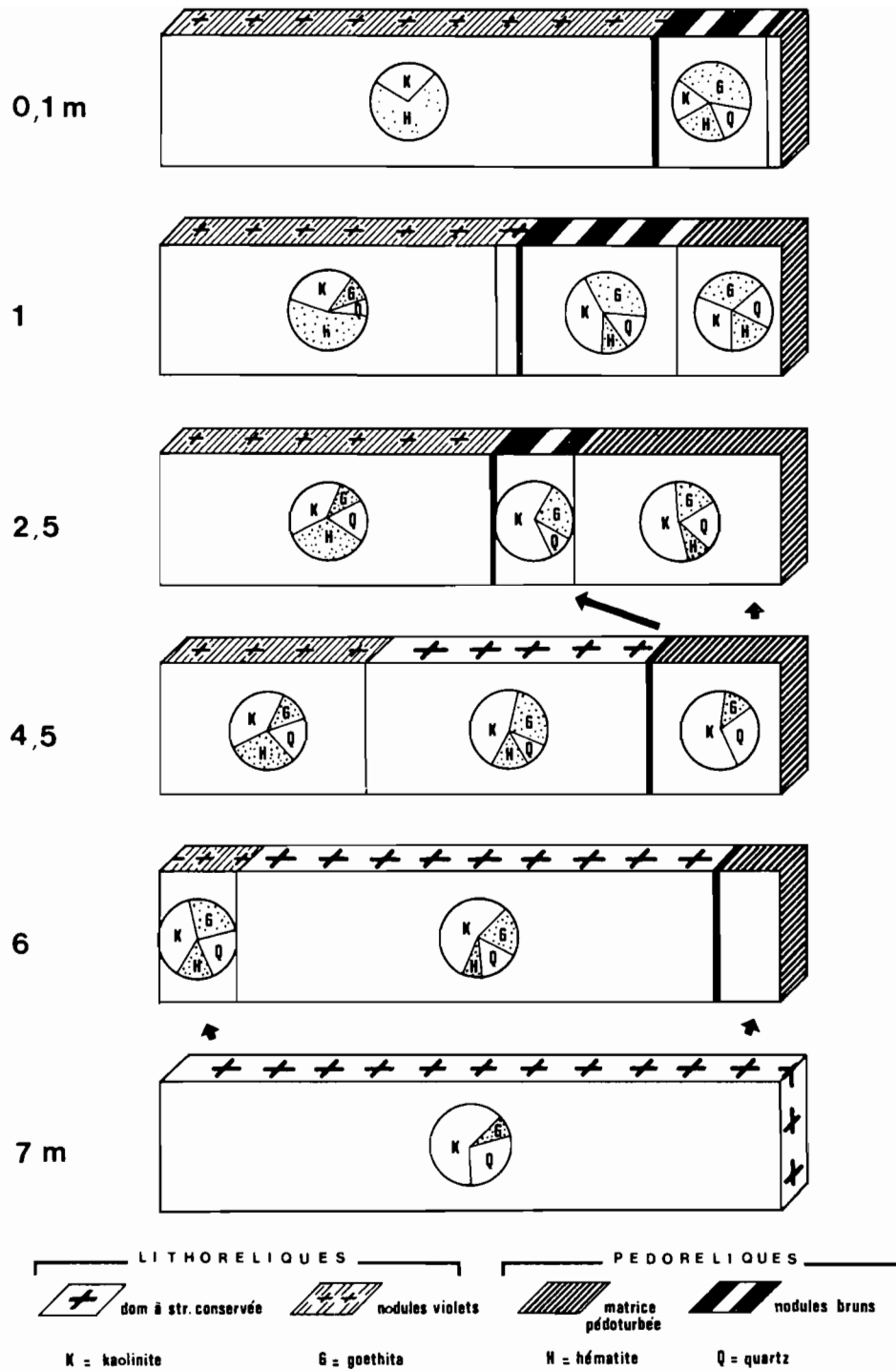


Fig. 16 - Bancotière de Kaya. Evolution des différents domaines morphologiques et de leurs constituants minéralogiques.

V - LES ENSEIGNEMENTS APPORTÉS PAR LA COUPE DE LA BANCOTIÈRE DE KAYA (HAUTE-VOLTA)

Les études morphologiques, micromorphologiques et analytiques précédentes conduisent au schéma évolutif ci-après.

A - ÉVOLUTION DES LITHORELIQUES

1. LES DOMAINES A STRUCTURE CONSERVÉE

Ce sont les "argiles bariolées" de la base de la coupe. Les structures pétrographiques y sont conservées. Les quartz se fracturent ; les biotites donnent de la goethite et de la kaolinite, les feldspaths fournissent la majeure partie de la kaolinite. En montant dans la coupe de bas en haut, ces structures conservées subsistent en certains domaines de moins en moins abondants, pour disparaître au sommet de la cuirasse. Dans ces lithoreliques à structure conservée, les évolutions minérales du bas vers le haut sont les suivantes. Le quartz diminue, on n'observe ni recristallisation, ni apparition de calcédoine. Il est donc dissous partiellement et la silice est évacuée hors des horizons supérieurs. Les biotites expriment la goethite dans un premier stade. Le fer calque alors de manière plus ou moins précise la structure du mica, *c'est une pseudomorphose*. Le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est légèrement inférieur à 2. La kaolinite est donc attaquée. Une amorphisation est constatée. L'aluminium libéré ne se loge pas dans la goethite, et peut donc être évacué.

L'augmentation de la teneur en fer et le départ concomitant de silice et d'alumine au sein d'une structure conservée *équivalent à une accumulation relative de fer* (D'HOORE, 1954).

2. LES NODULES VIOLETS

Au sein du domaine précédent à structure conservée, s'individualisent, à partir de 6 m des amas ferrugineux puis des nodules circonscrits qui sont les nodules violets. L'évolution est la suivante. Les passées surmicacées à biotite des gneiss se ferruginisent. Ces amas ferrugineux englobent les quartz et les feldspaths contigus, s'isolent du reste de la matrice et donnent les nodules violets. Ces nodules violets suivent leur évolution propre, non seulement dans leurs caractères micromorphologiques, mais dans les filiations minérales du bas vers le haut. Le quartz diminue progressivement et disparaît, en laissant des vides caractéristiques. Il n'y a donc *pas épigénie du quartz par le fer*. Les biotites fournissent la goethite. Elles sont encore décelables par diffractométrie à 6 m (fig. 13). La goethite cède progressivement la place à l'hématite qui devient exclusive au sommet. La structure des biotites est conservée (pseudomorphose). Le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ des nodules peut descendre jusqu'à 1,75 dans la cuirasse. Le réseau de la kaolinite se déstabilise, la quantité de kaolinite décroît. L'aluminium libéré se substitue au fer dans la goethite. Vers le haut, au fur et à mesure que la quantité de goethite diminue, cette substitution augmente. Augmente également graduellement la quantité d'hématite aux dépens de la goethite. Lorsque celle-ci disparaît au sommet de la cuirasse, l'aluminium substitué disparaît avec elle. Deux cas sont possibles : ou bien il est dissous, ou bien il se recombine à de la silice pour former de la kaolinite (NAHON, 1976). Les empilements de kaolinite de grande taille observées au microscope pourraient provenir de cette néogénèse. Certaines plages de kaolinite sont envahies par le fer et conservent leurs formes (épigénie).

Ces évolutions conduisent à une *accumulation relative du fer* par départ des autres constituants. L'examen micromorphologique a montré que vers le haut de la coupe, des apports concentriques de fer sous forme de cutanes zonées nourrissent le cortex des nodules violets. Ce fer provient de la matrice pédoturbée qui emballé les nodules. On assiste donc à un enrichissement en fer *par une accumulation absolue* (D'HOORE, 1954), *qui n'est qu'une redistribution localisée du fer*.

Le mécanisme qui domine l'évolution des lithoreliques sur la majeure partie du profil cuirassé est l'accumulation relative du fer par départ des autres constituants. Vers le sommet une accumulation absolue de fer dans les cortex périnodulaires s'ajoute à l'accumulation relative, pour accroître largement la teneur en fer et consacrer l'exclusivité de l'hématite.

B - ÉVOLUTION DES PÉDORELIQUES

1. LA MATRICE PEDOTURBÉE ET ILLUUVIÉE

L'examen micromorphologique a montré que cette matrice était issue de la roche altérée par évolution biologique, puis pédohydrique. Les passées racinaires, les chenaux fauniques, permettent l'altération argileuse, les séparations granulométriques, le passage concentré de l'eau et par voie de conséquence, le double fonctionnement du lessivage et de l'illuviation. Toutes ces actions aboutissent à la pédoplasation et à la pédoturbation. Les évolutions sont les suivantes. Le quartz a un comportement fluctuant qui est difficilement interprétable. Les observations micromorphologiques ne montrent pas de figures de dissolution nettes des quartz. La kaolinite décroît du bas vers le haut. Plusieurs causes contribuent à cette diminution. Le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est légèrement inférieur à 2, la kaolinite est attaquée. L'aluminium libéré se substitue au fer de la goéthite. L'augmentation du taux de substitution en aluminium de la goéthite peut s'expliquer par l'enrichissement de l'hématite non alumineuse aux dépens de la goéthite. S'ajoutent à l'attaque de la kaolinite pour en diminuer la quantité, une perte de matière au profit des cutanes périnodulaires, l'élaboration des nodules bruns, et un lessivage préférentiel de cette matrice au sommet de la cuirasse, par déchaussement des nodules et création de vides.

2. LES NODULES BRUNS

Les nodules bruns sont engendrés par la matrice assez haut dans le profil. Défaits et reformés entre 2,5 et 1 m, ils acquièrent une forme stable dans la cuirasse supérieure. L'évolution minéralogique est d'abord identique à celle de la matrice dont ils sont issus. La concentration plasmique et ferrugineuse qui est à l'origine de leur individualisation est due aux phénomènes de pédoturbation. L'accroissement du fer est donc principalement le fait d'une accumulation absolue. Quand la forme stable des nodules est acquise, ceux-ci évoluent pour leur propre compte. L'examen micromorphologique montre qu'au sommet de la cuirasse, les quartz se corrodent, sont partiellement dissous et laissent des vides. Ces quartz évoluent donc comme ceux des nodules violets, mais bien plus haut dans le profil. Le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ des nodules bruns à 0,1 m atteint 1,89. Cette désilicification de la kaolinite libère de l'aluminium qui conduit à la formation de goéthite alumineuse. Le taux de substitution augmente vers le haut, ainsi que la quantité de goéthite et la quantité d'hématite. La dégradation de la kaolinite et la dissolution des quartz déterminent une accumulation relative du fer. Cette accumulation s'ajoute à l'accumulation absolue des adjonctions de ferranes périnodulaires.

L'évolution des pédoreliques est donc dominée par l'accumulation absolue du fer, tant que les structures poreuses de la matrice et instables des nodules permettent la prépondérance des actions mécaniques et biologiques. Quand les nodules bruns prennent leur configuration définitive, ils évoluent comme les nodules violets par dissolution des principaux constituants et concentration du fer

VI - CONCLUSION

L'évolution extrême de l'accumulation ferrugineuse se termine au sommet de la coupe par une formation indurée appelée cuirasse. Cette évolution aboutit à la concentration de deux sortes de nodules par l'épuisement des matériaux parentaux dont ils sont issus (fig. 17). Les mécanismes d'évolution géochimique dominants sont : la dissolution du quartz et des silicates, la concentration relative et l'accumulation du fer. Entre les altérations de base de la coupe et cette accumulation sommitale, Fe_2O_3 a été multiplié par 3,61, Al_2O_3 par 0,58 et SiO_2 par 0,47.

Cette concentration de fer en une cuirasse et une carapace est la résultante verticale finale de plusieurs filiations issues d'une roche de départ altérée et soumise à des accumulations relatives et absolues successives.

CHAPITRE III

LES PROFILS KAY 1 ET KAY 5 DE LA TOPOSEQUENCE DE KAYA

I - PRÉSENTATION

La toposéquence de Kaya est située à 5,8 km du bourg de Kaya, sur la route menant à Dori (fig. 8). Elle joint l'extrémité d'une butte témoin cuirassée à un talweg peu incisé, sur un peu plus de 400 m. La roche-mère qui n'est pas affleurante, est pour VAN EYCK (1964) un granite syntectonique (fig. 8). En réalité, elle apparaît au fond des puits comme une granodiorite (cf. observations micromorphologiques). La formation végétale qui occupe le haut de la butte est un tallis dense à Combrétacées. Le talus de la butte est recouvert de graminées, parmi lesquelles *Cymbopogon schoenanthus* qui est basiphile. Le versant qui mène à l'axe de drainage supporte une savane arbustive pauvre à *Balanites* et *Guiera senegalensis*. Le bord du marigot est ourlé d'une bande d'arbres bien verts (*Khaya*, Karité, *Sclerocarya birrea*...). La pluviosité est la même que celle de la bancotière de Kaya (700 mm). Le profil KAY 1 est situé sur le front de cuesta de la butte témoin. Le profil KAY 5 a été creusé vers l'aval, au tiers inférieur de l'interfluve (Pl. IX).

II - ÉTUDE MORPHOLOGIQUE

A - DESCRIPTIONS

Elles sont présentées en allant du haut vers le bas.

1. LE PROFIL KAY 1

De 0 à 1,85 m, l'observation se fait sur un escarpement vertical au sommet de la butte. A 1,85 m, on atteint un replat à partir duquel un puits a été creusé.

De 0 à 0,7 m : dalles ferrugineuses très dures, largement diaclasées verticalement. Chaque bloc présente en surface de gros nodules violets (1OR 3,5/3) de 0,5 à 5 cm, arrondis, disjoints, mais encore soudés à leur base, et de nodules bruns (2,5YR 3/3) disjoints, plus rares. La surface des nodules est recouverte par des pellicules vernissées très fines, localement desquamantes. A l'intérieur des blocs, une matrice dure, argilo-sableuse bariolée de beige, jaune et rouge vif, présente quelques tubulures à minces revêtements argileux rouge sombre autour de la lumière centrale. Cette matrice emballe les nodules bruns et les nodules violets. Ces derniers sont localement reliés par une trame violette mouchetée, de même nature mais plus claire que la leur. Cassés au marteau ces nodules montrent, à la loupe, des pores et des alvéoles noirs où de très rares petits quartz corrodés et blanchis peuvent persister.

De 0,7 à 1,20 m : même aspect général. Les nodules sont plus soudés entre eux, plus petits, moins distincts, à pores noirs internes moins nombreux, à quartz plus abondants. Quelques grandes tubulures sub-verticales à auréoles ferrugineuses fines, très rouges.

De 1,2 à 1,85 m : moins dur et moins massif, mais tubulaire et vacuolaire. Les tubulures sont reliées entre elles. La nodulation violette devient diffuse. Même matrice bariolée et présence de plages violettes plus claires, finement mouchetées de brun rouille.

A 1,85 m, on atteint le replat. A ce niveau, les diaclases verticales des blocs précédents s'élargissent et sont remplies d'un mélange de terre fine et de nodules disjoints. Des traînées sableuses blanchies suggèrent une circulation des eaux pluviales.

De 1,85 à 3,3 m : sur 10 cm en surface, on a un matériau fait d'un mélange de nodules et de débris ferruginisés emballés dans un sable argileux rouge-jaune. Puis apparaissent des argiles sableuses finement bariolées de blanc, jaune, ocre, rouge, rose, jaune verdâtre, qui se réduisent en poudre sous les doigts. Ces argiles bariolées comportent plusieurs sortes de différenciations : des plages argileuses et uniformes rouges (2,5YR 5/7) à structure millimétrique qui forment des traînées, dans lesquelles on peut reconnaître des canaux et loges termitiques grumeleuses et des amas et nodules ferrugineux à contours distincts. Soudés à l'emballage, ils sont de deux-types : les plus nombreux, violets à lie-de-vin, ont une structure finement mouchetée, les autres, moins volumineux sont argilo-sableux et brun rouille.

A partir de 3,3 m : l'aspect finement moucheté des argiles bariolées se précise. Au fur et à mesure que l'on descend, chacune des mouchetures apparaît comme un granule très friable dont la teinte particulière : sanguine, terre de Sienna, gris-blanc crayeux, et la forme particulière, suggèrent des minéraux différents très altérés dont les formes et l'agencement d'ensemble sont conservés. Les plages argileuses rouges diminuent en importance, et cessent vers 10 m. Les amas ferrugineux deviennent diffus, plus petits et cèdent la place, vers le bas, à des mouchetures brunes et ocre qui tachent les doigts. Ces mouchetures s'organisent en fins lits, orientés parallèlement en petites "flammes" sanguines (10R 4/4 et 4/2).

A partir de 12 m : l'aspect orienté et micacé des mouchetures s'affirme. On passe des mouchetures à des granules plus résistants. Les couleurs s'affaiblissent encore.

A partir de 20 m : l'aspect d'arène est net. L'ensemble a une couleur mélangeant le violet pâle et le gris-vert clair. Les granules se désengrennent encore facilement, mais ne s'écrasent plus sous les doigts. Les punctuations gris-verdâtre augmentent. On peut attribuer les mouchetures rouge-violet aux biotites altérées, les granules blancs crayeux aux feldspaths, le gris-vert pâle à des ferromagnésiens non déterminables.

Vers 22 m : la cohésion et la structure granulaire augmentent. Les punctuations gris-vert deviennent vert pistache. Les couleurs pastel et le grain du matériau lui donnent une allure de "tweed". Il devient difficile et dangereux de continuer à creuser. L'origine minéralogique de chaque granule est bien reconnaissable. Le creusement a été arrêté à 22,5 m.

2. LE PROFIL KAY 5

Ce profil est brièvement décrit d'après les observations fournies par une bancotière peu profonde, dans laquelle un puits de 15 m a été creusé.

De 0 à 0,2 m : ressaut de la dalle ferrugineuse supérieure, à allure conglomératique en surface par la mise en relief de nodules violets vernissés à cortex brun. Ces nodules se fondent ensuite dans la masse de la dalle. Cassés, ces nodules laissent apparaître de fins pores noirs vides ou à quartz corrodés blanchis, fichés dans des vides. La matrice bariolée argilo-sableuse indurée, rare en haut, augmente vers le bas.

De 0,2 à 0,68 m : dalle ferrugineuse massive. Les nodules deviennent diffus, excepté dans les zones fissurées. Même matrice avec des quartz bien apparents, peu corrodés. Les tubulures augmentent et donnent à la base de ce niveau une structure feuilletée.

De 0,68 à 1,4 m : la matrice augmente et quelques plages mouchetées de brun, gris et violet, argilo-sableuses, apparaissent. Cette matrice est moins indurée et emballe vers la base des nodules brun-rouille, allongés horizontalement, sans cortex, mais à centre noir.

De 1,4 à 3,6 m : les zones indurées se réduisent à des noyaux peu distincts, ocre-rouille ou lie-de-vin, emballés dans des argiles bariolées sablo-argileuses, à structure polyédrique fine modérément cohérentes. Les plages mouchetées précédentes augmentent.

De 3,6 à 5,5 m : domaines granuleux de teintes pastel sanguine, ocre, gris-blanc, jaune, à "flammes" fines, micacées, rouge sang, se mélangeant à des plages argileuses et à des tubulures rouges, dans lesquelles se logent le plus souvent une racine ou une galerie termitique.

De 5,5 à 9,6 m : les plages rouges biologiques cessent vers 8 m. A 8,4 m, une passée pegmatitique quartzo-feldspathique traverse obliquement le puits. Les granules deviennent plus résistants.

De 9,6 à 11 m : même matériau, mais apparition de plages claires, granuleuses, à teinte dominante gris-vert clair.

De 11 à 15 m : le matériau gris-vert devient vert pistache, domine les zones bariolées et est exclusif à partir de 13 m. La couleur est pistache avec des granules noirs, blancs, ocre et bruns. Chaque granule a sa forme propre, et sa résistance particulière à l'écrasement. A 15 m, il ne devient possible de creuser qu'au burin et au marteau.

B - INTERPRÉTATIONS

Les descriptions précédentes peuvent se résumer ainsi (tabl. XIII).

Le profil KAY 1 est plus épais que le profil KAY 5, ceci surtout en raison de l'épaisseur trois fois plus grande des argiles bariolées. Du bas vers le haut, les traits suivants peuvent être soulignés .

- Le passage *graduel* d'une arène à minéraux peu altérés à une altération "pistache". Chaque granule est un minéral qui s'altère de *manière distincte* : les micas en brun et noir, les ferromagnésiens verts en pistache, les feldspaths en blanc crayeux, le quartz en blanc vitreux, puis opaque.
- Le passage *tranché* d'une altération "pistache" à des argiles bariolées "sanguines", puis le passage progressif, à des argiles tachetées à nodulation et enfin, la transition rapide à une carapace et cuirasse ferrugineuse.

L'altération est donc croissante vers le haut, et à partir des ferromagnésiens, les ségrégations brunes et ocre s'intensifient jusque dans la cuirasse sommitale. La nodulation est croissante du bas vers le haut. Dans les deux cas, les quartz diminuent dans la cuirasse en donnant des vides, et sous la carapace, s'observe une discontinuité par évidement et perturbation des matériaux.

Tableau XIII

Descriptions morphologiques abrégées des profils KAY 1 et KAY 5

| KAY 1 | NIVEAUX | KAY 5 |
|------------|---|-------------|
| 0 - 1,2m | Cuirasse ferrugineuse nodulaire, puis massive | 0 - 0,68m |
| 1,2 - 1,85 | Carapace ferrugineuse tubulaire ou lamellaire | 0,68 - 1,4 |
| 1,85 - 3,3 | Passage carapace-argiles bariolées = argiles tachetées à nodulation | 1,4 - 3,6 |
| 3,3 - 20 | Argiles bariolées "sanguines" | 3,6 - 9,6 |
| 20 - 22,5 | Passage argiles bariolées "sanguines" à altération "pistache" | 9,6 - 11 |
| > 22,5m | Altération "pistache" | 11 - 13,5 |
| | Arène | 13,5 - 15 m |

III - ÉTUDE MICROMORPHOLOGIQUE

A - DESCRIPTION DES LAMES DU PROFIL KAY 5 DE BAS EN HAUT

Roche-mère au-delà de 15 m

Grands cristaux de quartz à bords rectilignes, à extinction par plans et non roulante, non fracturés.

Plagioclases nombreux (oligoclase An. 12). Microcline peu abondant. Grands cristaux de hornblende verte à inclusions de magnétite. Micas biotites partiellement altérés. Très rares pyroxènes. Cristaux d'ilménite d'assez grande taille, non altérés. Ce granite calco-alkalin à amphiboles sera appelé grano-diorite.

Arène

A 15 m : les quartz sont fracturés sans corrosion de leurs bordures. Les plagioclases sont séricitisés. Le microcline est peu altéré. Altération maillée des amphiboles en un plasma brun et vert clair, faiblement pléiochromique qui conserve des îlots d'amphibole non altérée, car, optiquement intacts. Les biotites blanchissent en conservant leur biréfringence. Elles s'exfolient aux extrémités. L'ilménite altérée passe au leucoxène. L'assemblage est porphyrosquelique, le plasma peu abondant, asépique, et se fait presque uniquement à partir des amphiboles. Il n'y a pas de trait pédologiques.

Altération "pistache"

A 13,5 m : les quartz sont fissurés avec localement du fer dans les fentes. Leurs bordures sont faiblement corrodées. Les plagioclases sont plus séricitisés. Les microclines se perthitisent. L'altération des amphiboles s'accroît. Les biotites très exfoliées, ondulées sont chargées d'un plasma jaune qui recouvre les teintes de polarisation sous-jacentes. Ce plasma est ponctué de petits glébules de goethite. La magnétite s'altère en hématite sur ses bords.

Argiles "sanguines"

A 10,5 m : un fort changement est observé. Le microcline est très altéré, les plagioclases le sont entièrement. Les quartz sont très microfissurés. La plupart des amphiboles ne sont reconnaissables que par leurs formes. Elles sont recouvertes par les mêmes amas que ceux des biotites, mais plus épais et plus rouges. Ces amas laissent apparaître des plages de fines paillettes hexagonales qui polarisent dans les gris du premier ordre (kaolinite). Le fer souligne la maille du clivage.

A 7 m : la plasmation gagne. La structure est toujours porphyrosquelique et le plasma asépique, mais des plages masépiques apparaissent, dans lesquelles se distinguent des ferri-argilanes et des glébulles d'hydroxyde de fer. Dans le plasma asépique, les amas de fer débordent des contours des biotites et constituent des amas distincts. Vers 5 m il y a altéropiasmation complète des plagioclases.

Argiles tachetées à nodulation

A 3,5 m : deux domaines distincts se partagent le matériau :

- un domaine porphyrosquelique asépique, dans lequel les amas ferrugineux se confirment et les trames de biotites ferruginisées se courbent. Ces biotites et les amas ferrugineux s'ordonnent en de véritables nodules de 500µ environ, qui emprisonnent des minéraux primaires reconnaissables (quartz, microcline ...). Des fissures concentriques isolent ces nodules de leur matrice ;

- un domaine à assemblage aggloméroplasmique à plasma masépique et faiblement vosépique. Les ferri-argilanes sont le siège d'une micronodulation brune, incorporant les glébulles d'hydroxydes de fer.

A 2,0 m : les domaines à structure aggloméroplasmique et plasma masépique augmentent encore. La présence de l'hématite s'accroît.

A 1,5 m : la nodulation brune des domaines aggloméroplasmiques s'accroît encore. Les micronodules s'associent en nodules bruns plus volumineux, qui se trouvent circonscrits par la formation de fentes concentriques qui les séparent de leur matrice. Des ferranes successifs, épais viennent s'accoler à ces nodules pour former un cortex. Une nouvelle fissure concentrique éloigne alors l'emballage du nodule et de sa pellicule goethitique. Les nodules violets à trames de biotite reconnaissables, à hématite dominante, laissent apparaître en section, des quartz corrodés dans des vides et des cristaux de microcline, partiellement altérés en kaolinite. Le même mécanisme d'accolement de ferranes successives observé autour des nodules bruns est également visible autour des nodules violets. Dans les deux cas, les ferranes les plus internes sont hématitiques, les externes goethitiques. Les fissures périphériques se font toujours au contact entre une pellicule d'hématite et une pellicule de goethite. Ces ferranes sont bien plus minces que ceux des nodules bruns. Des argilanes jaune cire, bordent en position externe les ferranes des cortex.

Carapace ferrugineuse (Pl. I, 11, 12, 13, 14, 15)

A 1 m : l'assemblage est aggloméroplasmique et intertextique localement. Le plasma vosépique augmente nettement. Le mécanisme d'accroissement nodulaire par les ferranes de cortex prend encore de l'importance. Dans la matrice masépique et omnisépique, la nodulation brune s'accroît. Certains de ces nodules de petite taille se trouvent agglomérés par les ferranes goethitiques jaunes en un nodule composite de grande taille. La micronodulation se poursuit dans certaines plages matricielles où des auréoles de goethite fixent les glébulles autour d'un grain de quartz qui fait fonction de nucleus. On a alors de véritables concrétions mais leur importance est faible en regard des autres nodules. Les plages, de structure porphyrosquelique relictuelle, se réduisent encore. Elles montrent des minéraux primaires en cours d'altération qui n'ont pas été déplacés (débris de quartz à extinction commune, microcline, biotites ferruginisées alignées ...). Les argilanes jaune cire persistent.

Cuirasse ferrugineuse

De 0 à 0,2 m : assemblage intertextique à plasma masépique et vosépique. La matrice est faiblement représentée. Les nodules violets dominent les nodules bruns. La taille des nodules dépasse le centimètre. Les néoferranes concentriques sont nombreux autour des nodules primaires qui deviennent

alors des noyaux. Les quartz des nodules violets ne persistent que dans de rares cas et sont alors très corrodés. Des vides à parois planes, sans aucun revêtement, marquent le logement des quartz dissous. Les quartz des nodules bruns sont peu ou pas corrodés sur leurs bords. Les néoferranes les plus internes, c'est-à-dire les plus anciens, sont tous hématitiques que ce soit autour des nodules ou autour des pores et des vides. Les nodules violets contiennent des kaolinites empilées de grande taille.

La description précédente peut se résumer par le tableau XIV.

L'examen microscopique des lames minces issues du profil KAY 1 montre la même suite des organisations micromorphologiques : succession des assemblages et des plasmas, filiation entre les ségrégations ferrugineuses, les amas et les nodules. Seules les profondeurs auxquelles se produisent ces successions et relais diffèrent.

Tableau XIV

Organisation micromorphologique simplifiée du profil KAY 5

| NIVEAUX | ASSEMBLAGE | PLASMA | TRAITS PEDOLOGIQUES |
|--|--|---|---|
| <i>Cuirasse</i> 0 - 0,2 m | intertextive | vosépique masépique | Nodules violets > nodules bruns Hématite > goéthite beaucoup de néoferranes en cortex et idem ci-dessous |
| <i>Carapace</i> 1 m | aggloméroplasmique et intertextive | vosépique masépique | Plus forte nodulation et idem ci-dessous |
| <i>Argiles à nodulation</i> 1,5 m 2,6 m 3,5 m | aggloméroplasmique (abondant) et porphyroquelique | vosépique - masépique et argilasépique | Nodules violets surtout hématitiques Nodules plus nombreux, plus volumineux (Néoferranes en cortex) Hématite plus abondante Nodules violets (goéthite + hématite) |
| <i>Argiles bariolées "sanguines"</i> 7 m 10,5 m | aggloméroplasmique et porphyroquelique | vosépique - masépique et argilasépique | Nodules bruns = micronodulation (goéthite) Ferri-argilanes - glébules |
| <i>Altération "pistache"</i> 13,5 m | porphyroquelique | argilasépique (à partir des amphiboles et des plagioclases) | Ferri- argilanes sur les biotites |
| > 15 m | arène et roche mère = granodiorite à amphibole, oligoclase, peu de microcline. | | |

B - INTERPRÉTATIONS

Il ressort des descriptions micromorphologiques et de l'examen du tableau précédent, que vers le haut des profils on assiste, à partir d'un matériau d'altération dont l'organisation est simple et uniforme, à une complication des micro-organisations. Le fond matriciel, homogène sur une grande partie du profil, devient complexe au sommet. Au fur et à mesure, et dans le même sens, les traits pédologiques absents à la base, se différencient et deviennent plus abondants. Ils dominent le fond matriciel dans la cuirasse. On passe d'une structure de concentration continue à une structure de concentration discontinue. Plusieurs filiations peuvent se suivre :

- celle des nodules violets à partir d'amas, puis de volumes nodulaires de plus en plus circonscrits ;
- celle des nodules bruns à partir de ségrégations et concentrations plasmiques riches en oxy-hydroxydes de fer.

Les deux sortes de nodules sont issues du matériau d'altération initial. Les premiers par voie directe, en isolant des portions de matériau à structure conservée avec leurs minéraux altérables. Les seconds par l'intermédiaire de la matrice pédoplasmée. *Les nodules violets peuvent, dès lors, être considérés comme des lithoreliques, les nodules bruns comme des pédoreliques.*

Apparaissent donc successivement, des mécanismes d'altération géochimique, de pédoplasation biologique, de pédoturbation hydrodynamique et biologique. Les parties inférieures et médianes des profils sont le siège d'une altéroplasation issue des minéraux primaires de la roche. Vers le haut la pédoplasation gagne en importance. Enfin, au sommet, la pédoturbation l'emporte. La dislocation des micro-structures conduit à la cuirasse nodulaire sommitale. Ces interprétations concordent parfaitement avec celles qui ont été élaborées à partir de la coupe de la bancotière de Kaya.

IV - DONNÉES ANALYTIQUES

A - ANALYSES PÉDOLOGIQUES CLASSIQUES

1. GRANULOMÉTRIE

L'étude granulométrique a été menée sur toute la hauteur des profils, à l'exclusion des horizons indurés supérieurs. Les variations de la terre fine (0 à 2 mm) sont représentées sur la figure 18. On peut remarquer :

- que les variations sont peu importantes, en particulier dans le profil KAY 1 ;
- que le taux d'argile augmente à partir et au-dessus de 5 m ;
- que la fraction limon fin est importante ;
- que dans le matériau "pistache" bien développé en KAY 5, toutes les fractions fines diminuent au profit des sables grossiers ; on approche alors de l'arène.

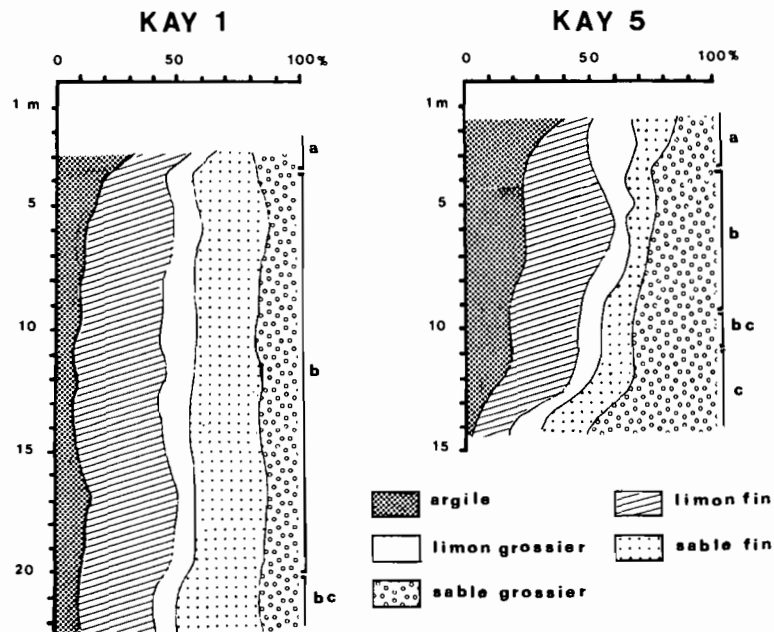


Fig. 18 - Profils KAY 1 et 5. Granulométries
a = argiles tachetées à nodulation. b = argiles bariolées.
bc = passage à altération "pistache". c = altération pistache et arène.

La figure 19 représente, par des histogrammes, la granulométrie des sables (0,05 à 2 mm). La constance de ces histogrammes révèle, non seulement une grande homogénéité à l'intérieur de chaque profil, mais aussi la similitude des deux profils distants, pourtant de 300 m. Certaines classes : 1,25 à 0,63 mm, 0,5 à 0,32 mm, 0,2 à 0,13 mm, séparées par des minimums restent dominantes. Les données de la granulométrie mettent ainsi en évidence l'homogénéité du matériau dont les caractéristiques parentales persistent jusque vers le haut des profils.

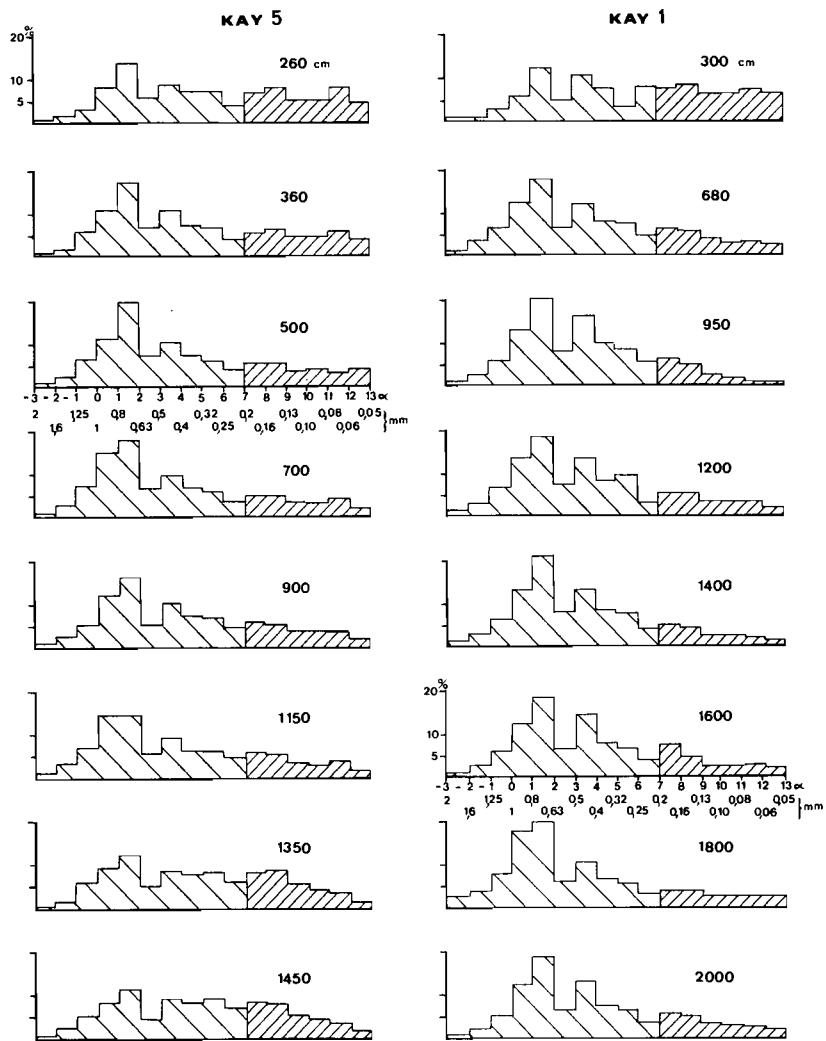


Fig. 19 - Profils KAY 1 et 5. Granulométries des sables

2. POROSITÉ ET EAU "UTILE"

Les mesures de porosité ne peuvent être effectuées dans les niveaux indurés largement fissurés. Dans les autres horizons, les moyennes des valeurs obtenues sur des mottes, sont les suivantes : passage carapace - argiles à nodulation, 20,9% - argiles bariolées, 33,1% - matériau pistache, 28,3%. Les argiles bariolées sont donc les plus poreuses. Le diamètre des pores estimé à la loupe et sous le microscope, est de l'ordre de 0,1 mm pour les argiles bariolées contre 1 mm et plus au-dessus.

L'eau "utile" (eau à pF 3 - eau à pF 4,2) représente l'eau qui reste dans le sol sans s'écouler

et qui sert donc à l'alimentation des plantes et aux hydrolyses. Le calcul conduit à en attribuer une quantité deux fois plus grande aux argiles bariolées qu'au-dessus. La faible quantité de terre fine des horizons indurés doit encore réduire cette valeur. *L'eau de pluie traverse donc facilement la partie supérieure du profil sans s'y fixer. Elle atteint rapidement les altérations argileuses et peut s'y maintenir.*

3. PH ET COMPLEXE ABSORBANT

Aucun niveau n'a un pH à l'eau inférieur à 6,5. Neutres sur la moitié inférieure des profils, les pH augmentent progressivement vers le haut, pour atteindre des valeurs de 8,3 à plus de 9 sous la carapace. Dans les deux tiers inférieurs du profil, le pH KCl est supérieur au pH eau de 2 unités ou plus, ce qui est le signe de l'abondance des charges positives (GILLY, 1958) dans le complexe d'altération des argiles bariolées et du matériau "pistache".

Les moyennes des calculs de la capacité d'échange pour 100 g d'argiles donnent 26,2 méq. pour les argiles bariolées entièrement kaoliniques (cf. les analyses minéralogiques) et 140 méq. pour les niveaux partiellement smectitiques "pistache" de KAY 5. Les taux de matière organique, inférieurs à 1% ont une influence négligeable sur ces valeurs. Le complexe absorbant de tous les niveaux est toujours saturé. L'équilibre des cations du complexe absorbant est différent suivant la position dans le profil. Dans les argiles tachetées à nodulation sous la carapace où le pH atteint 9, on a : Ca (64%) > Na (16%) > Mg (12%) > K (8%). Dans les argiles bariolées, la moyenne des valeurs donne : Ca (55%) > Mg (38%) > Na (5%) > K (2%) et le pH varie entre 7 et 8,5. Le taux de Na échangeable est donc plus élevé en haut de profil, le pH aussi.

On retrouve ici, comme à la bancotière de Kaya, un complexe saturé, des pH, des capacités d'échange et des taux de sodium élevés dans les horizons bariolés supérieurs. Ceci est tout à fait inhabituel dans des profils kaoliniques épais de ce genre. Une explication sera proposée plus loin.

4. DENSITES APPARENTES

Les valeurs moyennes des densités obtenues sur plusieurs petites mottes sont très semblables, pour un niveau donné, dans les deux profils (tabl. XX). Elles décroissent de la roche saine jusqu'aux argiles bariolées (1,42), puis augmentent progressivement jusqu'à la cuirasse sommitale (2,40).

B - ANALYSES GÉOCHIMIQUES

1. ANALYSES TRIACIDES

L'attaque triacide est faite pour caractériser dans un matériau d'altération ou un sol, l'ensemble des minéraux d'altération qui sont solubles par opposition aux minéraux issus de la roche-mère qui ne le sont pas. Un doute subsiste, car une petite partie des minéraux primaires peut avoir été attaquée (CLAISSE, 1968). L'analyse de ce résidu par fusion alcaline a été réalisée pour permettre des recouplements.

Le tableau XV présente les résultats de l'analyse triacide du complexe d'altération et de l'analyse du résidu pour 6 horizons du profil KAY 1. On remarque aussitôt, que le résidu minéral est très faible au sommet de la cuirasse, ce qui montre sa disparition à ce niveau. L'examen du résidu insoluble à l'attaque triacide indique que la silice représente de 94 à 99% du résidu lui-même. Il en découle que ce résidu est formé presque uniquement de quartz, et que les minéraux altérables n'apparaissent que pour environ 1% de ce résidu, excepté dans la cuirasse à 40 cm où ce taux passe à 6%. Le rapport moléculaire $K_i = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ dans le complexe d'altération diminue très graduellement, du bas vers le haut : 3,23 dans l'arène contre 1,90 ou moins dans la cuirasse. La valeur de ce rapport est supérieure à 2 jusqu'au niveau sous carapace. Ce n'est que, dans la carapace et la cuirasse où ce rapport est inférieur à 2, que la kaolinite est attaquée.

Les analyses triacides fournissent également, en méq. pour 100 g, la quantité de cations libérée par l'attaque.

Le tableau XVI permet de comparer les quantités de bases échangeables facilement libérées après macération du sol dans une solution peu agressive d'acétate d'ammonium, à celles libérées par l'at-

Tableau XV

KAY 1 - Analyses triacides et analyses totales du résidu triacide

| KAY 1 | 0 - 0,2 m | | 0,4 m | | 1,5 m | | 3 m | | 6 m | | 11 m | |
|---|-----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | Triac. | Résidu | Triac. | Résidu | Triac. | Résidu | Triac. | Résidu | Triac. | Résidu | Triac. | Résidu |
| Perte au feu | 7,50 | | 9,90 | | 9,00 | | 10,5 | | 9,45 | | 9,85 | |
| résidu | 0,55 | | 4,75 | | 13,7 | | 23,2 | | 23,3 | | 26,4 | |
| SiO ₂ | 17,5 | | 21,7 | 4,47 | 19,7 | 13,40 | 30,1 | 22,96 | 33,5 | 23,06 | 30,4 | 26,16 |
| Al ₂ O ₃ | 16,2 | | 18,4 | 0,02 | 16,5 | 0,02 | 23,8 | 0,01 | 23,7 | 0,05 | 24,0 | 0,01 |
| Fe ₂ O ₃ | 56,4 | | 42,4 | 0,02 | 38,6 | 0,05 | 9,70 | 0,02 | 8,50 | 0,02 | 8,00 | 0,03 |
| TiO ₂ | 0,69 | | 0,73 | tr. | 0,70 | tr. | 1,01 | tr. | 0,84 | tr. | 0,82 | tr. |
| MnO ₂ | 0,013 | | 0,04 | tr. | 0,17 | tr. | 0,03 | tr. | 0,01 | tr. | 0,04 | tr. |
| CaO | 0,15 | | 0,35 | 0,08 | 0,20 | 0,07 | 0,83 | 0,06 | 0,36 | 0,06 | 0,27 | 0,06 |
| MgO | 0,06 | | 0,08 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,23 | 0,01 | 0,12 | 0,01 | 0,11 | 0,01 |
| K ₂ O | 0,06 | | 0,16 | 0,04 | 0,12 | 0,04 | 0,29 | 0,06 | 0,17 | 0,03 | 0,13 | 0,03 |
| Na ₂ O | 0,27 | | 0,32 | 0,11 | 0,37 | 0,11 | 0,44 | 0,08 | 0,26 | 0,07 | 0,21 | 0,10 |
| Total | 99,39 | | 99,23 | 4,75 | 99,11 | 13,70 | 100,13 | 23,20 | 100,21 | 23,30 | 100,23 | 26,40 |
| SiO ₂ /Al ₂ O ₃ Mol. | 1,83 | | 2,00 | | 2,02 | | 2,15 | | 2,40 | | 2,15 | |

Tableau XVI

KAY 1 - Rapports bases échangeables / bases triacides x 100

| | Ca | Mg | K | Na | Σ |
|----------------------|----|----|----|----|----|
| 3 m | 34 | 17 | 20 | 32 | 29 |
| 3,8 m | 34 | 23 | 18 | 21 | 29 |
| 4,8 m | 8 | 15 | 20 | 15 | 19 |
| 6 m | 8 | 22 | 13 | 8 | 17 |
| 8,3 m | | | | | |
| à 19 m (moyennes) | 31 | 25 | 3 | 4 | 20 |

taque triacide. De l'examen de ce tableau il ressort :

- que le taux des bases facilement échangeables ne représente qu'une fraction située entre 8 et 34% du taux des bases libérées par l'attaque triacide ;
- que le rapport de la somme de ces bases augmente entre 6 et 3 m ;
- que le potassium et le sodium voient leurs rapports bases échangeables sur bases triacides multipliés par 6 ou 8 entre les argiles bariolées médianes et les argiles tachetées sous carapace.

Cela signifie que le complexe absorbant constitué des seules argiles, ne contient que le tiers au plus, de l'ensemble des cations basiques. C'est donc qu'une réserve en bases difficilement déplaçables existe dans les altérations sous cuirasse, au niveau de sites détruits par l'attaque triacide et non cristallins. Il conviendra dans les analyses minéralogiques de déterminer ces sites.

2. COMPOSITION CHIMIQUE DES ÉCHANTILLONS TOTAUX

a) Présentation

Les analyses des échantillons totaux ont permis de faire des calculs géochimiques : ordre de départ des différents éléments, soustraction, addition ... Les structures pétrographiques sont conservées dans les profils depuis la base jusqu'aux argiles tachetées : le raisonnement isovolumétrique

que a pu être utilisé (MILLOT et BONIFAS, 1955). En revanche, l'isovolumétrie n'est plus assurée au sommet des argiles tachetées, dans la carapace et la cuirasse : le raisonnement à titane constant a été nécessaire. Le titane est considéré en effet par de nombreux auteurs : (STRENG, 1858 et 1860, in KÖSTER, 1961 ; JOFFE, 1936 ; MILLOT et BONIFAS, 1955 ...) comme un élément relativement stable.

Les deux modes de calcul sont les suivants :

$$\text{isovolume} : \frac{[\text{Co} \times \text{do}] - [\text{C} \times \text{d}]}{\text{Co} \times \text{do}} \times 100$$

C : teneur en oxyde d'un élément d'un échantillon

d : densité apparente de cet échantillon

Co : teneur en oxyde du même élément de la roche saine

do : densité apparente de la roche saine

Si le pourcentage obtenu est négatif, il s'agit d'une perte, s'il est positif, il s'agit d'un gain.

$$\text{isotitane} : 1 - \frac{\text{C}}{\text{Co}} \times \frac{\text{Co Ti}}{\text{C Ti}} \times 100$$

C : teneur en oxyde d'un élément d'un échantillon

CTi : teneur en TiO₂ du même échantillon

Co : teneur en oxyde du même élément de la roche saine

CoTi : teneur en TiO₂ de la roche saine

Le signe du pourcentage distingue : la perte, s'il est négatif ; du gain s'il est positif.

La roche saine, terme nécessaire des comparaisons, est difficile d'accès. Un échantillon volumineux a été choisi comme terme de référence pour les profils de KAY 1 et KAY 5. L'analyse chimique après broyage et quartage a donné les résultats suivants (tabl. XVII).

Tableau XVII

Composition chimique en % de la grano-diorite de Kaya

| H ₂ O ⁻ | H ₂ O ⁺ | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | MnO | P ₂ O ₅ | Total |
|-------------------------------|-------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------------------|------------------|------------------|-------|-------------------------------|--------|
| 0,08 | 0,44 | 61,30 | 14,87 | 5,38 | 2,799 | 4,302 | 5,122 | 2,892 | 0,58 | 0,082 | 0,37 | 98,217 |

Il est à noter que le creusement du puits KAY 1 a été arrêté à 22,5 m pour des raisons de sécurité, si bien que le matériau "pistache" n'a pas été atteint dans sa masse. Il a été remplacé par un échantillon prélevé dans un puits KAY 2 situé à 30 m du précédent.

Enfin, si toutes les analyses et tous les calculs sont faits sur les poids d'oxydes, l'exposé utilise, pour être bref, les symboles des éléments. Ce n'est qu'une convention de langage.

b) Comparaison des méthodes isovolume et isotitane

En toute rigueur, les transformations morphologiques dans la carapace et la cuirasse rendent hasardeux l'emploi du raisonnement isovolumétrique dans ces niveaux. Un essai est tout de même tenté (tabl. XVIII).

L'examen de ce tableau permet de constater que les deux méthodes donnent des résultats remarquablement comparables, excepté localement pour Mn. Ceci nous montre que la crainte de voir le raisonnement isovolumétrique inutilisable jusqu'en haut du profil, était ici excessive. Ce fait est important et montre que le trouble apporté par les changements de faciès, trouble perceptible à l'oeil et à l'examen microscopique, n'exclut pas un isovolume d'ensemble. On reviendra sur cette pièce du raisonnement.

c) Mobilités relatives des différents éléments

Dans le tableau XIX ont été reportées les moyennes des gains et pertes des différents échantillons d'un même horizon ou groupe d'horizons. Dans la partie haute du profil, cuirasse, carapace et passage aux argiles tachetées, c'est la méthode isotitane qui a été utilisée. La méthode isovolume a été employée pour le reste du profil.

Tableau XVIII

Comparaisons entre les résultats des calculs par raisonnements isovolumétriques et isotitane en % de gain (+) et perte (-) par rapport à la roche mère dans les niveaux supérieurs des profils KAY 1 et 5

| | | KAY 1 | | | | KAY 5 | | | | |
|-----------|-----------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|
| | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | | | | | |
| | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | |
| 0 - 0,2 m | isovolume | - 66 | + 12 | + 964 | - 83 | 0 - 0,2 m | - 54 | + 6 | + 595 | + 94 |
| | isotitane | - 67 | + 5 | + 963 | - 84 | | - 53 | + 6 | + 598 | + 86 |
| 0,4 m | isovolume | - 64 | + 5 | + 677 | - 43 | 0,2 - 0,68 m | - 49 | + 2 | + 441 | + 68 |
| | isotitane | - 63 | + 9 | + 601 | - 23 | | - 36 | + 29 | + 583 | + 68 |
| 1,5 m | isovolume | - 52 | - 17 | + 449 | - 48 | 1 m | - 47 | + 13 | + 217 | + 109 |
| | isotitane | - 46 | - 5 | + 415 | - 38 | | - 45 | + 16 | + 226 | + 28 |
| | isovolume | | | | | 1,7 m | - 45 | - 2 | + 74 | - 51 |
| | isotitane | | | | | | - 38 | + 10 | + 95 | + 95 |

Tableau XIX

KAY 1 et 5. Résultats des calculs par méthodes isotitane et isovolume

| Niveaux | Profils | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | Mn ₃ O ₄ |
|--------------------------------------|---------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|-------------------|------------------|------------------|--------------------------------|
| Cuirasse - Carapace | KAY 1 | - 58 | + 9 | + 646 | - 98 | - 99 | - 98 | - 99 | 0 | - 48 |
| | KAY 5 | - 43 | + 15 | + 375 | - 96 | - 99 | - 98 | - 95 | 0 | + 90 |
| Passage Carapace - argiles tachetées | KAY 1 | - 50 | - 9 | - 2 | - 95 | - 87 | - 97 | - 94 | 0 | - 70 |
| | KAY 5 | - 41 | + 7 | + 18 | - 96 | - 98 | - 99 | - 95 | 0 | - 85 |
| Argiles bariolées | KAY 1 | - 52 | - 24 | - 30 | - 94 | - 97 | - 98 | - 90 | - 36 | - 53 |
| | KAY 5 | - 44 | - 16 | - 24 | - 93 | - 100 | - 98 | - 78 | - 40 | - 80 |
| Passage à mat. "pistache" | KAY 1 | - 48 | - 28 | - 36 | - 86 | - 99 | - 98 | - 47 | - 36 | - 25 |
| | KAY 5 | - 47 | - 31 | - 35 | - 76 | - 98 | - 97 | - 47 | - 55 | - 9 |
| Matériau "pistache" | KAY 2 | - 40 | - 29 | - 24 | - 78 | - 85 | - 85 | - 36 | - 70 | - 22 |
| | KAY 5 | - 49 | - 44 | - 44 | - 78 | - 94 | - 92 | - 44 | - 59 | - 12 |
| Arène | KAY 1 | | | | | | | | | |
| | KAY 5 | - 28 | - 46 | - 27 | - 96 | - 98 | - 97 | - 83 | - 47 | - 9 |

L'examen du tableau XIX met en évidence les faits majeurs suivants.

- Les alcalins et alcalino-terreux sont éliminés très tôt du profil d'altération. Seul le potassium est retardé : il subsiste encore dans le niveau "pistache".
- Dans tous les horizons d'altération situés sous la carapace, on observe des pertes pour tous les éléments, aluminium et fer compris.
- En revanche, les seuls gains par accumulation sont obtenus au sein des cuirasses et des carapaces.
- Les éléments les moins solubles sont toujours le fer et l'aluminium auxquels s'ajoute le manganèse. Constatation intéressante, chacun de ces oxydes métalliques dominant les autres tour à tour le long du profil. L'oxyde de fer l'emporte dans les indurations sommitales, l'alumine dans les argiles bariolées médianes, l'oxyde de manganèse dans les altérations "pistache" et l'arène.
- Le titane a une mobilité assez importante dans les altérations kaoliniques sous cuirasse et smectitiques profondes. Il ne peut donc servir d'invariant dans les calculs géochimiques de ces niveaux.

En revanche, les bilans isovolumétriques des niveaux supérieurs indurés lui accordent une relative stabilité : il fluctue entre + 3 et - 10 et suit de très près le comportement de l'aluminium comme l'avait déjà constaté GOLDSCHMIDT (1954).

- Les ordres et les intensités de migration sont très comparables d'un profil à l'autre (tabl. XX). Dès à présent, on peut donc avancer, que deux profils cuirassés sur même roche présentent les mêmes bilans géochimiques ordonnés suivant la profondeur, et ce, malgré des positions topographiques différentes.

Tableau XX

KAY 1 et 5 Ordre de mobilité moyen des éléments.
Moyennes des rapports moléculaires K_i et des densités.
→ ordre de mobilité croissante

| KAY 1 | NIVEAUX | KAY 5 |
|---|---|---|
| <u>Fe</u> <Al<Mn<Si<Na-Mg<Ca-K $K_i = 1,96 \quad d = 2,43$ | Cuirasse - Carapace | <u>Fe</u> <Mn<Al<Si<K<Mg<Na<Ca $K_i = 1,86 \quad d = 2,37$ |
| Fe<Al<Si<Mn<Ca<K<Mg<Na $K_i = 2,04 \quad d = 1,63$ | Passage carapace - argiles tachetées | <u>Fe</u> <Al<Si<Mn<K<Mg<Ca<Na $K_i = 2,04 \quad d = 1,86$ |
| Al<Fe<Ti<Si<Mn<Mg<K<Ca<Na $K_i = 2,03 \quad d = 1,42$ | Argiles bariolées | Al<Fe<Ti<Si<K<Mn<Mg<Na<Ca $K_i = 2,10 \quad d = 1,62$ |
| Mn<Al<Fe-Ti<K<Si<Mg<Na<Ca $K_i = 2,17 \quad d = 1,55$ | Passage à matériau "pistache" | Mn<Al<Fe<Si<K<Ti<Mg<Na<Ca $K_i = 2,32 \quad d = 1,49$ |
| Mn<Fe<Al<K<Si<Ti<Mg<Ca<Na $K_i = 2,86 \quad d = 1,67$ | matériau "pistache" | Mn<Fe-Al-K<Si<Ti<Mg<Na<Ca $K_i = 2,85 \quad d = 1,48$ |
| | Arène | Mn<Fe<Si<Al<Ti<K<Mg<Ca<Na $K_i = 3,23 \quad d = 1,73$ |

les éléments soulignés indiquent un gain

3. DÉTERMINATIONS MINÉRALOGIQUES

a) Minéraux lourds

Le tableau XXI rend compte des déterminations des principaux minéraux lourds dans les deux profils. On peut remarquer que le zircon, minéral résistant, n'est pas encore libéré au contact de la roche de départ, mais qu'il a une représentation constante tout au long des deux profils. Les minéraux considérés comme peu résistants, la hornblende et l'épidote, sont présents à la base avec un maximum dans l'altération "pistache", absents dans la presque totalité des argiles bariolées et réapparaissent vers le haut. Cette récurrence des minéraux lourds ferromagnésiens dans les horizons supérieurs ferrugineux s'ajoute à celle des minéraux altérables, telle qu'on l'a observée à la bancotière de Kaya. Les interprétations d'ensemble devront tenir compte de ce fait important.

b) Déterminations diffractométriques

* Diagrammes de la fraction <math> < 2\mu </math> orientée

La diffractométrie de rayons X a été réalisée sur des pâtes orientées. L'interprétation semi-quantitative permet de suivre la variation des teneurs en minéraux argileux le long des profils. La fraction argileuse (<math> < 2\mu </math>) a été étudiée systématiquement et parfois les minéraux argileux de la fraction limoneuse (2 à 50 μ). Les résultats sont regroupés dans le tableau XXII. Les tests au chlorure de lithium (GREENE - KELLY, 1953 et 1957) indiquent que les smectites sont des beïdelites. Dans le

Tableau XXI

Comptage des principaux minéraux lourds dans les profils KAY 1 et 5

| KAY 1 | Hornblende | Epidote | Zircon | NIVEAUX | Zircon | Epidote | Hornblende | KAY 5 |
|-----------|------------|---------|--------|---------------------------|--------|---------|------------|------------|
| 0 - 0,2 m | | | 99 | Cuirasse - Carapace | 98 | | | 0 - 0,2 m |
| 0,4 | | | 80 | | 89 | 2 | 1 | 0,2 - 0,68 |
| 1,5 | | | 100 | | 88 | 1 | + | 1,0 |
| | | | | | 66 | 16 | 5 | 1,7 |
| 3,0 | 1 | 2 | 91 | Argiles tachetées | 91 | 2 | | 2,6 |
| | | | | | 90 | 5 | | 3,6 |
| 3,8 | + | 3 | 96 | Argiles bariolées | 100 | | | 6,0 |
| 4,8 | | | 99 | | | | | |
| 6,0 | 1 | 3 | 92 | | | | | |
| 6,0 P.B.* | | 1 | 90 | | | | | |
| 8,3 | 1 | | 92 | | | | | |
| 9,5 | | | 95 | | | | | |
| 12,0 | | | 93 | | | | | |
| 14,0 | | | 100 | | | | | |
| 16,0 | | 10 | 96 | | | | | |
| 18,0 | | | 90 | | | | | |
| 20,0 | | | 100 | | | | | |
| 22,5 | | | 99 | Passage à mat. "pistache" | 83 | 83 | | 11,5 |
| KAY 2 | | | | Matériau "pistache" | 20 | 75 | 4 | 12,5 |
| 17,8 m | 83 | 17 | + | | | 10 | 90 | 13,5 |
| | | | | Arène | + | 16 | 84 | 14,5 m |

* P.B = poche biologique

matériau pistache, les interstratifiés sont caractérisés par des pics qui s'étalent entre 12 et 14 Å qui montent entre 14 et 16 Å lors du traitement glycolé, et qui s'écrasent soit à 12, soit à 10 Å au chauffage. On aurait donc un mélange d'interstratifiés illite - montmorillonite proche des montmorillonites (10 - 14 M)-M et d'interstratifiés (10 C - 14 M) chlorite - montmorillonite. Après nettoyage au citrate de sodium (TAMURA, 1957), la fraction (10 - 14M)-M, disparaît et grossit le pic de la montmorillonite, la fraction (10 C - 14 M) persiste. Une partie des interstratifiés se révèle donc être de la montmorillonite. Si l'on prélève la fraction < à 0,2μ, la proportion de montmorillonite croît de 10 à 30% (KAY 2 ; 17,8 m). La montmorillonite est donc mieux représentée dans les fractions fines des argiles.

La distribution des argiles dans les profils est la suivante :

- le minéral argileux dominant est la kaolinite ;
- dans l'arène et le matériau "pistache" s'y ajoutent, pour un tiers ou un quart, la montmorillonite, l'illite et les interstratifiés ; cette proportion est plus importante et se prolonge vers les argiles bariolées dans le profil aval KAY 5 ;
- dans les argiles bariolées et tachetées, la kaolinite domine avec des traces d'illite et d'interstratifiés ;
- dans la cuirasse et la carapace enfin, la kaolinite est exclusive.

Tableau XXII

Evaluation semi-quantitative de 1 à 10 des minéraux argileux sur la fraction <math> < 2 \mu </math> orientée des profils KAY 1 et 5.

| KAY 1 | K | Il. | Ch. | Int. | M | NIVEAUX | M | Int. | Ch. | Il. | K | KAY 5 |
|-----------|----|-----|-----|------|---|---------------------------|-----|------|-----|-----|----|------------|
| 0 - 0,2 m | 10 | | | | | Cuirasse - Carapace | | | | | 10 | 0 - 0,2 m |
| 0,4 | 10 | tr. | | | | | | | | tr. | 10 | 0,2 - 0,68 |
| 1,5 | 10 | tr. | | | | | | tr. | | tr. | 10 | 1,0 |
| | | | | | | | | | | tr. | 10 | 1,7 |
| 3,0 | 10 | tr. | tr. | tr. | | Argiles tachetées | | tr. | | tr. | 10 | 2,60 |
| | | | | | | | | tr. | | tr. | 10 | 3,60 |
| 3,8 | 10 | tr. | tr. | tr. | | Argiles bariolées | | tr. | | tr. | 10 | 6,0 |
| 4,8 | 10 | tr. | tr. | | | | tr. | | tr. | 10 | | |
| 6,0 | 10 | tr. | | | | | tr. | | tr. | 10 | | |
| 8,3 | 10 | tr. | tr. | | | | | | | tr. | 10 | 7,0 |
| 9,5 | 10 | tr. | | | | | | | | | | |
| 12,0 | 10 | tr. | | | | | | | | | | |
| 14,0 | 10 | tr. | | | | | | 1 | | tr. | 9 | 9,0 |
| 16,0 | 10 | tr. | tr. | tr. | | | | | | | | |
| 18,0 | 10 | tr. | tr. | tr. | | | | | | | | |
| 20,0 | 10 | tr. | | tr. | | | 5 | tr. | | tr. | 5 | 10,5 |
| 22,5 | 10 | tr. | tr. | tr. | | Passage à mat. "pistache" | 4 | tr. | | tr. | 6 | 11,5 |
| KAY 2 | | | | | | Matériau "pistache" | 4 | tr. | | | 6 | 12,5 |
| 17,8 m | 8 | 1 | tr. | tr. | 1 | | | 2 | | | 1 | 7 |
| | | | | | | Arène | | 2 | | 1 | 7 | 14,5 m |

K = kaolinite. Il. = illite. Ch. = chlorite
Int. = interstratifiés. M = montmorillonite. tr = traces

* Diagrammes de poudre sur échantillons broyés

Les feldspaths

Un grand nombre de déterminations a été effectué sur divers échantillons qui s'échelonnent de l'arène jusqu'à la cuirasse. Dans l'arène, les pics des feldspaths, du microcline surtout, sont bien visibles (3,24 - 3,28 - 3,36 - 3,48 - 4,24 Å). En remontant dans l'altération, les pics principaux diminuent, les pics secondaires disparaissent. Au dessus de 19 m en KAY 1 et 7 m en KAY 5, les pics de feldspaths ne sont pratiquement plus discernables.

Cependant, sous la loupe binoculaire, la fraction sableuse grossière de 0,5 à 2 mm montre, outre les quartz, des cristaux maclés opaques, blanc crayeux, à éclat mat, dont l'aspect de feldspath est reconnaissable. Concentrés et réduits en poudre, ces "cristaux" fournissent aux rayons X, uniquement les pics de la kaolinite. Il s'agit d'une pseudomorphose. On peut parfaitement suivre, de l'arène jusqu'à la base de la carapace, le passage des feldspaths sains (macles, éclat vitreux ...) aux formes ternes, puis vers le haut, à des grains aux arêtes émoussées ou même à des grains arrondis. Au fur et à mesure que l'on monte dans le profil, la dureté des grains diminue et ils s'écrasent très facilement sous les doigts. Une sorte de récurrence se produit au sommet des argiles bariolées. Les pseudomorphoses sont alors plus nombreuses et plus résistantes. Ces "fantômes" de feldspaths, dont la forme est conservée, mais dont la structure cristalline est détruite, pourraient être les sites où se localisent les réserves de bases libérées par les acides et dont il a été question plus haut. Les macrokaolinites pseudomorphiques des feldspaths originels, obtenues par altération, auraient alors la faculté de conserver des cations dans les débris du réseau feldspathique désorganisé, et non en-

core recristallisé en kaolinite. Ces pseudomorphoses sont à rapprocher des formes amorphes de dégradation des feldspaths de BOURGEAT (1970) à Madagascar. On les retrouvera dans la suite de l'exposé.

Niveaux indurés

Le tableau XXIII donne pour KAY 1 la variation de l'abondance des constituants des nodules violets pour l'ensemble carapace - cuirasse, entre 1,5 m et la surface.

Les faits saillants, de bas en haut de la cuirasse, sont les suivants :

- la diminution de la kaolinite, du quartz et de la goethite ;
- l'augmentation de l'hématite ;
- l'augmentation du taux de substitution dans la goethite, jusqu'au moment où elle est relayée par l'hématite, où cette substitution est nulle. Cette chute du taux de substitution correspond au franchissement du seuil de 50% en Fe_2O_3 dans les nodules violets de la cuirasse ;
- ces faits coïncident avec les observations microscopiques et les résultats de l'analyse triacide.

Ainsi, comme à la bancotière de Kaya, l'évolution minérale des nodules violets, de bas en haut de la cuirasse, montre le relais de la goethite par l'hématite non alumineuse, la disparition du quartz, la régression de la kaolinite.

Tableau XXIII

KAY 1. Variations minéralogiques dans les nodules violets de la cuirasse

| | K | H | G | Q | G _{Al} | H _{Al} |
|-----------|---|---|---|---|-----------------|-----------------|
| 0 - 0,2 m | K | H | - | - | - | 0 |
| 0,4 | K | H | G | Q | 20% | 0 |
| 1,0 | K | H | G | Q | 14% | 0 |

K = kaolinite. H = hématite. G = goethite. Q = quartz
 G_{Al} = taux de substitution en Al dans la goethite
 H_{Al} = taux de substitution en Al dans l'hématite
 La taille des lettres indique leur relative abondance d'après la hauteur et la surface des pics.

Données de l'analyse thermique différentielle (A.T.D.)

Cette technique a été appliquée à des échantillons en poudre du profil KAY 5. Les quatre courbes de la figure 20 illustrent les variations verticales obtenues. Du bas vers le haut, on peut noter :

- la permanence de la kaolinite (pic endothermique à 580° C et exothermique à 950° C) et son accroissement ;
- la présence de beïdellite uniquement dans le matériau "pistache" (petit crochet endothermique avant 600° C et palier à 950° C, indiqués par des flèches sur la figure 20, GREENE - KELLY *in* MACKENZIE, 1957 ; VAN DER MAREL, 1966 ; TRAUTH et LUCAS, 1967a et b) ;
- l'apparition nette, à partir des argiles tachetées à nodulation (3,6 m), des hydroxydes de fer caractérisés par le crochet endothermique entre 300 et 400° C et l'accentuation de ce crochet dans la cuirasse.

Ces déterminations confirment celles des diagrammes diffractométriques. L'examen attentif de la courbe obtenue sur l'échantillon de cuirasse analysé, permet de distinguer un étalement du crochet des hydroxydes de fer dès avant 200° C et un petit épaulement entre 350 et 400° C (flèche). Pour JANOT *et al.* (1971), après comparaison des courbes de produits de synthèse et diverses goethites, cet épaulement indiquerait la présence de deux goethites de degrés de substitution différents et le déplacement du pic de la goethite vers 400° serait fonction de l'augmentation du degré de substitu-

tion. Les courbes d'A. T. D. réalisées sur des échantillons des deux profils de Kaya confirment ces observations : les goethites des échantillons de matrice et de nodules des cuirasses n'ont pas, comme à la bancotiène, les mêmes degrés de substitution, et l'élévation de ce degré déplace le crochet de la goethite vers 400 °C.

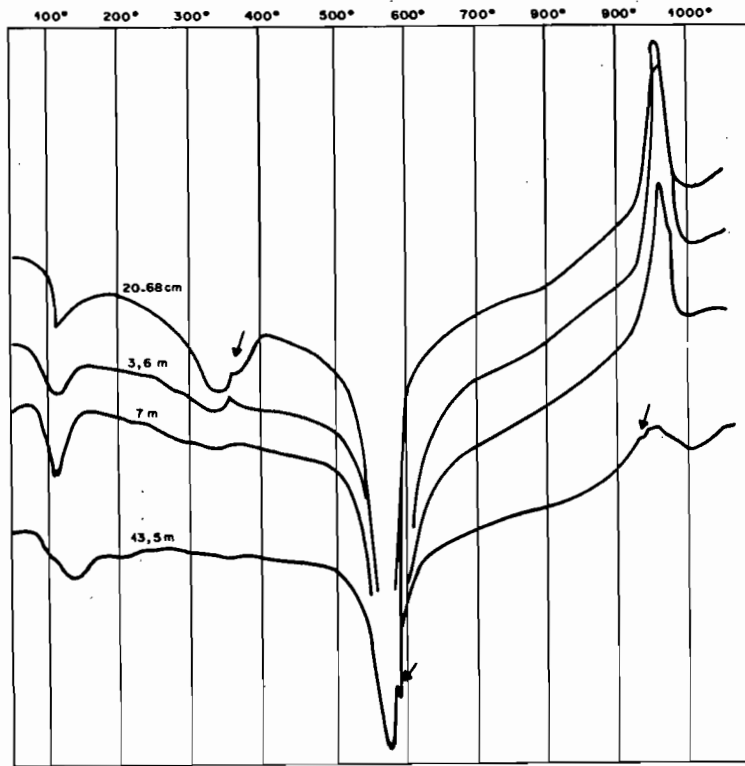


Fig. 20 - KAY 5. Courbes d'analyse thermique différentielle

Dosages du quartz, des feldspaths K et des plagioclases

+ Résultats

Grâce à la méthode de WEBER et LARQUÉ (1973), ces dosages ont été pratiqués sur l'ensemble des deux profils cuirassés (fig. 21). De l'examen de cette figure, il ressort :

- que les variations minéralogiques sont identiques dans les deux profils ;
- que les quantités de feldspath K et de plagioclase diminuent rapidement dans l'arène et le matériau "pistache" et restent constantes ensuite, à l'exception d'un léger accroissement dans la cuirasse ;
- que le quartz présente une accumulation au niveau des argiles bariolées.

+ Problème du quartz

La diminution du taux de quartz des argiles tachetées au sommet de la cuirasse correspond à la dissolution des grains de quartz observée sous le microscope et confirmée grâce aux analyses chimiques. Plus difficile à expliquer est l'augmentation des taux de quartz de la roche aux argiles bariolées. En effet, cet accroissement est contraire à l'idée même de l'arénisation en tant que mécanisme de désagrégation et de concentration des minéraux résistants à l'altération chimique.

Dans la figure 22 ont été reportées, pour le profil KAY 1, les teneurs en quartz, celles de la fraction du résidu triacide et du rapport $ki = SiO_2/Al_2O_3$. Les variations de ces teneurs avec la profondeur montrent :

- que les fluctuations du rapport ki calquent celles du quartz ;
- que la fraction du résidu est relativement constante et donc indépendante des deux autres valeurs entre 20 et 6 m.

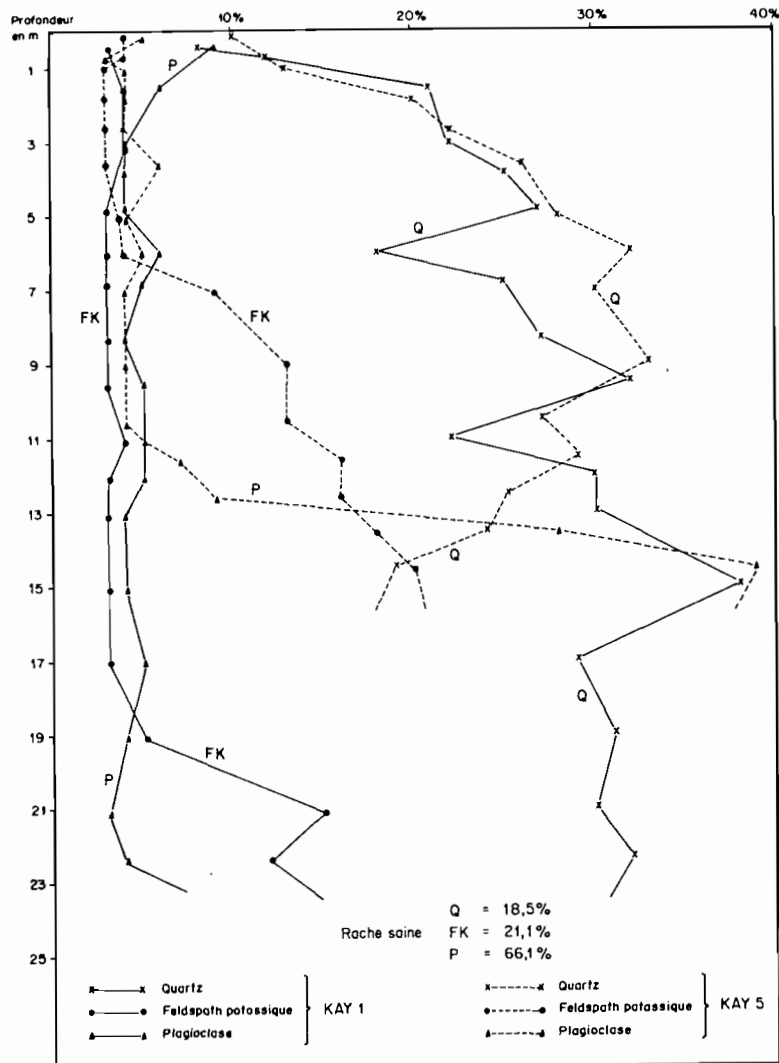


Fig. 21 - Profils KAY 1 et 5. Teneurs en quartz, feldspâth K et plagioclase

On peut en déduire, que le quartz qui s'accumule dans les argiles bariolées fait partie des minéraux secondaires produits par l'altération, et qu'il est attaqué par le traitement triacide. Il devrait donc se trouver dans la fraction fine (argile + limon) des produits d'altération. Les analyses chimiques de la fraction $<2\mu$, lorsque la kaolinite est exclusive, indiquent d'ailleurs des rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ moléculaire supérieurs à 2 (tabl. XXIV).

Ce problème du quartz sera repris et discuté ultérieurement dans les interprétations.

Observations au microscope électronique à transmission (M. E. T.) (Pl. IV, 1, 2)

Des amphiboles altérées du matériau "pistache" du puits KAY 5 ont été observées au M. E. T. Sur la tranche et les extrémités des cristaux, le faciès est dentelé et donne naissance à des feuillets de smectites enroulés. On a vu plus haut que ces smectites étaient des beïdellites.

Observations au microscope électronique à balayage (M. E. B.)

Les observations au M.E.B., permettent d'apprécier les formes des minéraux et leurs relations. Elles ont été effectuées après les études pétrographiques et minéralogiques qui précisent leur nature, ce qui facilite et renforce le raisonnement.

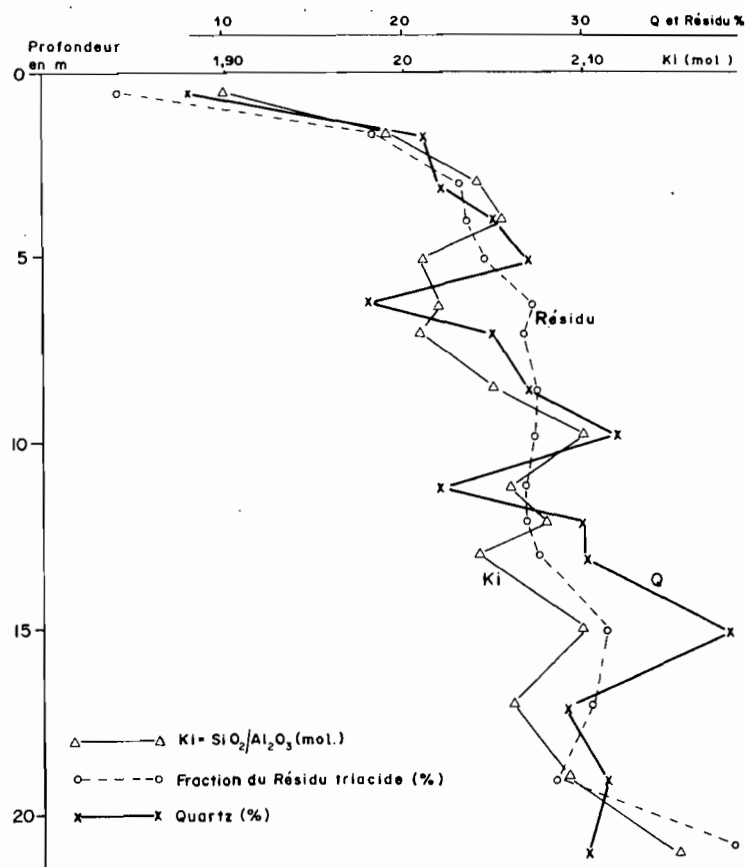


Fig. 22 - Profil KAY 1. Variations des teneurs en quartz, du résidu triacide et du rapport moléculaire Ki avec la profondeur

Tableau XXIV

Profils de Kaya. Composition chimique de la fraction $< 2 \mu$ sur des échantillons uniquement kaoliniques

| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | Mn ₃ O ₄ | H ₂ O | Total | SiO ₂ /Al ₂ O ₃ |
|---------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------------------|------------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------|--|
| KAY 2 - 7,5 m | 44,6 | 35,2 | 6,6 | 0,29 | 0,2 | 0,05 | 0,25 | 0,62 | 0,0035 | 12,95 | 100,80 | 2,11 |
| KAY 5 - 7,0 m | 43,3 | 33,8 | 7,4 | 0,31 | <0,2 | <0,05 | 0,15 | 0,63 | 0,014 | 12,95 | 98,80 | 2,18 |
| KAY 1 - 19 m | 44,0 | 35,1 | 6,7 | 0,20 | 0,2 | 0,05 | 0,20 | 0,76 | 0,037 | 13,07 | 100,32 | 2,15 |

+ Les quartz des niveaux cuirassés

Sous la carapace et dans la partie inférieure de celle-ci, les quartz apparaissent avec leurs formes cristallines dans leur gangue ferrugineuse (Pl. II, 9). Dans la cuirasse, apparaissent les figures caractéristiques de la dissolution des quartz (LE RIBAUT, 1975) en forme "d'escaliers" et d'évidements (Pl. II, 10 et 11). Au sommet des cuirasses ne subsistent que les logements des quartz dissous, dans leur matrice d'hématite (Pl. II, 12). Ces figures concordent avec celles résultant de l'examen micromorphologique.

+ *Les formes du fer sous la cuirasse et dans la cuirasse*

Dans les argiles bariolées, les biotites s'exfolient en exsudant les oxydes de fer, sous forme de goethite qui recouvre leurs faces, plutôt que leurs tranches (Pl. II, 13). Plus haut, à l'approche de la carapace, les biotites conservent quelques plans de clivage perturbés avec des vides entre eux. *Dans la cuirasse, la goethite fait place à des "fleurs" d'hématite. Au grossissement 3000, l'hématite se présente sous la forme de cristaux en navettes caractéristiques et enchevêtrées* (Pl. II, 14). Ce faciès est tout à fait différent de celui des hématites alumineuses de NAHON (1976).

+ *Le matériau "pistache"*

Différents minéraux en cours d'altération, prélevés dans le matériau "pistache" du profil KAY 5 à 13,5 m ont été observés au M.E.B. après passage aux rayons X. On obtient les résultats suivants :

- les hornblendes vertes s'altèrent en smectites, en donnant sur leurs tranches, un faciès en "mines de crayon" (Pl. III, 1, 2) ;
- les oligoclases s'altèrent en kaolinite et exprime du calcaire qui cristallise en calcite (Pl. III, 3) ;
- les biotites s'altèrent sur leurs tranches pour donner de la kaolinite et une exsudation d'hydroxyde de fer (Pl. III, 4, 5).

L'altération qui se fait au sein des minéraux, s'exprime fréquemment sur leurs tranches, et est spécifique du minéral : les amphiboles donnent des smectites, les plagioclases et les micas noirs de la kaolinite.

Observations au M. E. B. couplé à une "microsonde"

+ *Coupe de nodules violets*

Des coupes de nodules violets de la cuirasse sommitale de KAY 5 ont permis à la microsonde couplée au M.E.B., de fournir la carte des principaux éléments. Les figures 6, 7, 8, 9 et 10 de la planche III présentent la coupe étudiée, son analyse géométrique et les cartes de répartition de Si, Al et Fe.

L'examen de ces cartes amène plusieurs précisions :

- la répartition de la kaolinite est établie par les cartes de répartition semblables de Si et Al. La kaolinite est présente dans les nodules, mais aussi et de manière un peu plus dense, dans les argilanes limitant les vides. Les quelques rares taches blanches sur la carte de Si localisent les quartz.
- *Les revêtements argileux jaune cire les plus externes par rapport aux nodules, n'incluent pas de fer.* Ce sont donc des argilanes s. s. En revanche, les argiles péri-nodulaires qui forment le cortex sont riches en fer et la densité des ponctuations du fer augmente sensiblement de l'extérieur vers le nodule.

+ *Coupe de nodule brun* (Pl. III, 11, 12, 13, 14, 15)

Dans le même échantillon, un nodule brun composite est sectionné. Entre deux masses nodulaires on distingue successivement des ferranes, des argilanes et des vides. La kaolinite, dont l'extension est donnée par les cartes de répartition de Si et Al, est irrégulièrement distribuée dans les nodules, faible dans les ferranes, très abondante dans les argilanes. Le fer fonctionne *a contrario* : *il est très irrégulier dans les nodules, très abondant dans les épais ferranes, très faible à nul dans les argilanes.*

Ces faits sont très importants, et confirment clairement les observations micromorphologiques et en particulier la disjonction entre le fer et les argiles dans les revêtements de nodules. Ils convergent avec celles de STOOPS (1968) et BOCQUIER et NALOVIC (1972) qui ont montré la différenciation in situ des ferri-argilanes. Tout ceci sera repris dans la discussion sur l'évolution des cuirasses et leur enrichissement en fer (ch. VIII et X).

+ *Altération des amphiboles* (Pl. IV, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9).

Sur une lame mince du matériau "pistache" du profil KAY 2 prélevé à 17,8 m, un grand cristal d'amphibole altéré tramé a été repéré. Les îlots d'amphibole saine sont localisés sur la photographie au M.E.B. et grâce aux cartes de répartition de Mg et Ca. Ces îlots sont entourés par des argiles smectitiques dont l'extension est indiquée par les cartes de répartition semblables de Si et Al. La carte de répartition du fer se calque sur celle des argiles. *Les smectites, qui sont, nous l'avons vu plus haut, des beïdellites, dérivent des amphiboles par altération in situ.*

Grâce au spectromètre à rayons X à dispersion d'énergie, couplé au M.E.B., des analyses élémentaires par comptage de coups de chaque élément chimique en unité de temps ont pu être effectuées (WEBER et D. TRAUTH, 1977 ; D. TRAUTH *et al.*, 1977). Plusieurs comptages sont enregistrés sur des portions d'amphibole saine, sur les bordures altérées de celles-ci, et au milieu des plages argileuses (Pl. IV, 4). Les rapports des moyennes de ces comptages sont donnés dans le tableau XXV. Ils peuvent être comparés aux rapports moyens de 7 hornblendes de grano-diorite (DEER *et al.*, 1963) et de 6 beïdellites ferrifères africaines (PAQUET, 1969). Ces concentrations sont très comparables pour les mêmes minéraux. Les concentrations du produit situé entre l'amphibole et la beïdellite

sont intermédiaires entre celles du minéral initial et l'argile. Cette transformation d'une amphibole en argile garde à peu près les formes du cristal de départ, c'est donc une pseudomorphose.

Des interprétations seront tentées dans le chapitre X.

Tableau XXV

Profil KAY 2. Résultats des comptages au spectromètre à R. X. de l'altération d'une amphibole

| | Moyenne de 7 amphiboles | Comptages Amphibole | Comptages produit intermédiaire | Comptages Beïdellite | Moyenne de 6 beïdellites |
|--|-------------------------|---------------------|---------------------------------|----------------------|--------------------------|
| SiO ₂ /Al ₂ O ₃ | 6,65 | 5,54 | 5,19 | 2,82 | 2,15 |
| SiO ₂ /MgO | 4,05 | 7,13 | 8,52 | 47,67 | 19,80 |
| SiO ₂ /Fe ₂ O ₃ | 2,48 | 3,66 | 3,01 | 3,97 | 3,35 |
| Fe ₂ O ₃ /MgO | 1,63 | 1,95 | 2,84 | 12,01 | 5,90 |
| Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ | 0,37 | 0,66 | 0,58 | 1,41 | 1,56 |

V - PRINCIPAUX ENSEIGNEMENTS DE L'ÉTUDE DES PROFILS DE KAYA

- L'intérêt des deux profils de Kaya peut se résumer à travers les quelques propositions suivantes :
- Les deux profils sont situés sur une *même roche dans des positions topographiques différentes.*
 - Cette roche-mère commune est une grano-diorite à amphibole et biotite, qui représente, parmi les roches quartzofeldspathiques, un intermédiaire entre les gneiss basiques de la bancotière de Kaya et les granites dont l'altération sera étudiée dans les chapitres ci-après.
 - Les deux profils représentent des coupes verticales complètes de la roche jusqu'à la cuirasse, alors que la coupe de la bancotière n'intéresse que le haut d'un profil.
 - Les deux profils présentent, du bas vers le haut, la même suite ordonnée :
 - . d'horizons : arène, matériau "pistache", argiles bariolées, argiles tachetées, carapace, cuirasse ;
 - . de micro-organisations de ces horizons, dues à des mécanismes qui se succèdent, s'ajoutent et se relaient, pour aboutir à la cuirasse ;
 - . de caractères physico-chimiques et granulométriques ;
 - . d'associations minéralogiques identiques, les plus évidentes étant représentées par le couple minéraux altérables - montmorillonite en bas, et par la paragenèse kaolinite et oxyhydroxydes de fer en haut.
 - Un fait significatif se présente dans les deux profils : *les minéraux altérables, reliques de la roche-mère, sont plus abondants dans les horizons indurés que dans les argiles d'altération sous-jacentes.*
 - Dans les deux profils, l'évolution géochimique est la même. Chaque horizon a sa dynamique particulière. Cette dynamique est conservatoire et additive pour Fe et Al en haut, soustractive pour tous les éléments, y compris le fer, sur tout le reste du profil.

CHAPITRE IV

LES AUTRES PROFILS CUIRASSÉS DE HAUTE-VOLTA

I - LES PROFILS NAY 1 ET NAY 6 DE LA TOPOSÉQUENCE DE NAYOURI

A - PRÉSENTATION

La toposéquence de Nayouri est située au N de Fada N'Gourma (coordonnées 12°16'30"N - 0°17'00"E. fig. 2). Elle est composée de 35 puits dont plus d'un tiers atteignent la roche saine. Alignés sur 2800 m, ces puits permettent de suivre les sols et les altérations le long d'un versant situé entre un replat cuirassé élevé (bowal) et un talweg remblayé, peu incisé. Le profil NAY 1 se trouve sur le replat amont, la fosse NAY 6 est située en aval, et recoupe une cuirasse enterrée (Pl. IX). La pente moyenne est de 0,42%. La roche, qui affleure par endroits, a été cartographiée comme granite fin à biotite monzonitique par BOS (1967). Un cortège pegmatitique est fréquemment observé. Le climat est du type soudanien. La pluviosité, la température et l'évapotranspiration exprimées sous forme de moyennes annuelles sont respectivement de 890 mm, 28°9 et 1019 mm à Fada N'Gourma. Le replat cuirassé supérieur est couvert d'une savane basse à *Combretum glutinosum* et *C. micranthum* dominants. Le reste du versant est colonisé par une savane arborée haute et lâche à Karité, *Terminalia laxiflora*, *Barkia biglobosa* ... Dans les deux cas, la graminée qui domine est *Andropogon gayanus*. Cette végétation est indicatrice de substrats kaoliniques.

B - ÉTUDE MORPHOLOGIQUE

1. DESCRIPTIONS

Les descriptions sont reprises d'un article antérieur (LEPRUN 1971).

a) Le profil NAY 1 (Pl. IV, 11, 13 ; Pl. V, 1, 3, 5, 6)

De 5 à 130 cm : dalle de cuirasse massive à nodules peu distincts. Très dure, difficilement brisable au burin et au marteau. Peut être subdivisée en 4 horizons :

- de 5 à 45 cm : matrice sablo-argileuse à quartz grossiers anguleux, brun-jaune ou rouge, cimentant des nodules ferrugineux brun foncé distincts, mais fortement soudés. Réseau de tubulures de 3 à 10 mm de diamètre, à remplissage partiel argilo-sableux blanc ou jaune-beige. Certains sont vides et présentent, sur les parois internes, des auréoles ferrugineuses concentriques. A 45 cm, une fissuration horizontale à remplissage de sables fins blancs donne un aspect feuilleté.
- de 45 à 75 cm : matrice plus dense, nodules et tubulures en diminution. L'aspect lamellaire augmente vers la base et aboutit à une dislocation en écailles de 2 - 3 cm de long, dont le centre est noir.
- de 75 à 93 cm : fissures horizontales se poursuivant sur toutes les faces de la fosse. Structure lamellaire à vides sous-lamellaires importants. Revêtements de sables fins blancs sur les faces inférieures et pellicules argileuses beiges sur les faces supérieures des lamelles. Matrice peu dense, polyédrique très fine, beige rosé. Les lamelles disjointes de 2 à 4 cm de long, présentent une différenciation concentrique brune, ocre et noire, de l'extérieur vers le centre.

- de 93 à 130 cm : cuirasse plus conglomératique, à nodules ferrugineux bien individualisés de 5 à 10 mm de diamètre. Zone de concentration de gros quartz de 2 à 4 cm, anguleux à sub-émoussés. Même matrice que de 45 à 75 cm. Quelques fissures fines à remplissage friable sablo-argileux.
- De 130 à 270 cm : horizon induré à aspect de carapace.
- de 130 à 198 cm : difficilement brisable au pic. Matrice sablo-argileuse rouge, à plages et passées tubulaires plus argileuses jaune, beige et blanc. Ségrégations peu distinctes, rouge sombre, peu indurées, qui font partie intégrante de la matrice. Frais.
- de 198 à 270 cm : moins dur. Matrice argilo-sableuse rouge à quelques noyaux argileux blanc grisé. Les ségrégations rouge sombre diminuent. Quelques revêtements argileux beige rouge. Très frais et plastique.
- De 270 à 340 cm : horizon d'argiles tachetées subdivisé en 2 horizons :
- de 270 à 315 cm : horizon de transition avec la carapace sus-jacente. Même matrice à plages jaune safran anastomosées et ponctuations argileuses blanches, jaunes et grises. Structure polyédrique fine. Cohésion assez forte. Très frais, peu plastique. Structure du granite sous-jacent faiblement apparente.
- de 315 à 340 cm : même matrice, mais plages plus claires, grises et blanches. Structure de la roche reconnaissable par endroits. Feldspaths blancs friables à contours distincts. Quelques îlots de granite moins altéré, à biotite reconnaissable.
- De 340 à 410 cm : arène granitique diaclasée, à faces brillantes sub-verticales et toucher talqueux. Compact, mais se désagrège sous les doigts. Tous les minéraux sont reconnaissables mais altérés. Passées surmicacées et pegmatitiques centimétriques.
- Au-delà de 410 cm : granite plus sain, dur.

b) Le profil NAY 6

La partie supérieure du profil sur 80 cm est un sol ferrugineux tropical lessivé à pseudogley, dont les horizons sont les suivants :

- A₁ ou A₁₁ de 0 à 14 cm : gris-brun, sableux, massif à cohésion forte et porosité moyennement développée ;
- A₂ ou A₁₂ de 14 à 25 cm : beige clair, sablo-argileux, massif, à cohésion moyenne et porosité bien développées ;
- AB de 25 à 55 cm : jaune - rouge, sablo-argileux à argilo-sableux, polyédrique moyen en assemblage massif, à cohésion faible et porosité assez bien développée ;
- Bgo jusqu'à 80 cm : jaunâtre à plages gris-blanc et ségrégations ocres, rouges et noires, argilo-sableux, polyédrique l à 5 mm, cohésion et porosité faibles.

De 80 à 95 cm : nodules ferrugineux peu soudés emballés dans une matrice sablo-argileuse beige à saupoudrage de sables fins blancs.

De 95 à 200 cm : cuirasse massive à conglomératique, très dure, subdivisée en 2 horizons :

- de 95 à 135 cm : massif à nodules ferrugineux très soudés à une matrice brun-jaune ;
- de 135 à 200 cm : conglomératique à massif. Même matrice. Débris de quartz de 2 à 3 cm. Nodules plus distincts, plus nombreux, brun-rouille à éclat métallique. Fissures horizontales de 195 à 200 cm à vides sous-lamellaires et revêtements de sables fins blancs. Lamelles ferrugineuses à centre noir.

De 200 à 263 cm : carapace brisable au pic, présentant deux sous-horizons :

- De 200 à 230 cm : matrice argilo-sableuse à passées brun-rouge et safran et ségrégations rouge sang ;
- De 230 à 263 cm : matrice bariolée à noyaux argileux rouges, beiges, blancs. Ségrégations rouges moins denses.

De 263 à 340 cm : horizon d'argiles tachetées gris-jaune, dans lequel l'aspect de l'arène est reconnaissable, les feldspaths sont altérés, les micas sont difficilement discernables.

De 340 à 400 cm : arène granitique à structure conservée, tous les minéraux sont reconnaissables.

Au-delà de 400 cm : granite plus sain, dur.

2. INTERPRÉTATIONS

On peut résumer ces descriptions par le tableau XXVI. La succession des horizons de la roche saine à la cuirasse est semblable dans les deux profils. Les caractères morphologiques de ces niveaux ordonnés, ainsi que leurs épaisseurs sont très comparables. Ainsi sur une même roche, deux profils cuirassés situés à des endroits différents d'un même versant, l'un affleurant à l'amont, l'autre recouvert à l'aval, présentent les mêmes différenciations morphologiques verticales.

Tableau XXVI

NAY 1 et 6. Description morphologique abrégée

| NAY 1 | | NAY 6 |
|--------------|--|--------------|
| | Sol ferrugineux tropical lessivé à pseudogley | 0 - 80 cm |
| | Nodules ferrugineux disjoints | 80 - 95 cm |
| 5 - 130 cm | Cuirasse ferrugineuse massive et nodulaire très dure | 95 - 200 cm |
| 130 - 270 cm | Carapace ferrugineuse dure | 200 - 263 cm |
| 270 - 340 cm | Argiles tachetées | 263 - 340 cm |
| 340 - 410 cm | Arène granitique | 340 - 400 cm |
| > 410 cm | Granite plus sain, dur | > 400 cm |

C - ÉTUDE MICROMORPHOLOGIQUE

1. PROFIL NAY 1 (Pl. IV, 12, 14, 15 ; Pl. V, 2, 4)

La roche au-delà de 410 cm : cristaux de quartz de deux sortes : à bords rectilignes qui s'éteignent par plans, et automorphes à extinction roulante. Grands cristaux de microcline. Plagioclases oligoclase peu abondants. Micas biotite et muscovite sains. Minéraux accessoires divers : épidote, sphène, apatite, calcite.

L'arène. A 390 cm : les quartz sont microfissurés orthogonalement suivant une maille fine (0,04 mm), et également fissurés (0,1 mm). La microfissuration atteint surtout les quartz à bords rectilignes, les autres se corrodent en surface. Le microcline est peu altéré, le plagioclase est séricitisé. La muscovite est saine, les biotites s'altèrent en donnant des argiles teintées de fer. Très rares fissures à argilanes orientés.

A 350 cm : au contact entre l'arène et les argiles tachetées, des plages de plasma masépique et omnisépique envahissent l'assemblage porphyrosquelique de l'arène. La concentration plasmique et ferrugineuse (goethite et un peu d'hématite) augmente vers le haut. Grands argilanes vosépiques à extinction roulante et quelques agrotubules. Les biotites s'exfolient et se chargent en fer, les muscovites sont intactes.

Les argiles tachetées. A 300 cm : l'assemblage aggloméroplasmique se développe et avec lui les plages vosépique et masépique. Les premiers nodules ferrugineux se forment par concentration du fer dans le plasma, puis séparation du plasma environnant par fissuration périphérique. A l'intérieur des nodules brun-rouge se reconnaissent des minéraux peu altérés (muscovite, microcline, quartz...) et l'assemblage porphyrosquelique initial. Dans les plages porphyrosqueliques relictuelles de l'arène, la plasmation argileuse masépique gagne et la proportion de glébules hématitiques est supérieure à celles des argiles cutaniques. Dans ces dernières, les ferri-argilanes les plus internes sont les plus riches en fer (goethite très opaque et hématite). La densité des vides est moyenne, mais leur diamètre dépasse le plus souvent 1 mm.

La carapace ferrugineuse. A 230 cm : la nodulation et l'aggloméroplasmation s'intensifient. Les plages vosépiques augmentent et avec elles l'enrichissement en fer des ferri-argilanes internes qui deviennent hématitiques. Les plages porphyrosqueliques sont rares, le plasma squelsépique apparaît. Les premiers nodules sont repris, recimentés, fissurés à nouveau et gagnent en volume.

A 160 cm : les nodules sont volumineux, séparés du plasma par des fissures périphériques et contiennent de nombreux minéraux relictuels (micas, microcline...) dont la trame ferruginisée et parfois les teintes de polarisation, persistent. Le plasma est vosépique et squelsépique autour des quartz. Ceux-ci sont micro-fissurés, alors que ceux situés à l'intérieur des nodules ne le sont pas (grande taille, bords rectilignes, extinction par plans, faible corrosion de bordure...). Un cortex périnodulaire se forme, associant argilanes, ferranes zonés et petits grains de quartz. Les fissures isolent, sur le nodule, les ferranes hématitiques internes des ferri-argilanes du plasma, riches en goethite.

La cuirasse ferrugineuse. A 110 cm : l'assemblage aggloméroplasmique domine. Les vides sont importants. L'hématite l'emporte sur la goethite et est pratiquement exclusive dans les nodules et leur

cortex. Les quartz des nodules sont corrodés et isolés par des vides de leur gangue ferrugineuse. La trame des minéraux épigénisés par le fer persiste. Les argilanes les plus externes de la matrice qui bordent les vides, sont jaune cire, et très pauvres en fer.

A 80 cm : à l'intérieur des ferri-argilanes de l'emballage nodulaire, une concentration plasmiqque sous forme de polyèdres de 0,4 à 0,5 mm, délimités par des fissures, individualise l'hématite. Les mécanismes responsables semblent les mêmes que ceux de la formation des cortex périnodulaires.

A 75 cm : une fissure horizontale large est recoupée. En bordure du vide, la concentration en fer-ranés hématitiques est importante. L'assemblage est squelsépique, et localement intertextique. Les argiles jaune cire ont pratiquement disparu, mais quelques unes, rares, restent dans les creux en bordure des vides fissuraux lamellaires et attestent de leur élimination. Des cutanes noirs, à éclat mat, assez nombreux, bordent les vides, ou se concentrent, au centre, avec des bandes ferrugineuses lamellaires.

De 30 à 45 cm : assemblage porphyrosquelique par jonction de tous les nodules. La matrice, squelsépique, est peu abondante. Quelques plages vosépiques présentent des ferranes zonés d'hématite. La muscovite et le microcline épigénisés par le fer sont encore reconnaissables. Les quartz des nodules sont fortement cariés ou absents et laissent alors des alvéoles vides. Près des fissures, les nodules acquièrent un centre de cutanes noirs à éclat mat.

Le tableau XXVII résume les observations micromorphologiques.

Tableau XXVII

NAY 1. Résumé des descriptions micromorphologiques

| NIVEAU | ASSEMBLAGE | PLASMA | TRAITS PEDOLOGIQUES |
|--|--|---|---|
| 20 - 45 cm (fissure) <i>Cuirasse</i> 75 cm 80 cm 110 cm | Porphyrosquelique Squelsépique et intertextique aggloméroplasmique | Squelsépique Vosépique - squelsépique et masépique (peu) | Concentration d'hématite dans les ferri-argilanes du plasma. Ferranes hématitiques épais en bordure des fissures. Hématite > goëthite |
| <i>Carapace</i> 160 cm 230 cm | aggloméroplasmique et porphyrosquelique (peu) | Vosépique - squelsépique peu asépique | Nodules complexes. Néoferranes de cortex. Ferri-argilanes plus épais Goëthite = Hématite |
| <i>Argiles tachetées</i> 300 cm | Porphyrosquelique et aggloméroplasmique | argilasépique Vosépique - masépique | Premiers nodules ferrugineux ferri-argilanes internes denses Goëthite > Hématite |
| <i>Arène</i> 350 cm 390 cm > 410 cm | Porphyrosquelique et aggloméroplasmique (peu) | argilasépique et vosépique + masépique | Ferri-argilanes sur les biotites rares argilanes fissuraux |
| roche - mère = granite fin à biotite, oligoclase, microcline | | | |

2. PROFIL NAY 6

Ces lames présentent des faciès semblables aux précédentes et mettent en évidence :

- la même succession des différents assemblages du bas vers le haut,
- des stades de nodulation identiques,
- la présence de cutanes noirs à éclat mat au centre des nodules et en bordure des fissures,
- l'apparition de quartz pratiquement sains au niveau de la carapace, alors que la microfissuration est importante en dessous,
- la plus grande abondance des minéraux relictuels dans les niveaux indurés supérieurs.

3. INTERPRÉTATIONS

A partir d'une micro-organisation homogène, sous la forme d'une altéropiasation des minéraux primaires, se différencient très rapidement vers le haut, des organisations qui aboutissent à la cuirasse. Un certain nombre de caractères peut être mis en évidence. Les ségrégations ferrugineuses commencent tôt, dès le sommet de l'arène, dans des altérations d'épaisseur moyenne. La nodulation

est rapide, mais d'intensité modérée. Les organisations issues de l'altéroplasma sont de deux types : la matrice et les nodules bruns. Les nodules proviennent d'une concentration ferrugineuse plasmique au sein de l'altéroplasma, suivie d'une ou plusieurs disjonctions entre les nodules et le plasma. Cette double origine permet d'attribuer aux nodules bruns des caractères de lithorelique et de pédorelique. On passe d'une organisation de concentration plasmique continue dans les argiles tachetées, à une organisation discontinue dans la carapace et la cuirasse, puis à nouveau à une organisation continue au sommet de la cuirasse. Les mécanismes de formation des cortex et des fissures périnodulaires, de différenciation des ferranes hématitiques internes, de dissolution des quartz dans les nodules, jouent, comme à Kaya, un rôle important dans la concentration du fer.

D - DONNÉES ANALYTIQUES

1. ANALYSES PÉDOLOGIQUES

a) Granulométrie

Les variations granulométriques verticales de la terre fine de 0 à 2 mm et de la fraction sableuse de 0,05 à 2 mm, après déferrification par la méthode de DE ENDREDDY (1963) sont reproduites dans les figures 23 et 24. L'examen de la fig. 23 montre que les spectres granulométriques de la terre fine des deux profils sont comparables. Les pourcentages pondéraux des fractions limon fin, limon grossier et sable fin, sont constants sur toute la hauteur des profils. Seules varient de façon complémentaire les fractions argileuse et sableuse grossière. Le "ventre" d'argile apparaît au niveau des argiles tachetées.

Les histogrammes de la figure 24 présentent les mêmes fractions dominantes (1,6 à 0,63 - 0,5 à 0,4 - 0,08 à 0,06 mm) du bas vers le haut des deux profils pourtant éloignés de plus de 1800 m. La permanence de ces fractions représente la caractéristique granulométrique de la même roche de départ.

b) Autres analyses

Les principales déterminations physico-chimiques sont groupées dans le tableau XXVIII. L'examen de ce tableau révèle que les niveaux sous cuirasse du profil aval NAY 6 sont assez différents de ceux du profil amont NAY 1. Ils sont en effet moins poreux, moins perméables et mieux pourvus en eau "utile". Les caractères chimiques vont dans le même sens. Les altérations et l'arène du profil aval sont plus riches en bases échangeables et moins acides, et donc en un mot, plus confinées que celles du profil amont. Leur capacité d'échange, ramenée à 100 g d'argile, est aussi plus élevée. L'équilibre des bases dans les argiles tachetées des deux profils est le suivant : Ca > Mg > K > Na, alors que dans les arènes, on a Ca > Mg > Na > K.

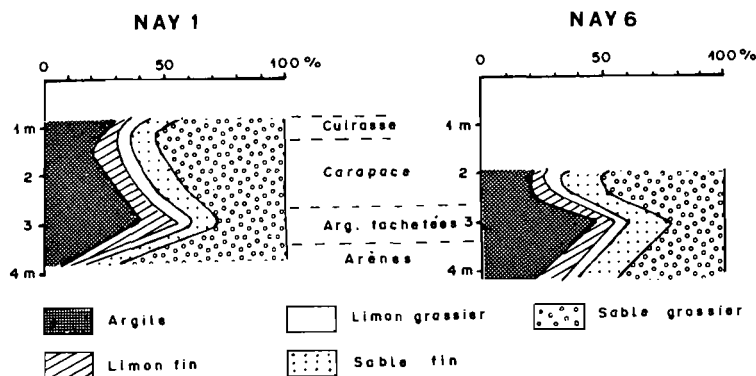


Fig. 23 - Profils NAY 1 et 6. Granulométries

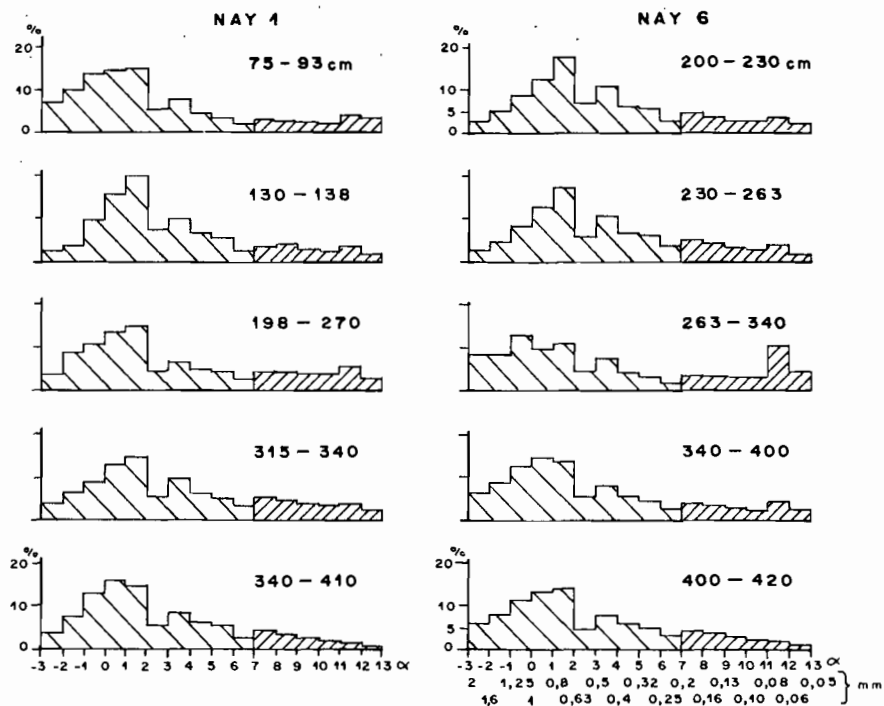


Fig. 24 - Profils NAY 1 et 6. Granulométries des sables

Tableau XXVIII

NAY 1 et 6. Déterminations physico-chimiques

| | NAY 1 | | | NAY 6 | | |
|----------------------|----------|----------------|-------|----------|----------------|-------|
| | Carapace | Arg. tachetées | Arène | Carapace | Arg. tachetées | Arène |
| Caract. physiques : | | | | | | |
| Porosité (%) | 6,8 | 15,0 | 14,8 | 13,0 | 16,7 | 10,8 |
| Eau utile (%) | 2,8 | 4,0 | 4,7 | 3,7 | 5,0 | 8,7 |
| Perméabilité (cm/h) | 4,0 | 1,8 | 0,6 | 2,7 | 1,0 | 0,2 |
| Densité | 2,33 | 1,90 | 1,98 | 2,20 | 1,70 | 1,96 |
| Caract. chimiques : | | | | | | |
| S(méq/100g) | 1,9 | 2,8 | 2,2 | 3,9 | 5,1 | 7,8 |
| T(méq/100g) | 4,6 | 6,0 | 1,5 | 5,1 | 6,3 | 8,5 |
| S/T(%) | 41 | 47 | 100 | 76 | 82 | 92 |
| pH eau | 5,5 | 5,6 | 5,6 | 5,9 | 5,7 | 5,8 |
| pH KCl | 4,0 | 4,1 | 4,1 | 4,9 | 4,5 | 4,0 |
| T pour 100g d'argile | 13,0 | 15,0 | 20,9 | 30,0 | 13,0 | 28,4 |

2. ANALYSES GÉOCHIMIQUES

La composition chimique des différents horizons des deux profils et de leurs roches-mères, est donnée dans le tableau XXIX.

Tableau XXIX

NAY 1 et 6. Compositions chimiques

| horizons | % | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Mn ₃ O ₄ | TiO ₂ | Perte au feu | Total |
|---------------|---|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------|--------|
| NAY 1 5- 20cm | | 45,80 | 14,00 | 28,10 | 0,083 | 0,154 | 0,119 | 0,178 | 0,021 | 0,80 | 10,39 | 99,64 |
| 20- 40 | | 45,00 | 13,60 | 29,70 | 0,080 | 0,098 | 0,097 | 0,270 | 0,028 | 0,80 | 9,94 | 99,61 |
| 40- 75 | | 54,00 | 13,20 | 22,60 | 0,076 | 0,104 | 0,100 | 0,183 | 0,027 | 0,75 | 8,91 | 99,95 |
| 75- 93 | | 43,00 | 12,75 | 32,30 | 0,070 | 0,104 | 0,124 | 0,188 | 0,062 | 0,70 | 10,15 | 99,45 |
| 93-130 | | 49,80 | 11,70 | 28,10 | 0,046 | 0,090 | 0,097 | 0,137 | 0,058 | 0,60 | 8,90 | 99,53 |
| 130-198 | | 53,00 | 11,40 | 25,20 | 0,050 | 0,070 | 0,092 | 0,157 | 0,030 | 0,55 | 8,54 | 99,09 |
| 198-270 | | 50,20 | 15,20 | 22,30 | 0,086 | 0,070 | 0,162 | 0,386 | 0,025 | 0,65 | 9,97 | 99,05 |
| 270-315 | | 58,10 | 17,80 | 10,90 | 0,133 | 0,118 | 0,132 | 1,036 | 0,015 | 0,70 | 9,25 | 98,18 |
| 315-340 | | 61,60 | 19,70 | 4,35 | 0,209 | 0,132 | 0,264 | 2,169 | 0,015 | 0,70 | 9,35 | 98,49 |
| 340-410 | | 69,20 | 16,10 | 0,90 | 0,395 | 1,035 | 4,044 | 3,422 | 0,076 | 0,15 | 2,85 | 98,17 |
| Roche mère | | 71,70 | 14,40 | 1,60 | 0,43 | 1,40 | 3,87 | 4,68 | 0,021 | 0,18 | 2,07 | 100,35 |
| NAY 6 95-135 | | 46,10 | 12,80 | 28,10 | 0,085 | 0,143 | 0,074 | 0,247 | 0,237 | 0,63 | 10,06 | 98,47 |
| 135-200 | | 44,80 | 13,30 | 29,90 | 0,076 | 0,084 | 0,140 | 0,458 | 0,067 | 0,55 | 9,62 | 98,99 |
| 200-230 | | 46,00 | 15,80 | 25,90 | 0,083 | 0,098 | 0,140 | 0,236 | 0,070 | 1,00 | 10,25 | 99,58 |
| 230-263 | | 46,15 | 18,50 | 22,90 | 0,10 | 0,135 | 0,100 | 0,302 | 0,042 | 0,85 | 12,19 | 101,27 |
| 263-340 | | 56,92 | 20,60 | 7,92 | 0,26 | 0,22 | 0,43 | 0,82 | 0,016 | 0,85 | 13,99 | 102,02 |
| 340-400 | | 64,12 | 17,90 | 3,20 | 0,270 | 0,265 | 0,620 | 3,65 | 0,015 | 0,63 | 9,06 | 99,73 |
| 400-420 | | 64,30 | 17,35 | 2,60 | 0,28 | 0,42 | 1,35 | 3,90 | 0,011 | 1,10 | 7,53 | 98,84 |
| Roche mère | | 72,80 | 15,10 | 1,50 | 0,39 | 1,20 | 3,61 | 4,96 | 0,10 | 0,21 | 0,37 | 100,24 |

a) Etablissement des bilans géochimiques

Les calculs de ces bilans ont été effectués à l'aide des raisonnements à volume et à titane constants, à partir des analyses du tableau précédent. La comparaison des valeurs issues des deux modes de calcul (tabl. XXX) révèle une assez grande dispersion de ces valeurs. Cette dispersion affecte surtout les sesquioxides, la silice et Mn₃O₄. Les valeurs de mobilité des alcalins et alcalino-terreux sont très comparables. Le tableau XXXI rapporte les ordres de mobilité des principaux horizons. Dans ce tableau, le calcul isotitane a été utilisé pour les niveaux cuirassés et carapacés où le maintien des volumes (morphologie, micromorphologie ...) n'est pas assuré. Le raisonnement isovolumétrique a en revanche été employé pour les argiles tachetées et l'arène.

L'examen du tableau XXXI fait ressortir les faits suivants :

- De la cuirasse jusqu'aux argiles tachetées incluses, les deux profils présentent une *concordance* parfaite de leur dynamique géochimique. Les ordres de mobilité sont les mêmes, ou peu s'en faut. *Le fer est le seul élément qui s'accumule dans tous les niveaux*. Dans les argiles tachetées, le titane se concentre avec lui. Al et Si se situent en position médiane dans les ordres de mobilité : ils sont modérément évacués. Les alcalins et alcalino-terreux sont les éléments les plus mobiles et sont en grande partie éliminés.
- *La dynamique des éléments, dans les arènes des deux profils, s'oppose*. Dans le profil amont, Mn se concentre, Na est peu éliminé, Ti et Fe le sont davantage. Dans le profil aval, Fe et Ti s'accumulent, Mn est l'élément le plus mobile. Dans les deux cas, l'alumine, la silice et une partie des bases ont le même comportement ; ils sont modérément évacués.

A une forte similitude du comportement géochimique de toute la partie supérieure et médiane des deux profils, s'oppose la dynamique géochimique de leurs arènes. L'amont stocke le manganèse et libère le fer, l'inverse se produit à l'aval.

Tableau XXX

NAY 1 et 6. Bilans géochimiques en % par rapport à la roche

| Calcul à volume constant | | | | | | | | | | |
|--------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------|------|-------------------|------------------|--------------------------------|------------------|-------|
| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Mn ₃ O ₄ | TiO ₂ | |
| NAY 1 | 5- 20cm | - 44 | - 14 | + 1452 | - 83 | - 90 | - 97 | - 96 | - 11 | + 296 |
| | 20- 40 | - 41 | - 11 | + 1642 | - 83 | - 93 | - 98 | - 94 | + 24 | + 320 |
| | 40- 75 | - 33 | - 18 | + 1159 | - 85 | - 93 | - 98 | - 96 | + 15 | + 274 |
| | 75- 93 | - 44 | - 18 | + 1778 | - 85 | - 93 | - 97 | - 96 | + 174 | + 263 |
| | 93-130 | - 38 | - 27 | + 1473 | - 90 | - 94 | - 98 | - 97 | + 146 | + 200 |
| | 130-198 | - 90 | - 31 | + 1280 | - 90 | - 96 | - 98 | - 97 | + 26 | + 170 |
| | 198-270 | - 37 | - 4 | + 1164 | - 82 | - 96 | - 96 | - 91 | - 7 | + 228 |
| | 270-315 | - 39 | - 6 | + 417 | - 77 | - 94 | - 97 | - 80 | - 46 | + 198 |
| | 315-340 | - 38 | - 2 | + 147 | - 65 | - 93 | - 95 | - 60 | - 48 | + 183 |
| | 340-410 | - 26 | - 14 | - 57 | - 30 | - 43 | - 19 | - 32 | + 178 | - 35 |
| NAY 6 | 95-135cm | - 40 | - 19 | + 1687 | - 79 | - 89 | - 98 | - 95 | + 140 | + 188 |
| | 135-200 | - 37 | - 10 | + 1931 | - 80 | - 93 | - 96 | - 91 | - 32 | + 171 |
| | 200-230 | - 41 | - 2 | + 1512 | - 80 | - 93 | - 96 | - 96 | - 36 | + 349 |
| | 230-263 | - 55 | - 13 | + 982 | - 82 | - 92 | - 98 | - 96 | - 68 | + 190 |
| | 263-340 | - 46 | - 6 | + 264 | - 54 | - 87 | - 92 | - 89 | - 78 | + 182 |
| | 340-400 | - 28 | - 4 | + 73 | - 44 | - 82 | - 86 | - 40 | - 78 | + 145 |
| | 400-420 | - 30 | - 9 | + 36 | - 44 | - 72 | - 70 | - 38 | - 92 | + 316 |
| Calcul à titane constant | | | | | | | | | | |
| NAY 1 | 5- 20cm | - 85 | - 78 | + 304 | - 96 | - 97 | - 99 | - 99 | - 77 | |
| | 20- 40 | - 86 | - 78 | + 327 | - 96 | - 98 | - 99 | - 99 | - 69 | |
| | 40- 75 | - 82 | - 78 | + 239 | - 96 | - 98 | - 99 | - 99 | - 70 | |
| | 75- 93 | - 84 | - 77 | + 425 | - 96 | - 98 | - 99 | - 99 | - 32 | |
| | 93-130 | - 79 | - 76 | + 427 | - 97 | - 98 | - 99 | - 99 | - 37 | |
| | 130-198 | - 76 | - 74 | + 420 | - 96 | - 98 | - 99 | - 99 | - 66 | |
| | 198-270 | - 80 | - 70 | + 290 | - 94 | - 99 | - 99 | - 98 | - 73 | |
| | 270-315 | - 79 | - 68 | + 77 | - 92 | - 98 | - 99 | - 94 | - 84 | |
| | 315-340 | - 78 | - 64 | - 29 | - 87 | - 98 | - 98 | - 88 | - 84 | |
| | 340-410 | + 16 | + 34 | - 32 | + 10 | - 11 | + 25 | - 12 | - 17 | |
| NAY 6 | 95-135cm | - 79 | - 72 | + 518 | - 93 | - 96 | - 99 | - 99 | - 22 | |
| | 135-200 | - 77 | - 67 | + 657 | - 93 | - 97 | - 98 | - 97 | - 75 | |
| | 200-230 | - 87 | - 78 | + 263 | - 96 | - 98 | - 99 | - 99 | - 85 | |
| | 230-263 | - 84 | - 69 | + 282 | - 94 | - 97 | - 99 | - 98 | - 89 | |
| | 263-340 | - 80 | - 66 | + 32 | - 83 | - 95 | - 97 | - 96 | - 96 | |
| | 340-400 | - 92 | - 70 | - 47 | - 83 | - 94 | - 96 | - 81 | - 96 | |
| | 400-420 | - 83 | - 78 | - 67 | - 86 | - 93 | - 93 | - 85 | - 98 | |

Tableau XXXI

NAY 1 et 6. Ordre de mobilité des éléments (→ mobilité croissante)

| NAY 1 | NIVEAUX | NAY 6 |
|--|-------------------|--|
| <u>Fe</u> < Mn < Al < Si < Mg < Ca < Na - K | Cuirasse | <u>Fe</u> < Mn < Al < Si < Mg < Ca < Na - K <u>Fe</u> < Al < Mn < Si < Mg < Ca - K < Na |
| <u>Fe</u> < Mn < Al < Si < Mg < Ca < Na - K <u>Fe</u> < Al < Mn < Si < Mg < K < Ca - Na | Carapace | <u>Fe</u> < Al < Mn < Si < Mg < Ca < K - Na <u>Fe</u> < Al < Si < Mn < Mg < Ca < K < Na |
| <u>Fe</u> < <u>Ti</u> < Al < Si < Mn < Mg < K < Ca < Na <u>Ti</u> < <u>Fe</u> < Al < Mn < Si < Mg < K < Ca - Na | Argiles tachetées | <u>Fe</u> < <u>Ti</u> < Al < Si < Mg < Mn < Ca < K < Na <u>Ti</u> < <u>Fe</u> < Al < Si < K < Mg < Mn < Ca < Na |
| <u>Mn</u> < Al < Na < Si < Mg < K < Ti < Ca < Fe | Arène | <u>Ti</u> < <u>Fe</u> < Al < Si < K < Mg < Na < Ca < Mn |

3. ANALYSES TRIACIDES ET ÉVOLUTION DU RAPPORT KI

Le tableau XXXII fournit quelques rapports issus des résultats de l'attaque triacide. Les valeurs des rapports moléculaires SiO_2/Al_2O_3 (Ki) et $SiO_2/Al_2O_3 + Fe_2O_3$ varient dans le même sens, dans les deux profils, ils diminuent graduellement de la base au sommet. La valeur de Ki = 2,0 qui correspond à celle de la kaolinite, se situe au niveau de la carapace ou des argiles tachetées. Au-dessus, la valeur de Ki inférieure à 2, traduit la présence d'alumine libre ou associée à des hydroxydes de fer, et équivaut à une désilicification. La régularité de cette désilicification vers le haut, conduit à une étude de la variation de Ki en fonction de la profondeur. La corrélation est significative à moins de 1%, et le calcul de la régression montre que la courbe $Ki = f(\text{mètres})$ est susceptible d'un ajustement linéaire qui répond à l'équation $Ki = 2,46 - 0,21 m$ en NAY 1 et $Ki = 2,46 - 0,34 m$ en NAY 6.

Les valeurs élevées de Ki vers la base des profils indiquent la présence de minéraux primaires et de minéraux argileux autres que la kaolinite à l'approche de l'arène. Le tableau XXXIII dans lequel figurent les rapports issus de l'analyse de la fraction du résidu non attaqué par le traitement triacide confirme cette interprétation. A partir des argiles tachetées, la teneur en silice de ce résidu qui était jusque là de 99%, diminue vers le bas. Les calculs ramenés en pourcents des analyses du résidu sans la silice, montrent un accroissement des teneurs en Ca, Mg, K, et surtout Na, vers le haut des profils. Ce point particulier, déjà mis en évidence dans les profils des chapitres précédents, sera repris et discuté dans les interprétations.

Tableau XXXII

NAY 1 et 6. Rapports SiO_2/Al_2O_3 et $SiO_2/Al_2O_3 + Fe_2O_3$

| NAY 1 | Ki | SiO_2/R_2O_3 | Niveaux | SiO_2/R_2O_3 | Ki | NAY 6 |
|-----------|------|----------------|-------------------|----------------|------|-----------|
| 5-20cm | 1,57 | 0,69 | Cuirasse | 0,83 | 1,91 | 95-135cm |
| 20-45 | 1,77 | 0,73 | | | | |
| 45-75 | 1,88 | 0,88 | | | | |
| 75-93 | 1,82 | 0,68 | | | | |
| 93-130 | 1,95 | 0,74 | | | | |
| 130-198 | 2,10 | 0,84 | Carapace | 0,91 | 1,87 | 200-230 |
| 198-270 | 2,04 | 1,02 | | | | |
| 270-315 | 2,19 | 1,52 | Argiles tachetées | 1,10 | 1,98 | 230-263 |
| 315-340 | 2,27 | 1,94 | | | | |
| 340-410cm | 2,59 | 2,19 | Arène | 2,21 | 2,52 | 340-400cm |

Tableau XXXIII

NAY 1. *Calculs des proportions de la fraction du résidu de l'attaque triacide*

| NAY 1 | % $\frac{\text{SiO}_2 \text{ du résidu}}{\text{résidu total}}$ | % (résidu - SiO_2 résidu) | | | | | |
|-----------|--|------------------------------------|----|----|----|----|----|
| | | Al | Fe | Ca | Mg | K | Na |
| 45- 75cm | 99 | 37 | 6 | 17 | 3 | 14 | 23 |
| 75- 93 | 99 | 11 | 5 | 18 | 3 | 16 | 47 |
| 93-130 | 99 | 10 | 10 | 25 | 5 | 15 | 35 |
| 270-315 | 93 | 41 | 1 | 2 | 0 | 52 | 5 |
| 340-410cm | 83 | 71 | 0 | 3 | 0 | 18 | 8 |

4. ANALYSES MINÉRALOGIQUES

a) Minéraux lourds

Les résultats concernant les minéraux lourds sont reportés dans le tableau XXXIV.

L'examen de ce tableau montre :

- que les espèces minérales sont les mêmes et se trouvent dans des proportions très semblables, dans deux profils ;
- que les niveaux les moins bien pourvus sont les argiles tachetées, et que dans ces niveaux, seuls sont présents les minéraux résistants (zircon, tourmaline) ;
- que le pourcentage pondéral le plus élevé concerne l'endroit où la cuirasse est fissurée (45 à 75 cm) ;
- que le rutile apparaît surtout dans les horizons ferrugineux indurés.

Le petit horizon humifère qui recouvre la cuirasse sommitale est enrichi en épidote par rapport au profil. Cet enrichissement peut s'expliquer par l'activité biologique, termitique en particulier, qui ramène en surface les matériaux frais de l'arène pour la construction des édifices épigés (LEVÊQUE, 1975).

Tableau XXXIV

NAY 1. *Pourcentage numérique des minéraux lourds transparents. Pourcentage pondéral de la fraction lourde totale.*

| NAY 1 | Epidote Disthène | | Staurotide | Tourmaline | Zircon | Rutile | % Pondéral |
|-----------|------------------|---|------------|------------|--------|--------|------------|
| 0- 5cm | 24 | 1 | 10 | 6 | 41 | 6 | 0,13 |
| 5- 20 | | | 11 | 5 | 84 | | 0,11 |
| 20- 45 | | 2 | 12 | 8 | 72 | 6 | 0,31 |
| 45- 75 | 4 | 5 | 16 | | 66 | 9 | 0,93 |
| 75- 93 | + | 1 | 5 | 12 | 72 | 8 | 0,07 |
| 93-130 | 1 | 1 | 7 | | 85 | 6 | 0,21 |
| 130-198 | 5 | | 4 | | 87 | 4 | 0,50 |
| 198-270 | 3 | 5 | 5 | 1 | 85 | 1 | 0,15 |
| 270-315 | 2 | + | 2 | + | 89 | 7 | 0,04 |
| 315-340 | | | 14 | 5 | 81 | | 0,11 |
| 340-410cm | 97 | | + | | 3 | | 0,14 |

b) Déterminations diffractométriques

* Echantillons argileux orientés (tabl. XXXV)

Ces déterminations indiquent que l'évolution des minéraux argileux est semblable dans les deux profils. La kaolinite est dominante, ou exclusive. Les interstratifiés ne sont présents, en quantité notable, qu'à la base des profils. Vers le haut ils sont réduits à l'état de traces associés à des traces d'illite et de chlorite. La montmorillonite n'apparaît que dans l'arène du profil aval.

Tableau XXXV

Evaluation semi-quantitative des minéraux argileux de la fraction < 2 μ orientée des profils NAY 1 et 6

| NAY 1 | K | Il. | Ch. | Int. | M | Niveaux | M | Int. | Ch. | Il. | K | NAY 6 |
|----------|----|-----|-----|------|---|-------------------|---|------|-----|-----|---|----------|
| 20- 45cm | 10 | tr | tr | tr | | Cuirasse | | tr | tr | l | 9 | 95-135cm |
| 45- 75 | 10 | tr | tr | tr | | | | tr | tr | l | 9 | 135-200 |
| 75- 93 | 10 | tr | tr | tr | | | | | | | | |
| 93-130 | 10 | tr | tr | tr | | | | | | | | |
| 130-198 | 10 | tr | tr | tr | | Carapace | | tr | tr | l | 9 | 200-230 |
| 198-270 | 10 | tr | tr | tr | | | | tr | tr | l | 9 | 230-263 |
| 270-315 | 10 | tr | tr | tr | | Argiles tachetées | | l | tr | tr | 9 | 263-340 |
| 315-340 | 10 | tr | tr | tr | | | | | | | | |
| 340-410 | 8 | tr | tr | 2 | | Arène | 2 | | tr | l | 7 | 340-400 |
| | | | | | | | 3 | | | € | 7 | >400 |

K = kaolinite. Il = illite. Ch = chlorite. Int = interstratifiés (10-14M)M et (14C-14M). M = montmorillonite. tr = traces

* Echantillons en poudre

Des déterminations ont été effectuées sur les poudres de nodules ferrugineux prélevés à la fraise de dentiste d'une part, et sur les poudres des échantillons bruts d'autre part. Les diagrammes obtenus sur les échantillons bruts ne révèlent aucune évolution notable des espèces minérales sur toute la hauteur des profils. En revanche, les nodules ferrugineux fournissent des diagrammes qui indiquent du bas vers le haut (fig. 25) :

- une diminution progressive des pics de la kaolinite, du quartz, de la goéthite ;
- un accroissement de l'hématite qui domine la goéthite dans tous les niveaux.

* Evaluation des taux d'hématite, de goéthite, et de leur taux de substitution en aluminium

Les indications sur ces calculs ont été fournies dans les chapitres précédents. Le tableau XXXVI regroupe le résultat de ces calculs. L'examen de ce tableau confirme la constance des teneurs en goéthite et hématite des échantillons bruts, et l'accroissement de la teneur en hématite, du bas vers le haut dans les nodules. Le taux de substitution en aluminium de la goéthite croît vers le haut, alors que la quantité de goéthite diminue. Les pics de l'hématite ne subissent aucun déplacement appréciable. Dans l'étude de la bancotière de Kaya, en accord avec les résultats de BESNUS (1977), la chute brutale du taux d'aluminium total a été reliée aux teneurs en fer, la rupture intervenant lorsque le taux de Fe₂O₃ dépasse 50%. Il est à remarquer que ce seuil n'est pas atteint ici. Il y a 32% de Fe₂O₃ dans la cuirasse au sommet du puits NAY 1 et 34% dans les nodules à 45 cm. On constate que le taux d'aluminium ne chute pas, et que le taux de substitution en Al dans la goéthite progresse.

* Estimation des différents constituants

Comme cela a été fait auparavant, on peut considérer la majeure partie du profil comme constituée uniquement de kaolinite, de quartz, et d'oxy-hydroxydes de fer. Si l'on attribue la totalité

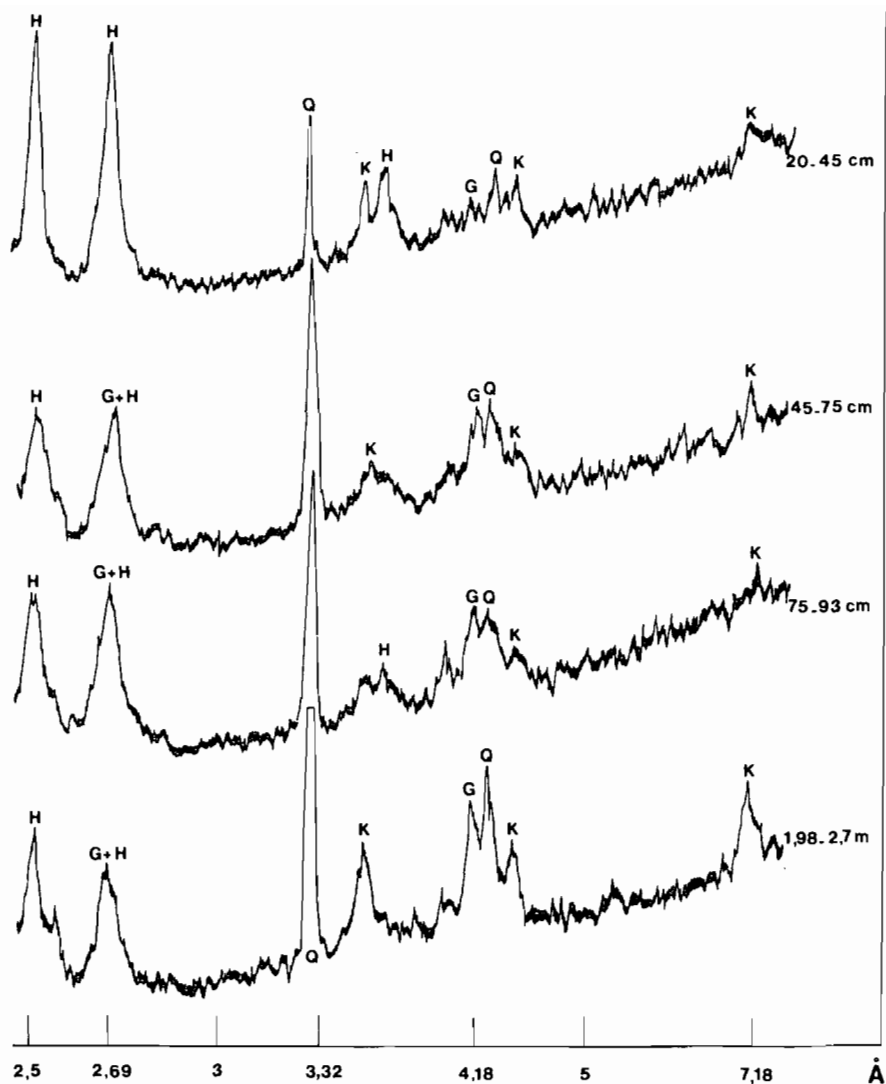


Fig. 25 - Profil NAY 1. Diagrammes diffractométriques des nodules ferrugineux
G = goéthite. H = hématite. K = kaolinite. Q = quartz

de l'aluminium à la constitution de la kaolinite, les calculs fournissent 29% de kaolinite, 39,5% de quartz et 31,5% d'oxy-hydroxydes de fer dans la carapace du profil NAY 1. Dans les argiles tachetées ces taux sont respectivement de 45, 37 et 18%.

* *Eau de constitution de la goéthite*

On sait que 10% d'eau entre dans la constitution de la goéthite. Si l'on soustrait de la perte au feu, la quantité d'eau liée à la kaolinite, la quantité d'eau fixée par les goéthites est toujours supérieure à la quantité stoechiométrique. Si l'on part de cette quantité d'eau pour calculer les proportions de goéthite par rapport à l'hématite, ces proportions paraissent anormalement élevées, comparées à celles qui sont estimées dans les lames minces, et calculées dans le tableau précédent. Ainsi, l'échantillon NAY 1 130-198 cm se voit attribuer 95% de goéthite et 5% d'hématite, contre respectivement 45 et 55% dans le tableau XXXIV. Ce problème sera discuté dans le paragraphe consacré aux interprétations. (chap. X)

* *Evaluations des teneurs en quartz, feldspath K et plagioclase*

La figure 26 illustre les variations de ces trois constituants avec la profondeur. Ces variations sont très semblables pour les deux profils. Les teneurs en plagioclases et en microcline,

Tableau XXXVI

NAY 1. Proportions de goethite et d'hématite
Taux de substitution en Al. NC = non calculé

| NAY 1 - Echantillon brut | Nodules ferrugineux | | | | | |
|--------------------------|---------------------|-----|-----|-----|--------|--------|
| | G % | H % | H % | G % | Al G % | Al H % |
| 20- 45cm | 33 | 67 | 90 | 10 | 20 | - |
| 45- 75 | 35 | 65 | 85 | 15 | 15 | - |
| 75- 93 | 30 | 70 | 87 | 13 | 16 | - |
| 93-130 | 36 | 64 | NC | NC | NC | - |
| 130-198 | 45 | 55 | NC | NC | NC | - |
| 198-170 | NC | - | 72 | 28 | 12 | - |

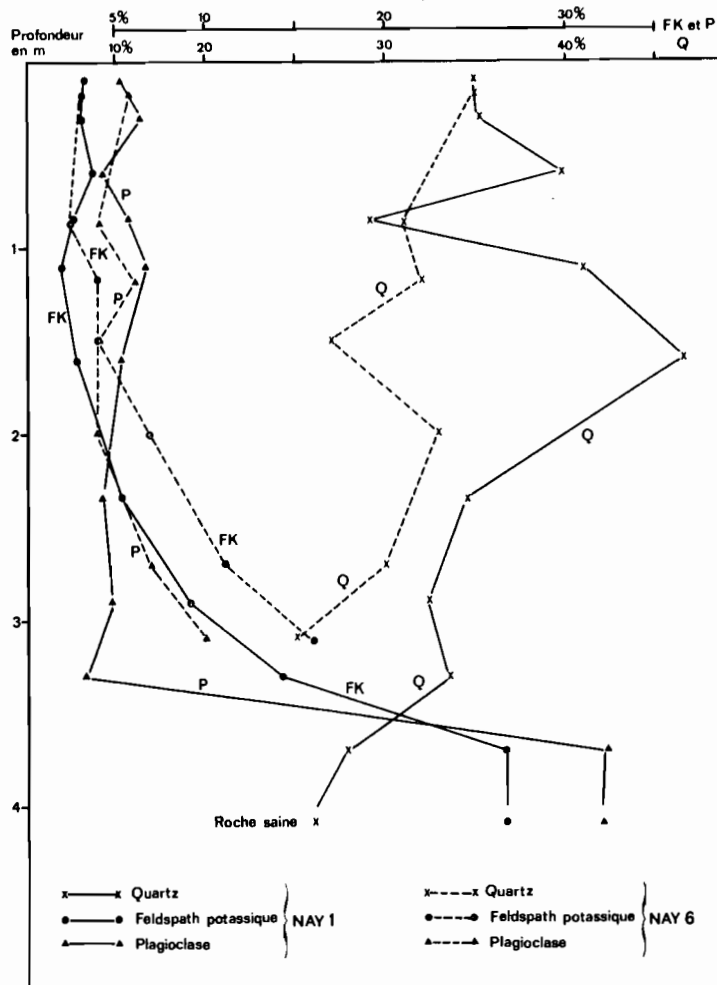


Fig. 26 - Profils NAY 1 et 6.
Teneurs en quartz, feldspath K et plagioclase

élevées dans la roche et dans l'arène, diminuent rapidement dans les argiles tachetées et restent constantes jusque dans la cuirasse. On peut remarquer un léger accroissement des plagioclases dans la cuirasse. Le quartz subit une évolution inverse et *présente un accroissement progressif de la roche jusque vers 2 m*. Il faut également remarquer que la teneur en quartz dans la cuirasse des deux profils *est supérieure à celle de la roche*. Cette accumulation de quartz déjà mise en évidence sous la cuirasse à Kaya, sera interprétée plus loin.

E - BILAN DES POINTS IMPORTANTS DES PROFILS DE NAYOURI

Deux profils développés sur un même granite, présentent, à plus de 1800 m de distance, et dans des *positions stationnelles différentes, la même succession ordonnée d'horizons*. Chacun de ces horizons possède ses propres caractères morphologiques, micro-morphologiques, physico-chimiques, géochimiques et minéralogiques. Ces caractères sont très proches d'un profil à l'autre. Les arènes des deux profils sont cependant différentes. Alors que l'arène du profil NAY 1 apparaît comme une véritable arène désengrenée, granuleuse, pauvre en argile, à forte porosité, celle de NAY 6 est argileuse et moins poreuse. Ces caractères, liés à la position topographique indiquent un drainage interne facile à l'amont et un confinement aval de la base des profils. L'arène du profil amont est kaolinique, désaturée, le fer est évacué. L'arène du profil aval est en partie smectitique, plus basique, le fer s'y accumule.

Les faits suivants peuvent être rappelés :

- du bas vers le haut, la suite des horizons comprend l'arène, les argiles tachetées, la carapace, la cuirasse ;
- l'épaisseur totale depuis la cuirasse jusqu'à la roche est moyenne : 3 à 4 m ;
- la filiation ferrugineuse qui aboutit aux nodules de la cuirasse commence très tôt dans le profil ;
- les micro-organisations sont simples et comportent une matrice et des nodules bruns ;
- la cuirasse est massive, peu nodulaire, mais se fissure horizontalement dans sa partie médiane ;
- l'accumulation du fer est importante, commence dans les argiles tachetées et croît vers la cuirasse ;
- deux mécanismes principaux conduisent à cette accumulation du fer : *le départ d'une grande partie des autres éléments, et la disjonction entre le fer et l'argile*.

L'évolution semble donc essentiellement verticale et lithodépendante. La position stationnelle influe toute fois sur cette évolution.

II - LE PROFIL THN I DE LA TOPOSÉQUENCE DE THION

A - PRÉSENTATION

Le profil THN 1 appartient à la toposéquence de Thion qui se localise à l'E. de Kaya (fig. 2 - coordonnées 13°02'10"N et 0°15'30"W). Dix fosses raccordent, sur un peu moins de 120 m, un petit replat cuirassé, à un axe de drainage incisé en V dans la roche saine. La roche, reconnue dans toutes les fosses est une migmatite à biotite, épidote et amphibole. Les données climatiques sont empruntées à Kaya, station la plus proche. La végétation du replat cuirassé amont est une savane arbustive à îlots denses de *Combretum micranthum* et tapis d'*Eragrostis tremula* et *Cenchrus biflorus*. Elle est caractéristique des substrats ferrugineux kaoliniques. Sur le versant et vers l'aval l'apparition de l'*Acacia seyal*, de *Cymbopogon schoenanthus* et de *Schoenfeldia gracilis* indiquent des supports plus riches. La pente moyenne est de 4,6% (Pl. X).

B - ÉTUDE MORPHOLOGIQUE

1. DESCRIPTION DU PROFIL THN 1 (Pl. V, 6, 8, 11)

Cette description est empruntée à un article antérieur (LEPRUN, 1971).

De 0 à 66 cm : dalle de cuirasse massive très dure, diaclasée en blocs de plus d'un mètre par des fissures étroites évasées vers le haut et vers le bas, à remplissage de terre fine grumeleuse beige et de nodules ferrugineux ("gravillons"). Matrice de la cuirasse sablo-argileuse beige-jaune. Tubulures vides ou à remplissage partiel, à auréoles concentriques gris-noir métallique. Ces tubulures se localisent à la périphérie et surtout à la base des blocs.

De 66 à 76 cm : nodules ferrugineux de grande taille, à structure d'éléments de cuirasse, emballés dans une terre fine beige, grumeleuse et polyédrique qui fait le tour des blocs et remonte dans les fissures précédentes. Ces nodules se subdivisent en éléments noduleux plus petits plus ou moins joints (2-3 cm de \emptyset), brun-ocre en périphérie et noir au centre. La porosité d'assemblage et inter-nodulaire est bien développée. Tous les intermédiaires existent entre la dislocation périphérique des gros éléments de cuirasse et les nodules à noyaux noirs.

De 76 à 112 cm : horizon constitué de nodules à noyaux noirs entièrement disjoints à emballage sablo-argileux rouge polyédrique très fin. Revêtements argileux beige-rouge au sommet, diminuant et disparaissant vers la base, en même temps que s'accroît la porosité. Diminution corrélative du nombre et de la taille des nodules qui perdent progressivement leur cortex brun, puis leur centre noir. On aboutit à la base du profil à un horizon graveleux composé de quartz grossiers "lavés" de 0,2 - 0,5 cm et de quelques petits nodules noirs. Saupoudrage de sables blancs très fins. Très forte porosité et aucune cohésion.

De 112 à 133 cm : horizon à revêtement argileux beige-jaune en écailles, emballant des quartz grossiers de 0,2 - 0,5 cm. Structure polyédrique très fine de l'emballage. Porosité très faible à nulle. Cohésion forte. Rares nodules noirs petits et friables et rares gros éléments de 5 cm à structure de cuirasse.

De 133 à 156 cm : horizon argileux bariolé d'ocre, de beige et de gris olive, à nombreux petits feldspaths blancs et micas mordorés. Structure polyédrique à tendance prismatique 2 - 4 cm. Macroporosité très faible, d'assemblage moyennement développée. Revêtements argileux sur les faces structurales. Faible effervescence à HCl 1/2 dans la masse.

De 156 à 215 cm : brun olive et gris, très argileux. Structure polyédrique 2 - 3 cm en assemblage prismatique large. Quelques feldspaths et micas visibles. Vers la base, la structure devient prismatique à faces lissées. Apparaissent alors des nodules et amas calcaires à forte effervescence à HCl 1/2 et de petits nodules ferrugineux noirs sphériques ("plombs de chasse") à patine brillante de 2 - 3 mm de \emptyset .

De 215 à 282 cm : arène migmatitique très altérée. Effervescence calcaire dans la masse sur 10 cm au sommet. Cohésion forte.

Au-delà de 282 cm : passage arène-roche. Tous les minéraux sont reconnaissables. Une passée pegmatitique quartzo-feldspathique sub-verticale peut se suivre jusqu'à 133 cm. A ce niveau, elle s'infléchit et devient horizontale.

Trois autres puits ont été foncés, au burin et au marteau, au travers de la cuirasse du replat, derrière le profil THN 1. Il s'agit des profils THN 1a, 1b, 1c. Toutes ces fosses présentent les mêmes successions verticales, les mêmes niveaux, avec des épaisseurs peu différentes (Pl. X).

2. INTERPRÉTATION

Le profil décrit peut être interprété de la façon suivante. Une cuirasse massive (0-66cm) est suivie de deux horizons de nodules et débris ferrugineux. Au sein du dernier horizon, de 76 à 112 cm, des caractères d'illuviation et d'éluviation sont reconnus : porosité, saupoudrage de sables blancs, revêtements argileux ... Le lessivage l'emporte vers la base. L'horizon suivant, de 112 à 133 cm est un horizon illuvial qui reprend des débris d'un niveau cuirassé démantelé antérieur. Ensuite, et jusqu'à la roche, se développent des altérations argileuses, dont les caractères morphologiques et la présence de CO₂Ca, suggèrent la nature smectitique. *L'ensemble est interprété comme une cuirasse en voie de dégradation reposant, avec une discontinuité apparente, sur des altérations à argiles gonflantes.* Le filon qui se fauche et devient horizontal à 133 cm renforce encore l'apparence de discontinuité entre les deux ensembles d'horizons. Ce démantèlement, déjà en partie étudié (LEPRUN, 1971 et 1977a), sera repris longuement plus loin.

C - ÉTUDE MICROMORPHOLOGIQUE

L'examen de plusieurs lames minces par horizon (Pl. V, 7, 9, 10, 12, 13) conduit au tableau XXXVII et aux interprétations qui suivent (LEPRUN, 1977a).

La roche de départ est constituée de quartz à extinction roulante et d'oligoclase (An. 15-20%) qui domine le microcline. L'épidote est abondante. Les nombreux cristaux de biotite et quelques hornblendes vertes sont alignés. Les minéraux accessoires sont le zircon, le sphène, l'ilménite, la tourmaline. La cuirasse sommitale présente des domaines différents.

- Des domaines dans lesquels la structure de la migmatite originelle peut être reconnue : alignements de biotites de grande taille, exfoliées, entièrement ferruginisées, non pléiochromes, quartz engrenés à structure en mosaïque, à extinction par plans, corrodés sur leurs bords, non fissurés. *Ces domaines sont les lithoreliques.*
- Des domaines à structure lithologique non reconnaissable, à quartz en mosaïque et à extinction roulante, très microfissurés en maillage orthogonal emprunté par le fer, à matrice argilo-ferrugineuse et à squelette de petits quartz.

Dès l'horizon situé sous la cuirasse, les ferri-argilanes apparaissent et les nodules se séparent de la matrice. *Les lithoreliques donnent préférentiellement naissance aux nodules distincts.* Les quartz microfissurés se défont et lâchent leurs petits cristaux dans le plasma. La désorganisation maximale est atteinte à 112 cm, l'assemblage devenant granulaire, à quartz non fissurés et rares petits nodules ferrugineux. Le domaine occupé par les vides est très important (>50%). L'horizon de 112 à 133 cm présente, à sa partie supérieure, des ferri-argilanes qui entourent les grains de quartz identiques à ceux de l'horizon sus-jacent. Par contre, vers la base de cet horizon, les minéraux altérables augmentent, les argilanes se raréfient, le plasma n'est plus orienté. Le reste de la fosse confirme cette altéropiasmation et passe progressivement à une arène.

Tableau XXXVII

Caractères micromorphologiques du profil THN 1

| HORIZONS | ASSEMBLAGE | PLASMA | TRAITS PEDOLOGIQUES |
|----------|---|--|--|
| 0- 66cm | porphyrosquelique | asépique | Lithoreliques et nodules diffus |
| 66- 76 | aggloméroplasmique | squelsépique et vosépique | Argilo-ferranes et nodules arrondis |
| 76-112 | intertextique et granulaire | vosquelsépique | Argilo-ferranes et squeletanes - Nodules à cortex. |
| 112-133 | porphyrosquelique et aggloméroplasmique | squelsépique et asépique juxtaposés | Squeletanes et argilo-ferranes - quelques minéraux altérables |
| 133-156 | porphyrosquelique | asépique | Nodules calcaires-Papules - quelques minéraux altérables |
| 156-215 | porphyrosquelique | asépique | Nodules calcaires-Biotites ferru- ginisés-Minéraux altérables |
| 215-280 | granulaire et faiblement porphyrosquelique | faiblement asépique | Beaucoup de minéraux altérables Biotite chloritisée |
| 280cm | granulaire | sans (arène) | Tous les minéraux altérables reconnaissables - Arène |

D - DONNÉES ANALYTIQUES

1. ANALYSES PÉDOLOGIQUES

Les principaux résultats des analyses pédologiques sont consignés dans le tableau XXXVIII. Quelques déterminations, qui s'effectuent sur la terre fine, manquent dans le niveau cuirassé supérieur.

Ces résultats mettent en évidence certaines particularités.

- La fraction argileuse s'accroît, non seulement dans les altérations profondes, mais aussi juste au-dessus de la ligne de discontinuité à 133 cm.
- Les deux groupes d'horizons situés de part et d'autre de cette discontinuité s'opposent. Au-dessus de l'horizon de 112 à 133 cm, la fraction sableuse est élevée, le pH neutre, les bases échangeables et les taux de saturation voisins ou inférieurs à 10 méq/100g, la densité et le taux de fer libre élevés. En dessous de 133 cm, les pH sont nettement basiques, le complexe absorbant beaucoup plus riche, la densité et le taux de fer libre plus faibles.

Ces analyses confirment la différence, déjà signalée dans les descriptions, entre les horizons supérieurs ferrugineux et les horizons inférieurs riches en minéraux altérables. Les résultats analytiques du profil voisin THN 1b, sont tout à fait comparables, et peuvent donc être interprétés de manière semblable.

Tableau XXXVIII

THN 1. Analyses pédologiques

| THN 1 | Argiles % | Sables T. % | C % | N % | pH eau | pH KCl | Ca complexe | Mg | K | Na absorbant | S mé /100g | T | d | Fer libre |
|---------|--------------|----------------|--------|--------|--------|--------|----------------|------|------|-----------------|---------------|------|------|-----------|
| 0- 66cm | - | - | 1,38 | 0,07 | 7,4 | 6,6 | - | - | - | - | - | - | 2,31 | 13,70 |
| 66- 76 | 30,5 | 52,7 | 2,57 | 0,26 | 7,6 | 6,3 | 5,38 | 4,90 | 0,36 | 0,38 | 11,02 | 10,2 | 2,43 | 8,20 |
| 76-112 | 27,9 | 54,6 | 2,50 | 0,22 | 7,6 | 5,9 | 3,66 | 3,52 | 0,26 | 0,58 | 8,02 | 8,5 | 2,38 | 7,55 |
| 112-133 | 42,1 | 41,2 | 2,92 | 0,18 | 8,5 | 7,0 | 5,00 | 4,30 | 0,20 | 1,17 | 10,67 | 10,2 | 2,21 | 3,48 |
| 133-156 | 42,9 | 31,4 | - | - | 9,0 | 7,8 | 20,30 | 8,20 | 0,29 | 1,86 | 30,65 | 18,3 | 1,74 | 2,40 |
| 156-215 | 37,6 | 36,4 | - | - | 9,1 | 7,8 | 16,08 | 8,82 | 0,22 | 1,47 | 27,09 | 17,0 | 2,01 | 1,85 |
| 215-280 | 4,8 | 69,1 | - | - | 8,8 | 6,5 | 7,36 | 4,02 | 0,08 | 1,58 | 13,04 | 7,0 | 1,77 | 0,45 |

2. ANALYSES GÉOCHIMIQUES

La composition chimique des deux profils THN 1 et 1b et de leur roche-mère commune est reproduite dans le tableau XXXIX. Les valeurs sont très proches, et mettent en évidence une similitude entre les horizons supérieurs riches en fer d'une part, et les horizons inférieurs riches en cations basiques des deux profils, d'autre part. Dans le profil THN 1b, c'est l'horizon situé entre 118 et 130 cm qui marque la discontinuité des deux parties du profil. Il faut préciser que les *nodules calcaires* des altérations basales ont été retirés des échantillons analysés.

Comme dans les cas précédents, le raisonnement isotitane a été appliqué aux horizons cuirassés et démantelés, pour lesquels le volume n'est pas conservé. Dans les horizons inférieurs, les preuves d'autochtonie abondent, le filon quartzeux oblique en est la plus évidente, et le raisonnement isovolumétrique a été utilisé. Le tableau XL regroupe les résultats de ces calculs géochimiques. Malgré des valeurs d'accumulation et de migration quelquefois différentes, les ordres de mobilité des éléments dans les horizons qui se correspondent dans les deux profils, sont tout à fait semblables, excepté dans l'arène. De l'examen du tableau XLI il ressort :

- que tous les éléments sont partiellement éliminés de l'arène, y compris le fer ;
- que le fer s'accumule dans tous les autres horizons et que cette accumulation progresse jusqu'à la cuirasse ;
- que dans chaque horizon, s'ajoutent à cette accumulation du fer, celle du titane dans les argiles

Tableau XXXIX

Profils THN 1 et 1b. Composition chimique

| Horizons | % Perte au feu | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | MnO | TiO ₂ | Total |
|------------|----------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|--------|-------------------|------------------|-------|------------------|-------|
| THN 1 | | | | | | | | | | | |
| 0- 66cm | 10,77 | 38,25 | 17,00 | 31,82 | 0,097 | 0,056 | 0,081 | 0,104 | 0,255 | 0,46 | 98,89 |
| 66- 76 | 10,91 | 42,00 | 16,29 | 28,24 | 0,241 | 0,126 | 0,162 | 0,224 | 0,606 | 0,42 | 99,22 |
| 76-112 | 9,51 | 50,00 | 13,69 | 23,06 | 0,204 | 0,062 | 0,116 | 0,200 | 1,20 | 0,36 | 98,40 |
| 112-133 | 5,28 | 78,50 | 9,44 | 3,79 | 0,318 | 0,145 | 0,235 | 0,369 | 0,145 | 0,32 | 98,54 |
| 133-156 | 10,58 | 61,50 | 16,53 | 4,79 | 1,138 | 1,749 | 0,647 | 0,836 | 0,055 | 0,54 | 98,36 |
| 156-215 | 10,76 | 58,25 | 18,18 | 5,11 | 1,560 | 1,679 | 0,971 | 1,085 | 0,054 | 0,54 | 98,18 |
| 215-280cm | 5,18 | 62,00 | 5,11 | 4,00 | 2,127 | 3,253 | 2,953 | 1,542 | 0,065 | 0,41 | 98,10 |
| Roche-mère | 2,48 | 63,64 | 15,66 | 3,92 | 2,10 | 4,40 | 4,45 | 1,63 | 0,080 | 0,424 | 98,78 |
| THN 1b | | | | | | | | | | | |
| 50cm | 10,45 | 42,47 | 18,15 | 27,57 | 0,548 | <0,100 | <0,020 | <0,100 | 0,185 | 0,582 | 99,95 |
| 80 | 10,96 | 43,83 | 17,67 | 25,00 | 0,217 | 0,167 | <0,020 | <0,100 | 0,725 | 0,483 | 99,05 |
| 100-118 | 8,96 | 55,61 | 13,74 | 18,59 | 0,235 | <0,100 | <0,020 | 0,101 | 0,839 | 0,427 | 98,50 |
| 118-130 | 5,73 | 76,68 | 9,80 | 4,57 | 0,304 | 0,169 | 0,042 | 0,270 | 0,179 | 0,355 | 98,10 |
| 150 | 11,45 | 58,28 | 19,15 | 5,32 | 1,293 | 1,146 | 0,409 | 0,982 | 0,087 | 0,581 | 98,70 |
| 250cm | 5,53 | 60,40 | 17,83 | 4,27 | 2,15 | 3,24 | 3,02 | 1,50 | 0,092 | 0,60 | 98,66 |

Tableau XL

THN 1 et 1b. Bilans géochimiques par rapport à la roche de départ

| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | MnO | TiO ₂ |
|---------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------------------|------------------|-------|------------------|
| THN 1 | | | | | | | | | |
| 0- 66cm | - 45 | 0 | + 647 | - 96 | - 99 | - 98 | - 94 | + 193 | |
| 66- 76 | - 33 | + 5 | + 628 | - 88 | - 97 | - 96 | - 86 | + 665 | |
| 76-112 | - 7 | + 3 | + 594 | - 89 | - 98 | - 97 | - 86 | +1670 | |
| 112-133 | + 64 | - 20 | + 29 | - 80 | - 96 | - 93 | - 83 | + 141 | |
| 133-156 | - 31 | - 24 | - 13 | - 61 | - 72 | - 90 | - 63 | - 47 | - 9 |
| 156-215 | - 24 | - 4 | + 8 | - 38 | - 68 | - 82 | - 45 | - 42 | + 6 |
| 215-282 | - 29 | - 31 | - 7 | - 26 | - 46 | - 51 | - 31 | - 37 | - 29 |
| THN 1b | | | | | | | | | |
| 50cm | - 51 | - 15 | + 413 | - 81 | - 98 | -100 | - 96 | + 69 | |
| 80 | - 39 | - 1 | + 461 | - 91 | - 97 | -100 | - 96 | + 698 | |
| 100-118 | - 13 | - 13 | + 369 | - 89 | - 98 | -100 | - 94 | + 938 | |
| 118-130 | + 43 | - 26 | + 39 | - 83 | - 95 | - 99 | - 80 | + 166 | |
| 150 | - 28 | - 3 | + 7 | - 51 | - 79 | - 93 | - 52 | - 11 | + 9 |
| 250 | - 25 | - 14 | - 17 | - 28 | - 65 | - 66 | - 27 | - 11 | - 17 |

Tableau XLI

THN 1 et 1b. Ordre de mobilité des éléments.. (→ mobilité croissante)

| THN 1 | HORIZONS | THN 1b |
|--|--------------------------|---|
| <u>Fe</u> < <u>Mn</u> < Al < Si < K < Mg < Na < Ca | Cuirasse massive | <u>Fe</u> < <u>Mn</u> < Al < Si < Mg < K < Ca < Na |
| <u>Mn</u> < <u>Fe</u> < <u>Al</u> < Si < K < Mg < Ca < Na | de démantèlement | <u>Mn</u> < <u>Fe</u> < Al < Si < Mg < K < Na < Ca |
| <u>Mn</u> < <u>Fe</u> < <u>Al</u> < Si < K < Mg < Ca < Na | de démantèlement éluvial | <u>Mn</u> < <u>Fe</u> < Al - Si < Mg < K < Ca < Na |
| <u>Mn</u> < <u>Si</u> < <u>Fe</u> < Al < Mg < K < Na < Ca | illuvial | <u>Mn</u> < <u>Si</u> < <u>Fe</u> < Al < K < Mg < Ca < Na |
| Ti < Fe < Al < Si < Mn < Mg < K < Na < Ca <u>Fe</u> < <u>Ti</u> < Al < Si < Mg < Mn < K < Ca < Na | d'altération argileuse | <u>Ti</u> < <u>Fe</u> < Al < Mn < Si < Mg < K < Ca < Na |
| Fe < Mg < Si - Ti < Al - K < Mn < Ca < Na | Arène | Mn < Al < Fe - Ti < Si < K < Mg < Ca < Na |

- basales, celle du manganèse jusqu'à la cuirasse, celle de la silice dans l'horizon illuvial, celle de l'aluminium dans les horizons démantelés du profil THN 1 ;
- que l'alumine et la silice, excepté dans les rares accumulations précédentes, sont modérément évacuées ;
 - que les alcalins et alcalino-terreux sont les éléments les plus mobiles, mis à part le magnésium dans l'arène du profil THN 1.

Il est probable, que la mobilité de calcium serait faible, voire nulle, si les nodules calcaires avaient été analysés avec les horizons inférieurs.

3. ANALYSES TRIACIDES (tabl. XLII)

Les résultats des analyses triacides mettent en évidence l'opposition entre les matériaux situés de part et d'autre de 133 cm. Sous cette limite, tous les éléments et en particulier les cations basiques, croissent, excepté le fer et l'aluminium. La valeur la plus élevée de la fraction du résidu, atteinte dans l'horizon illuvial (112 - 133 cm), renforce l'interprétation de l'éluviation antérieure. La décroissance conjointe et progressive des rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ et $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ de l'arène jusqu'au sommet indique une désilicification et une concentration croissante du fer. La valeur de Ki, qui tombe au-dessous de 2 dans la cuirasse, signifie que la kaolinite paraît désa-

Tableau XLII

THN 1. Analyses triacides

| Horizons | % | | | | | | | | | | | | | |
|-----------|------------------|--------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------------------|------------------|------------------|------------------|--------|------|---|
| | H ₂ O | Résidu | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | MnO ₂ | TiO ₂ | Total | Ki | SiO ₂ /R ₂ O ₃ |
| 0- 66cm | 9,40 | 19,7 | 18,7 | 17,3 | 32,8 | 0,11 | 0,12 | 0,17 | 0,12 | 0,293 | 0,50 | 99,21 | 1,83 | 0,83 |
| 66- 76 | 9,40 | 23,0 | 19,5 | 17,5 | 29,2 | 0,10 | 0,14 | 0,20 | 0,19 | 0,706 | 0,46 | 100,39 | 1,89 | 0,91 |
| 76-112 | 8,05 | 35,4 | 16,4 | 13,8 | 24,0 | 0,22 | 0,17 | 0,18 | 0,15 | 1,117 | 0,41 | 99,89 | 2,01 | 0,95 |
| 112-133 | 4,25 | 67,2 | 13,0 | 9,75 | 4,25 | 0,33 | 0,23 | 0,18 | 0,20 | 0,150 | 0,35 | 99,89 | 2,26 | 1,76 |
| 133-156 | 7,45 | 42,6 | 24,8 | 16,5 | 5,00 | 1,26 | 1,29 | 0,24 | 0,57 | 0,063 | 0,55 | 100,32 | 2,55 | 2,13 |
| 156-215 | 7,10 | 39,1 | 26,9 | 17,2 | 5,25 | 1,95 | 0,96 | 0,25 | 0,70 | 0,062 | 0,57 | 100,04 | 2,65 | 2,21 |
| 215-280cm | 3,65 | 58,2 | 17,9 | 10,0 | 4,00 | 2,46 | 1,62 | 0,24 | 0,96 | 0,075 | 0,42 | 99,52 | 3,03 | 2,41 |

bilisée. L'attaque triacide fournit également les teneurs en cations basiques qu'elle libère, et les taux de la fraction insoluble. Cette fraction a été analysée après fusion alcaline. Sur les mêmes échantillons on a réuni, pour les comparer, les bases de l'analyse chimique globale, les bases des fractions solubles et insolubles libérées par l'attaque triacide et les cations échangeables du complexe absorbant (tabl. XLIII). Pour permettre leur comparaison, tous ces résultats sont traduits sous forme de proportion de chaque cation par rapport à leur somme. Le dosage des bases échangeables dans l'échantillon de cuirasse de 0 à 66 cm n'a pu être effectué du fait de l'absence de terre fine. Ce dosage a été pratiqué sur le niveau 66 - 76 cm. L'examen du tableau XLIII permet, en se référant au sodium, les comparaisons suivantes :

- Les proportions du Na extrait par l'analyse globale sont pratiquement constantes du bas vers le haut. Cette analyse fournit la totalité du Na contenue dans l'échantillon.
- Au cours de l'attaque triacide, seuls les éléments des minéraux secondaires ou des minéraux primaires altérés sont libérés. Cette fraction comprend les bases du complexe absorbant et celles, plus difficilement extractibles, qui constituent les réserves nutritives pour les plantes. *Les proportions de Na de cette fraction croissent de bas en haut.*
- La fraction insoluble à l'attaque triacide contient le quartz et certains minéraux primaires suffisamment sains pour avoir résisté à l'attaque. Les proportions de Na de cette fraction croissent du bas vers le haut. *Il y a proportionnellement plus de minéraux riches en Na dans la cuirasse que dans l'arène.* L'horizon le moins bien pourvu en ces minéraux sodiques est l'horizon illuvié de 112 à 133 cm.
- C'est la fraction des cations du complexe absorbant facilement extractible, qui fournit les bases échangeables. La proportion en Na de cette fraction *décroit du bas vers le haut* et permet d'expliquer en partie, la diminution du pH.

Les conséquences des variations de ces cations basiques seront examinées dans le chapitre VIII.

Tableau XLIII

THN 1. Pourcentage des bases par rapport à leur somme

| | Analyses totales | | | | Analyses triacide | | | | Analyses résidu triacide | | | | Bases échangeables | | | |
|------------|------------------|----|----|----|-------------------|----|----|----|--------------------------|----|----|----|--------------------|----|---|----|
| | Ca | Mg | K | Na | Ca | Mg | K | Na | Ca | Mg | K | Na | Ca | Mg | K | Na |
| 0- 66 cm | 16 | 29 | 31 | 24 | 23 | 21 | 23 | 33 | 14 | 3 | 10 | 72 | 48 | 44 | 3 | 3 |
| 112-133 | 14 | 30 | 34 | 22 | 24 | 35 | 21 | 19 | 19 | 2 | 44 | 35 | 47 | 40 | 2 | 11 |
| 215-280 cm | 33 | 21 | 16 | 30 | 31 | 47 | 18 | 5 | 33 | 1 | 14 | 53 | 56 | 31 | 1 | 12 |

4. ANALYSES MINÉRALOGIQUES

a) Minéraux lourds

La répartition de la fraction lourde est relativement simple, et renforce encore l'opposition entre les deux ensembles d'horizons du profil THN 1.

- De 280 à 112 cm, l'épidote et le zircon, en grand nombre, se partagent la totalité des minéraux lourds.
- De 112 à 0 cm, une très forte proportion de minéraux opaques se manifeste. Les seuls minéraux transparents, en faible quantité, sont l'épidote et le zircon. Les minéraux opaques sont constitués, après contrôle aux rayons X, de magnétite, hématite, ilménite, et leucoxène.

Le pourcentage pondéral de la fraction lourde totale de 50 à 500 μ , présente une décroissance graduelle du bas vers le haut et passe de 3,85% dans l'arène à 0,09% dans la cuirasse (LEPRUN, 1977a). La seule exception concerne l'horizon éluvié de 76 à 112 cm qui accuse un brutal accroissement et atteint 0,64% soit plus de 7 fois la concentration dans la cuirasse. Des mesures ont été effectuées sur d'autres prises d'échantillon des mêmes horizons. Si la nature des minéraux et leur évolution restent les mêmes, les pourcentages pondéraux des horizons démantelés peuvent contenir jusqu'à 80 fois la fraction lourde de la cuirasse.

La présence conjointe de minéraux opaques très résistants, et d'épidote considérée comme très facilement altérable au sein de la cuirasse et dans les horizons de démantèlement, sera discutée

plus loin.

b) Déterminations diffractométriques

* Echantillons argileux orientés (tabl. XLIV)

Ces déterminations permettent d'opposer, une fois encore et de manière semblable dans les deux fosses, la partie supérieure, à prédominance de la kaolinite sur les interstratifiés, à la partie basale, où la montmorillonite domine la kaolinite.

La fraction inférieure à 2 μ de l'horizon d'altération de 156 à 215 cm après nettoyage au citrate de sodium, a subi la saturation au chlorure de lithium (GREENE-KELLY, 1953), puis le glycolage et le chauffage. Ces traitements successifs montrent que l'on a en même temps, c'est-à-dire un mélange d'une smectite sans substitutions tétraédriques (famille des montmorillonites s.s.) et d'une smectite à substitution tétraédrique (famille des beidellites).

* Echantillons en poudre

Pour les échantillons prélevés entre 130 cm et la surface, l'intensité des pics des diagrammes de nodules ferrugineux broyés indiquent une diminution des quantités de kaolinite, de quartz, et de goéthite, et un accroissement de l'hématite. Dans la cuirasse sommitale, le calcul répartit le fer en 75% d'hématite contre 25% de goéthite. Pour les échantillons prélevés entre 130 cm et la cuirasse massive, le taux de substitution de l'aluminium dans la goéthite, passe de 6 à 14%. Aucun déplacement des pics de l'hématite n'est perceptible.

Tableau XLIV

Evaluation semi-quantitative des minéraux argileux de la fraction < 2 μ orientée des profils THN 1 et 1b

| THN 1 | K | Il. | Ch. | Int. | M | Horizons | M | Int. | Ch. | Il. | K | THN 1b |
|------------|----|-----|-----|------|---|-----------------------------|---|------|-----|-----|----|---------|
| 0- 66 cm | 10 | | | 1 | | Cuirasse massive | | | | | 10 | 50 cm |
| 66- 76 | 9 | | | 1 | | de démantèlement | | | | tr. | 10 | 80 |
| 76-112 | 8 | | | 2 | | de démantèlement éluvial | | 1 | tr. | tr. | 9 | 100-118 |
| 112-133 | 7 | | | 3 | | illuvial | | tr. | tr. | tr. | 10 | 118-130 |
| 133-156 | 5 | | | tr. | 5 | d'altération argileuse | 4 | tr. | | | 6 | 150 |
| 156-215 | 4 | | | tr. | 6 | | | | | | | |
| 215-280 cm | 3 | | | | 7 | arène | 6 | tr. | | tr. | 4 | 250cm |

K = kaolinite. Il. = illite. Ch. = chlorite. Int. = interstratifiés (10-14 M)M et (14 C-14 M). M = montmorillonite. tr : traces

* Dosages de quartz, feldspath K et plagioclase (tabl. XLV)

Ces résultats indiquent, du bas vers le haut :

- un accroissement du quartz jusqu'à l'horizon illuvial, suivi d'une diminution jusque dans la cuirasse ;
- une diminution du microcline et du plagioclase jusqu'à l'horizon illuvial, suivie d'une légère remontée vers la cuirasse.

Ils confirment la permanence de minéraux primaires sains, puisque déterminables aux rayons X, dans les horizons supérieurs et la prédominance du plagioclase sodique (oligoclase) sur le microcline. Cette prédominance avait déjà été mise en évidence par les analyses chimiques.

c) Données de l'analyse thermique différentielle

Sur les courbes d'A.T.D. des horizons inférieurs du profil THN 1, les crochets de la kaolinite

Tableau XLV

THN 1. Dosages minéralogiques en %

| Horizons | Q | Fk | Plagio. |
|------------|------|----|---------|
| 0- 66 cm | 21,5 | 5 | 5 |
| 66- 76 | 24 | 5 | 8,5 |
| 76-112 | 39 | 3 | 7,5 |
| 112-133 | 69 | 3 | 6 |
| 133-156 | 43 | 6 | 12 |
| 156-215 | 30 | 8 | 17,5 |
| Roche-mère | 26,5 | 15 | 59 |

masquent en grande partie ceux de la montmorillonite. Seul l'échantillon 215 à 280 cm qui contient approximativement 70% de montmorillonite, présente des crochets bien distincts. Trois crochets endothermiques successifs, le premier à 200°C, le second à 630°C et le troisième moins accentué à 930°C sont suivis par une réaction exothermique entre 950 et 1000°C (fig. 27). Le crochet endothermique à 630°C situe ces argiles en position intermédiaire entre les montmorillonites *s.s* et les beidellites pour GREENE - KELLY (in MACKENZIE, 1957). Ce crochet et l'allure de la réaction exothermique à 1000°C les situent dans les montmorillonites *s.s* pour TRAUTH et LUCAS (1967b)

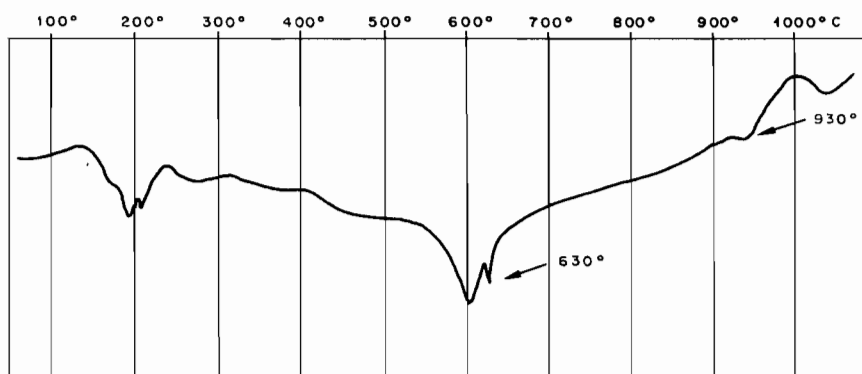


Fig. 27 - THN 1 . 215-280 cm. Courbe d'analyse thermique différentielle

d) Observations au microscope électronique à transmission (M.E.T.)

Les diagrammes de rayons X permettent d'attribuer à la fraction argileuse de l'horizon illuvial 112-133 cm, 70% de kaolinite et 30% d'interstratifiés (10-14 M) et (14C-14 M) (tabl. XLIV). Un traitement au citrate de Na, qui a pour but de nettoyer l'échantillon, fait apparaître la montmorillonite. L'observation au M.E.T. permet de distinguer des kaolinites polyédriques et des lamelles effilochées et enroulées sur elles-mêmes (Pl. V, 14). La mesure d de l'équidistance des plans (001) données par la microdiffraction est de 13,4 Å, et correspond au d des montmorillonites. Une partie au moins des interstratifiés serait donc constituée de montmorillonites *s.l*. Les argiles de l'horizon 156-215 cm présentent des aspects moins effilochés et enroulés et sont plus volumineuses (Pl. V, 15). La microdiffraction conduit au diagnostic des montmorillonites.

e) Observations au microscope électronique à balayage et à la "microsonde"

Ces observations concernent plus spécialement différents minéraux en particulier des biotites

incluses dans les nodules ferrugineux et de l'épidote présente dans l'arène altérée.

* *Biotite de nodule ferrugineux*

A 108 cm, dans le profil THN 1, les nodules ferrugineux à centre noir, incluent des biotites très ferruginisées à plages sombres et claires. Une biotite de grande taille a été isolée et observée au M.E.B. (Pl. VI, 1, 2). La répartition identique et de même intensité de la silice (Pl. VI, 3) et de l'aluminium (Pl. VI, 4) indique la localisation des plages de kaolinite (vérification aux rayons X). La carte de répartition du manganèse (Pl. VI, 5) localise cet élément *hors des plages argileuses denses et en position interne* par rapport à la bordure du nodule. En revanche, le fer (Pl. VI, 6) cohabite et avec le manganèse et avec la kaolinite, mais délaisse presque entièrement certaines plages d'argile. Ces localisations signifient que le fer peut être adsorbé sur les argiles, se concentrer seul, ou avec *le manganèse*, et que ce dernier *n'est pas associé à l'argile dans le nodule*

* *Arène altérée entre 215 et 280 cm*

Dans l'arène altérée du profil THN 1, une épidote non altérée entourée par des argiles, des amas de calcite et des biotites partiellement altérées, a été repérée au microscope optique. Observée au M.E.B. cette portion de lame mince fournit la figure 7 et le schéma interprétatif 8 de la planche VI. Les cartes géochimiques de Si et Al (Pl. VI, 9, 10) délimitent la répartition des argiles, du mica altéré et de l'épidote. La carte du calcium (Pl. VI, 11) localise des amas de calcite et l'épidote. La carte du magnésium (Pl. VI, 12) détermine la position des argiles smectitiques et des micas altérés. Enfin, la localisation du fer (Pl. VI, 13) fournit celles de l'épidote, des argiles et des micas. On peut déduire de la configuration de ces différentes cartes :

- que les amas de calcite se localisent sur les plages argileuses en les débordant ;
- qu'il y a passage linéaire brutal entre l'épidote et les produits d'altération argileux et calcitiques qui l'entourent (carte du Ca) ;
- que certaines plages d'argiles sont plus magnésiennes ou plus ferrifères que d'autres.

Le cristal d'épidote s'altère sans donner de frange de produits d'altération intermédiaires, comme c'est le cas pour les amphiboles des matériaux "pistache" de Kaya. Les argiles smectitiques qui entourent l'épidote sont partiellement magnésiennes. Leur synthèse a donc nécessité, en plus de Si, Al, Ca et Fe contenus dans l'épidote, l'apport de Mg, issu, par exemple, de l'altération des biotites.

Pour pouvoir étudier ces argiles, on a effectué des analyses élémentaires par comptage de coups à l'aide du spectromètre à rayons X à dispersion d'énergie qui équipe le M.E.B. Ces plages sont numérotées 1, 2 et 3 sur la figure 8 de la planche VI. Le tableau XLVI fournit les rapports des moyennes de ces comptages ainsi que les rapports issus des analyses chimiques de 6 beïdellites ferrifères africaines (PAQUET, 1969) et d'une centaine de montmorillonites s. s. (LARQUÉ, 1969).

Tableau XLVI

THN 1. Argiles de l'arène. Comparaison des rapports des analyses élémentaires données par la microsonde avec des rapports de moyennes d'analyses chimiques de certaines argiles.

| | Argiles 1 | Argiles 2 | Argiles 3 | Moyenne des montmorillonites s.s. | Moyenne des beïdellites ferr. |
|---|-----------|-----------|-----------|--------------------------------------|----------------------------------|
| $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ | 2,84 | 2,70 | 1,97 | 2,69 | 2,15 |
| SiO_2/MgO | 6,15 | 7,59 | 18,01 | 16,58 | 19,80 |
| $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ | 2,43 | 3,21 | 11,67 | 13,63 | 3,35 |
| $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ | 0,86 | 1,31 | 5,91 | 5,06 | 1,56 |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ | 2,60 | 2,36 | 1,54 | 1,22 | 5,90 |

L'examen de ce tableau indique :

- que les valeurs des rapports varient suivant les plages étudiées ;
- que les valeurs des rapports des trois plages argileuses, bien que différentes, sont proches de celles des montmorillonites s. s. , en particulier pour $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ et $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$.

L'analyse chimique de la fraction $<2\mu$ de l'horizon 215-280 cm fournit 2,4% de MgO et 5,6% de Fe_2O_3 . les rapports $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} / \text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 = 18,6$ et $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{mol.} = 1,5$, placent également ces argiles parmi les montmorillonites s. s. ² du type Wyoming (TRAUTH et LUCAS, 1967a). La composition chimique de cette fraction argileuse pourrait servir à établir la formule structurale de l'argile. La présence de plusieurs montmorillonites différentes qui vont d'un pôle magnésien à un pôle ferrique nous empêche de le faire. Une partie des argiles de l'arène altérée du profil THN 1 est donc constituée de montmorillonites s. s. Rarement mise en évidence dans ces régions où les beïdellites sont exclusives (PAQUET, 1969), leur présence sera discutée dans le chapitre sur les altérations.

E - LES ENSEIGNEMENTS DE L'ÉTUDE DES PROFILS DE THION

Les points importants qui se dégagent de l'étude des fosses THN 1 et 1b sont les suivants .

- Ces profils cuirassés sont développés sur une migmatite.
- Ces profils occupent dans le modelé, les positions les plus basses et les plus proches de l'axe de drainage, de tous les puits étudiés.
- Malgré leur faible épaisseur, ces profils supportent à leur sommet, une véritable cuirasse.
- Les niveaux d'argiles tachetées ou bariolées kaoliniques manquent.
- Entre la cuirasse et l'altération basale, des couples d'horizons éluviaux - illuviaux originaux se différencient. Cette différenciation provoque une discontinuité au sein des profils. Cette discontinuité n'est pas une discordance entre deux matériaux d'origines différentes, puisque les deux parties du profil se sont différenciées *in situ*, à partir d'une même migmatite sous-jacente.
- L'altération basale est la seule de tous les profils étudiés dont le calcaire s'exprime sous forme de nodules. C'est aussi la seule dans laquelle sont mises en évidence des montmorillonites s. s.
- Les profils sont séparés en deux :
 - . une moitié supérieure kaolinique indurée et démantelée, qui concentre le fer et le manganèse et élimine la quasi totalité des alcalins et alcalino-terreux ;
 - . une moitié inférieure smectitique et kaolinique, calcaire, à départ modéré de tous les éléments.

Cette opposition des deux parties du profil et la présence des horizons démantelés et des couples d'horizons éluviaux-illuviaux, permettront d'aborder dans les chapitres suivants les phénomènes de décuirassement.

III - LE PROFIL DEM 64 DES TOPOSÉQUENCES DE DEM

A - PRÉSENTATION

Plusieurs toposéquences qui totalisent 40 puits profonds ont été étudiées à DEM, à 15 km au N W de Kaya (fig. 2 et 8. Coordonnées $13^{\circ}09'30''\text{N} - 1^{\circ}11'40''\text{W}$). La ligne de puits qui comprend la fosse 64 mesure un peu moins de 60 m et recoupe, sur toute sa longueur, une petite butte basse, déprimée en son centre, et cuirassée uniquement sur ses rebords. La géologie de la région est complexe (DUCELLIER, 1963 ; VAN EYK, 1964) et assez mal connue en raison de l'absence d'affleurements (fig. 8). La roche reconnue dans les puits est une amphibolite. Les données climatiques sont celles de Kaya. La végétation de la butte est pauvre et comprend quelques *Balanites aegyptiaca*, *Boscia senegalensis*, *Combretum micranthum* et un tapis assez dense de *Schoenfeldia gracilis* qui est indicateur de sols riches à argiles gonflantes.

B - ÉTUDE MORPHOLOGIQUE

1. DESCRIPTION DU PROFIL DEM 64

De 0 à 20 cm : blocs de cuirasse ferrugineuse déchaussés, densément diaclasés, peu épais, entourés d'un emballage de nodules et débris ferrugineux et de terre fine, brun-rouge (2,5 YR 3/3), à structure polyédrique fine. Cassés, les blocs montrent des plages violines ou lie-de-vin, à structure fine, sans quartz, noyées dans une matrice foncée, bariolée de jaune, rouge, noir, peu tubulaire, à rares quartz.

De 20 à 58 cm : mêmes débris ferrugineux et nodules arrondis ou oblongs, violets, à structure fine sans quartz. Même emballage de terre fine, mais sur structure prismatique moyenne.

De 58 à 110 cm : horizon très argileux, rouge en haut, olive pâle en bas. Structure prismatique large, bien développée, à fentes de retrait et faces lissées obliques très bien développées. Quelques nodules violets dont le centre est noir.

De 110 à 190 cm : horizon moins argileux, olive (5 Y 6/3,5), sec, farineux sous la pression des doigts. Structure prismatique à débit oblique, sans faces lissées. Nids et poches termitiques bruns. Il n'y a plus de nodules ferrugineux.

De 1,90 à 6,0 m : olive foncé (5 Y 6 et 5/4), farineux, peu argileux, à grandes diaclases ouvertes ourlées d'une patine noire ou rouge. Entre 250 et 350 cm, un débit en boule apparaît et de fines passées obliques de cristaux blancs (quartz ?) traversent le profil. Vers le bas, la dureté augmente, les diaclases diminuent, la couleur olive passe à un vert lumineux.

A 6,50 m : le passage à la roche dure, vert foncé, très saine au sein de volumes grossièrement polyédriques, se fait rapidement.

2. INTERPRÉTATION

Ce profil peut être résumé ainsi :

0-20 cm : cuirasse massive diaclasée

20-58 cm : cuirasse démantelée

58-110 cm : horizon argileux verticale

1,10-1,90 m : altération "pistache" à débit oblique

1,90-6,50 m : altération "pistache" diaclasée

> 6,50 m : passage à l'amphibolite saine.

C - ÉTUDE MICROMORPHOLOGIQUE

1. DESCRIPTION

Roche saine : très grands cristaux de hornblende verte, orientés, à sections normales et clivages losangiques fréquents. Grands cristaux de chlorite abondants. Les minéraux accessoires sont le sphène et la magnétite.

A 5,50 m : les amphiboles sont altérées en amas floconneux bruns suivant l'allongement du cristal. Les chlorites s'exfolient, leur clivage, très fin, est souligné par le fer. L'assemblage est porphyrosquelique, le plasma squelsépique et argilasépique.

A 4,50 m : le plasma argileux asépique et omnisépique progresse. Les amphiboles sont plus altérées. La couleur verte d'ensemble s'affadit.

A 3,50 m : même micro-organisation. Les amphiboles gardent leur forme mais sont constituées de plasma argilasépique vert clair. Il en est de même des chlorites. Dans certains de ces deux minéraux, un fin réseau tramé de goethite souligne les clivages. Les cristaux de magnétite s'altèrent en hématite sur leurs bordures. Des fissures flexueuses recoupent l'alignement des minéraux et sont remplies de petits quartz engrenés qui apparaissent plus denses au niveau des amphiboles.

A 2,50 m : les alignements de quartz deviennent des filonnets et des veinules. Les cristaux sont petits (0,04 mm), pyramidaux, engrenés en druses, et s'éteignent en même temps. Mêmes micro-organisations, mais le plasma argilasépique augmente encore. Des sphérolites de calcédoine se distinguent dans certaines fissures autour des quartz.

A 1,50 m : même assemblage, même plasma mais plus opaque, quelquefois ocre-jaune, en particulier autour des vides. Ces derniers sont très fins.

De 90 à 100 cm : la brunification des argiles s'accroît et masque l'assemblage porphyroscopique et les minéraux encore reconnaissables. L'assemblage devient aggloméroplasmique par endroits. Rares nodules de l'ordre du centimètre, qui englobent d'autres plus petits (1 à 2 mm). Ces nodules présentent des discontinuités de bordure avec le fond matriciel qui les entoure et sont souvent situés dans des cavités ou des fissures.

De 60 à 70 cm : la couleur d'ensemble est brun-rouge. Les nodules sont nombreux, plus volumineux, bien circonscrits, et sont entourés d'argilanes et ferri-argilanes zonés. De nombreux nodules présentent une concentration noire, opaque (manganèse ?). Le plasma omnisépique est ponctué de papules recouvertes de goëthite. La forme des minéraux altérés est encore localement reconnaissable.

De 30 à 50 cm : l'assemblage est nettement aggloméroplasmique. Les nodules incluent parfois des quartz et des empilements de grands cristaux en plaquettes qui rappellent ceux de la kaolinite. Le plasma argileux omnisépique qui les emboîte est olive et brun. Des fissures périnodulaires séparent les nodules de leur matrice. Les ferri-argilanes les plus proches du nodule présentent des différenciations plus foncées hématitiques. Certains gros nodules possèdent une coiffe de ferranes épais orientés vers le haut.

De 0 à 20 cm : lame taillée dans un bloc de cuirasse. Assemblage porphyroscopique à faiblement aggloméroplasmique. Grandes plages violettes hématitiques à structure orientée de minéraux ferrugineux. Les gros empilements d'aspect de kaolinite persistent. Certaines plages goëthitiques et hématitiques à nombreux petits quartz anguleux s'individualisent en nodules grâce à des fissures périphériques fines. La nodulation est, en général, peu accentuée, par le nombre et la forme. Aucune plage porphyroscopique vert olive n'est visible.

2. INTERPRÉTATION

La majeure partie du profil est constituée par l'altération de la hornblende. Cette altéropiasation se manifeste par un assemblage porphyroscopique héritée de la roche et un plasma argileux olive issu des amphiboles et des chlorites. Vers le haut, les argiles brunissent par concentration plasmique partiellement goëthitique, c'est la pédopiasation. L'apparition des premiers nodules ferrugineux est brutale. Aucune concentration du fer ne les précède. Ces nodules sont en discontinuité par rapport à l'arrangement du fond matriciel brun olive. Ils présentent plusieurs types à structure lithique (lithoreliques), à quartz et composites (pédoreliques). Le centre noir est un caractère fréquent. Le bloc de cuirasse au sommet présente des domaines très ferrugineux (hématite) à structure lithique et une faible nodulation.

Ces points permettent d'interpréter ce profil comme issu du démantèlement d'une cuirasse peu épaisse. Les produits de ce démantèlement donnent des nodules qui préexistaient peu, ou mal, dans la cuirasse. Ces nodules s'enfoncent dans les altérations argileuses pistache de la roche.

D - DONNÉES ANALYTIQUES

1. ANALYSES PÉDOLOGIQUES (tabl. XLVII)

L'échantillon de 0 à 20 cm qui est analysé correspond au remplissage terreux des diaclases entre les blocs. Il ressort de l'examen de ce tableau :

- un maximum d'argile qui se situe dans l'horizon vertical à 60 cm et décroît ensuite jusqu'à la roche ;
- la prédominance constante du magnésium sur les autres cations échangeables dans tout le profil ;
- la forte opposition entre les deux premiers horizons et le reste du profil.

Cette opposition sépare les horizons pédologiques qui descendent jusqu'à 110 cm, des altérations "pistache" du dessous. Elle se manifeste surtout par la texture, le pH et l'état du complexe absorbant.

2. ANALYSES CHIMIQUES

Pour ne pas surcharger, seules les compositions chimiques de la cuirasse sommitale et de la roche saine profonde sont données dans le tableau XLVIII. Les calculs à titane et volume constants conduisent aux gains et pertes, par rapport à la roche (tabl. XLIX). Les ordres de mobilité qui en découlent sont dressés dans le tableau L.

L'examen de ces tableaux appelle les commentaires suivants .

DEM 64. Analyses pédologiques

| Profondeur (cm) | 0-20 | 30-50 | 60-70 | 90-100 | 150 | 200 | 300 | 500 |
|-------------------------------------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| Refus % | 57 | 34 | 10 | | | | | |
| Granulométrie % | | | | | | | | |
| Humidité | 3,7 | 5,0 | 9,5 | 9,7 | 10,3 | 10,6 | 9,4 | 6,7 |
| Argile | 25,0 | 33,8 | 56,3 | 45,0 | 22,7 | 13,8 | 12,0 | 5,8 |
| Limon fin | 10,0 | 9,3 | 23,6 | 29,6 | 25,6 | 17,7 | 16,5 | 9,2 |
| Limon grossier | 3,2 | 3,8 | 6,2 | 0,3 | 1,8 | 0,4 | 1,6 | 1,2 |
| Sable fin | 11,5 | 1,7 | 0,1 | 7,9 | 23,2 | 25,5 | 23,9 | 15,5 |
| Sable grossier | 44,9 | 44,9 | 4,8 | 3,8 | 13,7 | 25,8 | 34,7 | 59,6 |
| Mat. organique | 1,3 | 0,6 | 0,6 | - | - | - | - | - |
| Carbone % | 7,80 | 3,60 | 3,40 | - | - | - | - | - |
| Azote % | 0,67 | 0,25 | 0,22 | - | - | - | - | - |
| pH eau | 6,6 | 6,6 | 7,0 | 7,8 | 8,1 | 8,0 | 7,9 | 8,0 |
| pH Kcl | 5,2 | 5,4 | 5,2 | 5,9 | 6,1 | 5,5 | 5,0 | 5,3 |
| Cations échangeables en mé/100 g | | | | | | | | |
| Ca | 5,99 | 3,94 | 12,59 | 15,29 | 19,34 | 21,06 | 19,44 | 16,24 |
| Mg | 10,68 | 11,38 | 36,93 | 43,73 | 46,98 | 46,18 | 41,80 | 31,63 |
| K | 0,12 | 0,03 | 0,06 | 0,12 | 0,12 | 0,14 | 0,10 | 0,04 |
| Na | 0,06 | 0,06 | 0,20 | 0,28 | 0,31 | 0,35 | 0,28 | 0,20 |
| S | 16,85 | 15,41 | 49,78 | 59,42 | 66,75 | 67,73 | 61,62 | 48,11 |
| T | 18,60 | 17,25 | 42,03 | 47,97 | 55,30 | 57,70 | 49,53 | 35,00 |
| S/T | 90,6 | 89,3 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |

Tableau XLVIII

DEM 64. Composition chimique de la cuirasse et de la roche-mère

| Horizons \ % | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | MgO | CaO | Fe ₂ O ₃ | Mn ₃ O ₄ | TiO ₂ | Na ₂ O | K ₂ O | Perte au feu | Somme |
|----------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|------------------|--------------|-------|
| DEM 64 0- 20 (cuir.) | 32,83 | 17,46 | 0,73 | 0,24 | 36,61 | 0,25 | 0,75 | 0,43 | 0,40 | 9,80 | 99,50 |
| DEM 64 650 cm | 49,26 | 8,70 | 16,38 | 7,35 | 9,54 | 0,16 | 0,67 | 0,48 | 0,79 | 5,82 | 99,15 |

- Dans la cuirasse et les horizons supérieurs, les deux raisonnements, isotitane et isovolume, conduisent à des bilans très proches.
- Chaque horizon a sa propre dynamique géochimique. Au fur et à mesure que l'on monte dans le profil, on n'accumule aucun élément à proximité de la roche saine, tous les éléments étant modérément évacués. S'accumulent en revanche :
 - . le potassium dans l'altération "pistache" ;
 - . le fer, l'aluminium et le manganèse, de manière croissante, dans tous les horizons supérieurs.

Du bas vers le haut, corrélativement à cette concentration croissante des sesquioxydes et parfois du manganèse, l'élimination des alcalins et alcalino-terreux et dans une moindre mesure de la silice, augmente. Une exception intéressante concerne le faible départ du sodium dans la cuirasse. L'accumulation du fer domine celle de l'aluminium dans la cuirasse, l'inverse se produit dans l'horizon verticale sous-jacent.

Tableau XLIX

DEM 64. Bilans géochimiques en % par rapport à la roche

| Horizons | Calcul | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | Mn ₃ O ₄ |
|---------------------|-----------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------------------|------------------|------------------|--------------------------------|
| 0 - 20 cm cuirasse | Isotitane | - 40 | + 80 | + 243 | - 96 | - 97 | - 20 | - 64 | | 0 |
| | Isovolume | - 29 | + 113 | + 308 | - 95 | - 97 | - 5 | - 46 | + 19 | + 67 |
| 25 cm cuir. démant. | Isotitane | - 48 | + 100 | + 221 | - 74 | - 94 | - 67 | - 76 | | + 94 |
| | Isovolume | - 38 | + 135 | + 276 | - 95 | - 93 | - 62 | - 72 | + 17 | + 128 |
| 75 cm horizon | Isotitane | - 27 | + 50 | + 31 | - 81 | - 92 | - 58 | - 67 | | + 20 |
| | Isovolume | - 23 | + 56 | + 36 | - 76 | - 92 | - 66 | - 66 | + 4 | + 25 |
| 100 cm verticale | Isotitane | - 29 | + 32 | + 22 | - 60 | - 93 | - 52 | - 45 | | - 6 |
| | Isovolume | - 25 | + 42 | + 31 | - 81 | - 92 | - 49 | - 42 | + 7 | 0 |
| 150 cm | Isotitane | - 16 | + 10 | + 33 | - 51 | - 91 | - 97 | - 80 | | + 16 |
| | Isovolume | - 39 | - 20 | - 3 | - 66 | - 93 | - 97 | - 85 | - 27 | - 17 |
| 250 cm altération | Isovolume | - 35 | - 12 | - 4 | - 62 | - 80 | - 80 | - 1 | - 12 | - 14 |
| 450 cm "pistache" | Isovolume | - 9 | - 13 | - 7 | - 18 | - 10 | - 17 | + 11 | - 7 | - 19 |
| 550 cm | Isovolume | - 16 | - 18 | - 8 | - 36 | - 50 | - 55 | - 20 | - 23 | - 19 |

Tableau L

DEM 64. Ordre de mobilité des éléments. Evaluation des minéraux argileux

| Horizons | Ordre de mobilité croissante → | Calcul | M | K | T | Ch. |
|---------------------|---|-----------|----|----|-----|-----|
| 0 - 20 cm cuirasse | <u>Fe</u> < <u>Al</u> < <u>Mn</u> < Na < Si < K < Mg < Ca | Isotitane | | 10 | tr. | |
| 25 cuir. démantelée | <u>Fe</u> < <u>Al</u> < <u>Mn</u> < Si < Na < Mg < K < Ca | " | 6 | 4 | ++ | |
| 75 hor. verticale | <u>Al</u> < <u>Fe</u> < <u>Mn</u> < Si < Na < K < Mg < Ca | " | 7 | 3 | ++ | + |
| | <u>Al</u> < <u>Fe</u> < <u>Mn</u> < Si < K < Na < Mg < Ca | " | 8 | 2 | + | |
| 150 altération | <u>Fe</u> < <u>Al</u> < <u>Mn</u> < Si < Mg < K < Ca < Na | " | 8 | 2 | + | |
| | K < Fe < Ti - Al < Mn < Si < Mg < Ca - Na | Isovolume | 9 | 1 | tr. | |
| 350 | | " | 10 | | + | + |
| 450 "pistache" | <u>K</u> < Fe - Ti < Si < Ca < Al < Na < Mg < Mn | " | 10 | | + | ++ |
| 550 | Fe < Si < Al < Mn < K < Ti < Mg < Ca < Na | " | 10 | | + | ++ |

M = montmorillonite. K = kaolinite. T = talc. Ch. = chlorite.

++ = moyennement abondant. + = peu abondant. tr. = traces.

3. ANALYSES MINÉRALOGIQUES

a) Minéraux argileux (tabl. L)

La montmorillonite est exclusive dans l'altération "pistache". Elle décroît progressivement vers le haut pendant que s'accroît la kaolinite. Une discontinuité est observée au sommet. Alors que l'horizon de démantèlement de la cuirasse est encore largement montmorillonitique, la kaolinite est exclusive dans le bloc de cuirasse. Du talc est présent dans tout le profil. La chlorite

est abondante à la base de l'altération "pistache".

b) Autres constituants

Seuls la cuirasse et les débris et nodules sous-jacents ont été analysés. Les diagrammes diffractométriques indiquent, du bas vers le haut, un accroissement du quartz, de l'hématite et du talc; une faible diminution de la kaolinite et de la goethite. L'évaluation des teneurs en hématite et en goethite à partir des hauteurs des pics et des analyses chimiques donne respectivement 83% à l'hématite et 17% à la goethite à 25 cm contre 90% et 10% dans le bloc de cuirasse. Le taux de substitution en aluminium de la goethite passe dans le même sens, de 2-3% à 14%. L'hématite ne présente aucun déplacement de ses réflexions. Les diffractogrammes des filonnets qui traversent le profil entre 1,90 et 6 m confirment qu'ils sont constitués de quartz. La roche-mère ne contenant pas de quartz les cristaux pyramidaux de quartz en druses sont logiquement des néogénèses.

E - INTÉRÊT DE L'ETUDE DU PROFIL DEM 64

Il s'agit d'un profil cuirassé développé sur une roche ultrabasique. La cuirasse est peu épaisse et apparaît sous forme de blocs. Les nodules sont peu apparents dans la cuirasse, mais nombreux dans l'horizon démantelé situé sous cette cuirasse. La présence de la kaolinite est limitée à la partie supérieure du profil qui ne représente qu'une mince tranche du profil d'altération. *Une discontinuité oppose cette partie supérieure kaolinique aux épaisses altérations smectitiques du reste du profil. Cette discontinuité, comme à Thion, est à relier au démantèlement de la cuirasse.* La dynamique des éléments chimiques peut également être interprétée en fonction de cette discontinuité. Fe, Al et Mn, s'accumulent dans les horizons kaoliniques et ferrugineux du sommet. K est le seul élément qui se concentre dans les altérations "pistache". L'élimination des alcalins et alcalino-terreux et de la silice est modérée en bas et s'accroît vers le haut. Les néogénèses de quartz sont bien apparentes à moyenne profondeur.

IV - LE PROFIL GON 5 DE LA TOPOSÉQUENCE DE GONSE

A - PRÉSENTATION

La toposéquence de Gonsé est localisée en Haute-Volta, à 25 km à l'E N E de Ouagadougou (fig. 2. Coordonnées : 12°26'N - 1°18'W). Elle comporte 20 puits sur 1400 m. La cuirasse ferrugineuse affleure à l'amont, puis s'ennoie sous des sables argileux et disparaît au milieu de l'interfluve (Pl. XI). L'axe de drainage aval est le Massili, affluent de la Volta Blanche. La pente moyenne est de 1%. La carte géologique (DUCELLIER, 1963) indique la présence de migmatites. La savane arborée comprend le karité et les espèces soudanaises typiques.

B - DESCRIPTION ABRÉGÉE

De 0 à 40 cm : mince sol ferrugineux tropical sablo-argileux et gravillonnaire à la base.
De 40 à 68 cm : horizon de gravillons ferrugineux à forte porosité.
De 68 à 160 cm : cuirasse massive, peu vacuolaire, à nodules violets et bruns peu abondants. Très dure. Fissures horizontales fines au milieu et en bas, à débris ferrugineux à centre noir.
De 1,6 à 2,8 m : carapace ferrugineuse fréquemment lamellaire.

De 2,8 à 3,1 m : argiles tachetées à nodulation et passage à la carapace précédente.

De 3,1 à 4,4 m : argiles tachetées à structure conservée de migmatite.

De 4,4 à 4,7 m : passées quartzo-feldspathiques et micacées altérées et nodules ferrugineux.

De 4,7 à 12,5 m : succession de niveaux horizontaux d'argiles tachetées à structure conservée et minéraux altérés de migmatite, de niveaux argileux "pistache" et de pegmatite quartzo-feldspathique.

A 12,5 m : une altération "pistache" passe à une roche altérée verte.

On se trouve ici, devant un profil cuirassé développé à partir d'une migmatite, mais qui présente, à sa base, une alternance de passées pegmatitiques et amphibolitiques.

C - OBSERVATIONS ET POINTS D'ÉTUDE PARTICULIERS

1. PASSÉES MICACÉES SITUÉES ENTRE 4,4 ET 4,7 m

Quelques lentilles micacées à biotite, horizontales, de quelques centimètres de large et une dizaine de centimètres de long, se localisent dans les passées quartzo-feldspathiques. Les feldspaths sont très altérés sur leurs bordures, et friables. De nombreuses fissures horizontales ou flexueuses affectent les passées micacées et pegmatitiques. De minces dépôts limons-argileux et un saupoudrage de sables fins blancs témoignent du passage de l'eau dans ces fissures. Les biotites les plus éloignées des fissures sont très altérées, mais reconnaissables. Vers la fissure, les amas de biotite passent à des nodules ferrugineux assez durs, de 0,5 à 1,5 cm, bien individualisés, qui cassés, sont violet foncé, à structure finement litée, et sans quartz. Ces nodules sont identiques à ceux de la cuirasse du haut de profil, et tout à fait semblables aux nodules violets des profils de Kaya. Un diagramme diffractométrique de poudre de ces nodules indique la présence de l'hématite, de la kaolinite, des pics principaux peu accentués de la biotite, et d'un peu de goëthite. Les passées quartzo-feldspathiques sont altérées uniquement en kaolinite.

Ces faits montrent, qu'en position de drainage privilégié et intermittent, l'altération des biotites peut conduire, en profondeur, à la différenciation des nodules ferrugineux hématitiques semblables aux nodules violets des cuirasses de surface.

2. ALTÉRATION "PISTACHE" à 12 m

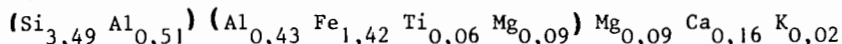
Les diagrammes diffractométriques de la fraction $<2\mu$ de cette altération indiquent la présence exclusive de montmorillonites. La fraction limoneuse fait apparaître également les réflexions de l'amphibole. Sous le microscope, ces amphiboles sont des hornblendes vertes dont l'altération tramée argileuse conserve la forme initiale des cristaux (pseudomorphose). Observées au microscope électronique à transmission, les amphiboles montrent des bordures qui s'effilochent (Pl. VI, 14). A plus fort grossissement, les lamelles effilochées présentent un enroulement de leurs bords (Pl. VI, 15). Le diagramme de diffraction obtenu sur l'une de ces lamelles est celui d'une montmorillonite ($d = 4,56$). La composition chimique de la fraction $<2\mu$ de cette altération pistache est donnée dans le tableau LI.

Tableau LI

GON 5. Composition chimique de la fraction argileuse de l'altération "pistache"

| GON 5 12 m alt. "pistache" ($< 2 \mu$) | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Mn ₃ O ₄ | TiO ₂ | Na ₂ O | K ₂ O | Perte au feu | Somme |
|--|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-----|--------------------------------|------------------|-------------------|------------------|-----------------|-------|
| | 48,3 | 11,1 | 26,1 | 1,67 | 2,0 | 0,057 | 1,06 | 0,07 | 0,23 | 8,86 | 99,45 |

Cette composition chimique permet de calculer la formule structurale de l'argile. Le mode de calcul est celui employé par PAQUET (1969). Cette formule est :



Cette argile, qui compte 1,42 ion Fe par demi-maille est d'après ROSS et HENDRICKS (1943 - 1944) in PAQUET (1969) *une nontronite type*. L'analyse thermique différentielle fournit une courbe qui présente deux crochets endothermiques (200 et 500°C) et un crochet exothermique (900°C) caractéristique des nontronites (TRAUTH et LUCAS, 1967a, CHANTRET *et al.*, 1971).

D - LES TRAITS IMPORTANTS DU PROFIL GON 5

L'étude de ce profil est intéressante, car elle permet de suivre les effets de l'altération sur une succession verticale de roches différentes. Le profil cuirassé est développé sur une migmatite. Il présente tous les horizons des profils cuirassés étudiés au-dessus des roches à quartz et feldspaths. En dessous, les passées pegmatitiques s'altèrent en kaolinite, les passées micacées fournissent des nodules kaoliniques et hématitiques, les passées d'amphibolite donnent en totalité de la montmorillonite. Dans ce dernier cas, comme à Kaya, l'altération des amphiboles est pseudomorphique, mais les montmorillonites sont ici des nontronites types.

Chaque passée de roche, s'altère donc pour son propre compte, en composés très différents, en fonction de son patrimoine minéralogique et des conditions d'altération dictées par le drainage.

V - CONCLUSIONS

Ce chapitre IV a trait à l'étude d'une série de profils étudiés en Haute-Volta à Nayouri, Thion, Dem et Gonsé. Les données ainsi obtenues prolongent et complètent celles de la coupe de la bancotière et des profils de Kaya développées dans les chapitres II et III. Cette nouvelle série de faits nous apporte des confirmations et des acquisitions nouvelles qui seront précieuses lors des interprétations.

Les principales confirmations sont les suivantes :

- les profils cuirassés sont constitués d'une suite ordonnées d'horizons qui sont du bas vers le haut, l'arène, les argiles tachetées, la carapace et la cuirasse ;
- les micro-organisations se compliquent de la base vers le sommet du profil et comprennent des lithoreliques et des pédoreliques ;
- il y a une opposition entre le sommet du profil qui est kaolinique et désaturé et sa base qui est partiellement smectitique et saturé ;
- dans la cuirasse et la carapace, le fer, et souvent le manganèse s'accumulent, alors que les autres éléments subissent une évacuation plus ou moins intense.

Les caractères nouveaux par rapport aux précédents profils de Haute-Volta sont les suivants :

- certains horizons sous cuirasse peuvent manquer (argiles bariolées, par exemple), alors que d'autres présentent un développement important (altération "pistache" par exemple) ;
- l'épaisseur des profils de la roche jusqu'à la cuirasse sommitale est plus faible qu'à Kaya ;
- les micro-organisations sont plus simples que celles décrites dans les profils de Kaya ;
- des individualisations calcaires peuvent apparaître au sein de l'altération smectitique basale ;
- les cuirasses sont le plus souvent fissurées ou en blocs et démantelées dans leur masse et à leur base ;
- enfin, ce démantèlement fait apparaître des horizons éluviaux et illuviaux nouveaux au sein et sous les cuirasses, et accentue l'opposition entre la partie supérieure et la partie inférieure des profils.

Ces caractères nouveaux permettent de mettre dès à présent en évidence, le rôle important de

la roche-mère, et ses relations avec la nature, la morphologie et la géochimie des cuirasses et des altérations sous-jacentes. Ils mettent l'accent sur l'aggravation croissante de l'opposition dans certains profils, entre la partie cuirassée kaolinique et ferrugineuse, et l'altération basale pistache ou grise montmorillonitique. Ce contraste croissant qui laisse pressentir deux évolutions différentes pour ces deux parties des profils, fera l'objet des interprétations des derniers chapitres de ce travail.

CHAPITRE V

LES PROFILS CUIRASSÉS DU SÉNÉGAL ET DU HOGGAR

I - LE PROFIL KED 5 DE KÉDOUGOU

A - PRÉSENTATION

Kédougou est une ville du Sénégal oriental, située à 25 km de la frontière guinéenne (fig. 3). Elle occupe la boucle d'un méandre prononcé du fleuve Gambie, qui descend du Fouta-Djalou (fig. 28). Le profil KED 5 comprend le front de taille d'une corniche cuirassée qui surplombe le fleuve et un puits creusé juste au-dessous de cette corniche, qui atteint la roche saine (fig. 29). Le climat sud-soudanien est caractérisé par une pluviosité moyenne annuelle de 1428 mm et une température moyenne de 28°C. Les formations végétales sont des savanes boisées qui comprennent un certain nombre d'espèces à affinité guinéenne (*Daniellia oliveri*, *Isobertinia doka* ...) auxquelles viennent s'ajouter des espèces soudaniennes (*Parkia biglobosa*, *Karité* ...).

Les schistes birrimiens indifférenciés de BASSOT (1963), surmontés par plusieurs mètres d'altération et coiffés par une épaisse cuirasse ferrugineuse, constituent l'essentiel du substratum. Des dépôts alluviaux de textures diverses qui vont du gros galet aux limons, occupent le lit majeur du fleuve. Une formation à galets, indurée par du fer, s'appuie sur les talus des corniches cuirassées, et sera étudiée plus loin (chap. VI). La géomorphologie de cette région est traitée dans l'ouvrage de MICHEL (1973, p. 626).

B - ÉTUDE MORPHOLOGIQUE

DESCRIPTION SUCCINCTE

De 0 à 40 cm : cuirasse ferrugineuse massive à nodulaire, peu vacuolaire. Quelques tubulures à remplissage argileux bariolé. Matrice jaune, blanche, grise, ocre. Quelques quartz épars. Fissures verticales et obliques, en forme d'entonnoir, à fines lamelles de fer sur leurs bordures.

De 40 à 160 cm : carapace moins dure, plus tubulaire, à auréoles concentriques de fer autour des vides, et localement autour des nodules et des amas ferruginisés à revêtements noirs centraux. Cette carapace passe progressivement au niveau suivant.

De 1,6 à 3,2 m : argiles tachetées à nodulation ferrugineuse indurée vers le haut, passant à des ségrégations plus tendres vers le bas. Cassées, ces ségrégations présentent un aspect finement micacé et une couleur violet foncé. Plus bas, le reste de la coupe est masqué par la formation à galets.

De 11 à 16 m : le puits traverse une altération argileuse gris verdâtre à structure schisteuse fine.

Sous 16 m : le passage à la roche dure, schisteuse, sombre, est rapide.

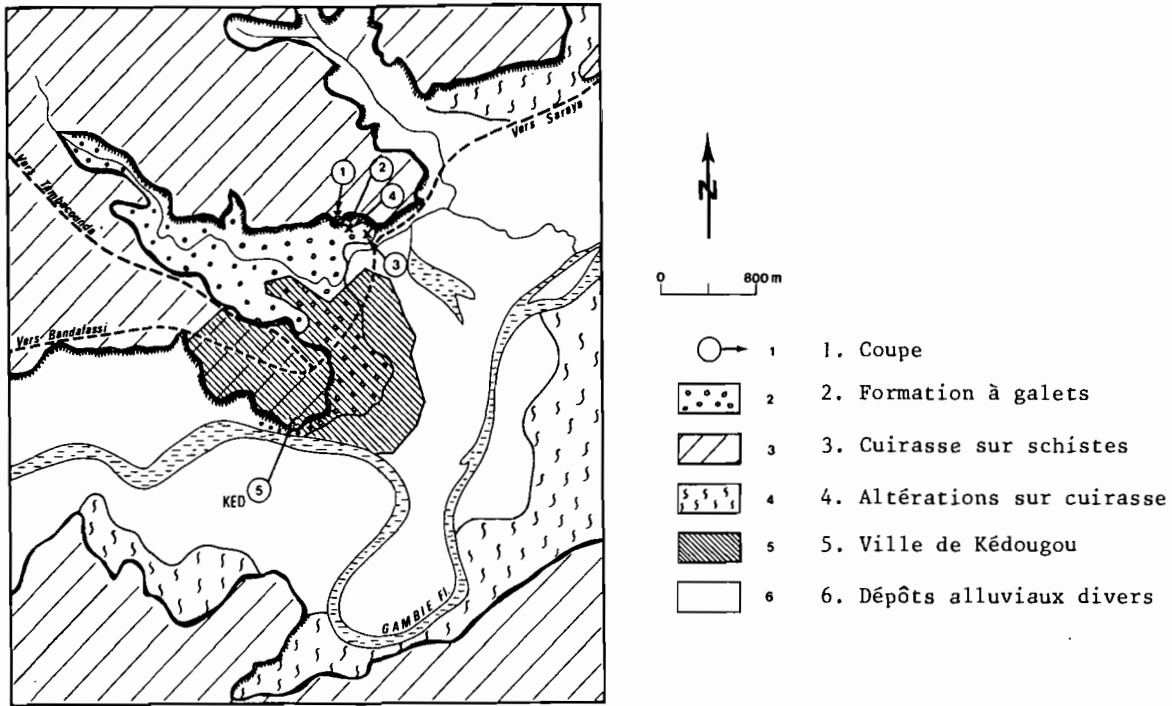


Fig. 28 - Extension des principales formations superficielles autour de Kédougou (d'après observations au sol et photo aérienne IGN 244 ND 28 - VI)

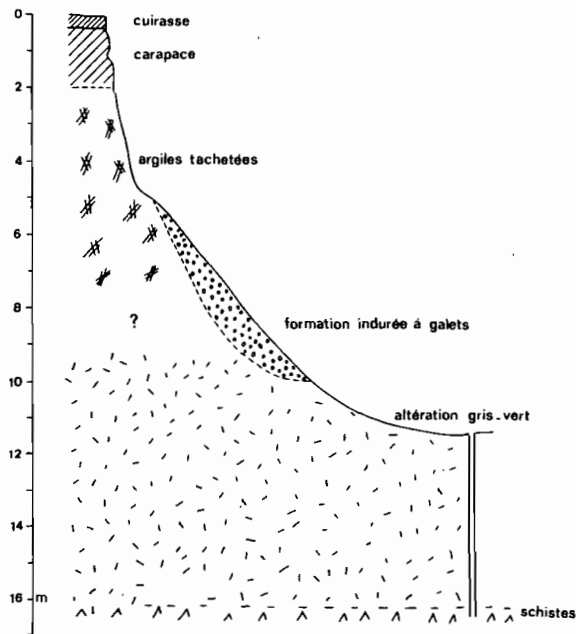


Fig. 29 - Coupe du profil KED 5

C - ÉTUDE MICROMORPHOLOGIQUE

1. DESCRIPTION

A 16,5 m : roche sombre à grain très fin, constituée de lits de quartz engrenés dont certains sont petits (60 μ) et d'autres plus gros (>280 μ). Nombreuses paillettes de muscovite de 400 μ , des plagioclases andésine à oligoclase, des biotites et des chlorites moins abondantes. Tous les minéraux ferro-magnésiens sont alignés en lits fins. Les cristaux de magnétite sont fréquents, ceux de pyrite sont plus rares.

A 3 m : assemblage porphyroscuelique, grandes plages de plasma argilasépique et masépique. Un brunissement des argiles par concentration plasmique recouvre et opacifie ces plages. Des volumes nodulaires violet sombre très hématitiques commencent à se circonscrire et conservent le litage de la roche et la trame ferruginisée des biotites et des muscovites. Localement, le plasma est aggloméroplasmique et individualise des amas nodulaires sans cortex, en partie le long des fissures. Au sein des ferri-argilanes zonés, en position interne, l'hématite se différencie de la goethite.

A 100 cm : l'assemblage est aggloméroplasmique, et même intertextique par endroits. Autour des nodules violets bien individualisés, hématitiques, dont les quartz sont très corrodés, un cortex zoné de ferranes se met en place, dans lequel l'hématite domine la goethite. Les alignements de minéraux du fond matriciel omnisépique sont bouleversés et ce fond matriciel présente une micro-nodulation à partir de glébules de goethite. Les quartz sont microfissurés mais peu corrodés. Les amas nodulaires précédents persistent et s'agglomèrent.

A 40 cm : l'assemblage intertextique se développe. Les plages à micronodulation goethitique sont moins abondantes et sont pénétrées de grandes fissures et cavités. Les amas nodulaires se soudent, se séparent et se recollent pour former des nodules composites qui s'entourent d'un cortex de ferranes. Un cortex de même matière nourrit les nodules violets. Une fissure périnodulaire sépare le cortex de la matrice alentour. Les ferranes du cortex sont hématitiques alors que les cutanes zonés de la matrice qui borde la fissure sont partiellement goethitiques.

2. INTERPRÉTATION

Ces observations permettent de mettre en évidence :

- le passage, du bas vers le haut, d'un assemblage à plasma continu issu de l'altération à structure conservée de la roche (altéroplasma), à des assemblages à plasmas de plus en plus lâches ;
- la nodulation ferrugineuse croissante vers le haut ;
- la double origine des nodules, les nodules violets à caractère de *lithoreliques*, les amas nodulaires composites issus du fond matriciel perturbé ou *pédoreliques* ;
- la différenciation des ferranes hématitiques des cortex périnodulaires à partir des ferri-argilanes goethitiques de la matrice ;
- l'importance croissante, vers le haut, de l'hématite aux dépens de la goethite ;
- la dissolution des quartz dans la cuirasse.

D - DONNÉES ANALYTIQUES

1. ANALYSES CHIMIQUES (tableau LII)

Tableau LII

KED 5. Composition chimique de la roche et de la cuirasse.

| % | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | MgO | CaO | Fe ₂ O ₃ | Mn ₃ O ₄ | TiO ₂ | Na ₂ O | K ₂ O | Perte au feu | Somme |
|---------|--------|------------------|--------------------------------|------|-----|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|------------------|--------------|--------|
| KED 5 | 40 cm | 45,0 | 15,6 | 0,19 | tr. | 29,9 | 0,059 | 1,12 | tr. | 0,57 | 8,20 | 100,72 |
| Roche à | 16,5 m | 70,0 | 14,2 | 1,51 | 2,5 | 4,9 | 0,034 | 0,64 | 3,51 | 1,25 | 1,54 | 100,17 |

Le bilan des accumulations et des pertes est calculé à partir des compositions chimiques en employant les raisonnements à volume, puis à titane constant (tableau LIII). Ce bilan conduit aux ordres de mobilité du tableau LIV. De l'examen de ces tableaux il ressort :

- que les deux modes de calculs conduisent à des résultats semblables : ordre de grandeur proche des gains et des pertes pour les mêmes éléments des mêmes niveaux, mêmes successions des mobilités ;
- que la cuirasse et la carapace concentrent les mêmes oxydes de fer et de manganèse et éliminent dans un même ordre croissant la silice, l'alumine et tous les alcalins et alcalino-terreux ;
- que dans les argiles tachetées, le fer et le titane s'accumulent alors que le manganèse est en partie éliminé. La mobilité des autres éléments est semblable à celle des niveaux indurés supérieurs.

Tableau LIII

KED 5. Calculs géochimiques à partir des raisonnements isovolume et isotitane.

| Isovolume | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Mn ₃ O ₄ | TiO ₂ |
|-----------|--------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|-------------------|------------------|--------------------------------|------------------|
| KED 5 | 40 cm | - 44 | - 5 | + 429 | - 89 | - 100 | - 100 | - 60 | + 44 | + 52 |
| | 100 | - 54 | - 10 | + 598 | - 89 | - 100 | - 100 | - 66 | + 78 | + 30 |
| | 300 | - 26 | - 23 | + 202 | - 86 | - 100 | - 100 | - 50 | - 33 | + 63 |
| Isotitane | | | | | | | | | | |
| KED 5 | 40 | - 63 | - 37 | + 248 | - 93 | - 100 | - 100 | - 74 | - 1 | |
| | 100 | - 65 | - 31 | + 437 | - 92 | - 100 | - 100 | - 74 | + 38 | |
| | 300 cm | - 55 | - 53 | + 85 | - 92 | - 100 | - 100 | - 69 | - 62 | |

Tableau LIV

KED 5. Ordre de mobilité des éléments.

| Profondeur | Niveau | ordre de mobilité croissante → |
|-------------|-------------------|---|
| KED 5 40 cm | Cuirasse | <u>Fe</u> < <u>Mn</u> < Al < Si < K < Mg < Ca - Na |
| 100 | Carapace | <u>Fe</u> < <u>Mn</u> < Al < Si < K < Mg < Ca - Na |
| 300 | Argiles tachetées | <u>Fe</u> < <u>Ti</u> < Al < Si < Mn < K < Mg < Ca - Na |

2. ANALYSES MINÉRALOGIQUES

a) La fraction argileuse

La fraction argileuse est présente dans la roche saine sous la forme d'illite. Juste au-dessus, dans l'altération gris verdâtre, une quantité appréciable de smectites apparaît, associée à de la kaolinite et à des interstratifiés illite-montmorillonite (10 I - 14 M). Au fur et à mesure que l'on monte vers la cuirasse, la kaolinite devient dominante, puis exclusive. Des traces de micas sont perceptibles jusque dans la cuirasse.

b) Les diagrammes de poudre

Des argiles tachetées à la cuirasse, l'examen des diagrammes de poudre permet de constater :

- un accroissement de l'hématite ;
- une diminution des quantités de quartz, de goethite et de kaolinite.

Les calculs effectués à partir de l'intensité des pics principaux, de leurs déplacements et des analyses chimiques permettent de dresser le tableau LV.

Aucun déplacement des pics de l'hématite n'est apprécié.

Tableau LV

*KED 5. Proportions d'hématite et goethite.
Taux de substitution d'Al dans la goethite.*

| | Hématite % | Goethite % | Al _G % |
|-----------|------------|------------|-------------------|
| 0 - 40 cm | 65 | 35 | 22 |
| 100 cm | 60 | 40 | 16 |
| 300 cm | 50 | 50 | 14 |

E - LES POINTS IMPORTANTS DE L'ÉTUDE DU PROFIL KED 5

Le profil cuirassé KED 5, développé au-dessus d'un schiste birrimien, présente *du bas vers le haut* :

- la succession des horizons suivants : altération argileuse grise, argiles tachetées, carapace, cuirasse ;
- une filiation des micro-organisations et en particulier, des nodules ferrugineux ;
- des mécanismes de concentration du fer et du manganèse dans les horizons indurés, par départ des autres éléments et différenciation de ferranes hématitiques, l'accumulation moins importante du fer et du titane dans les argiles tachetées ;
- une prédominance de la kaolinite sur les smectites et l'illite d'une part, et de l'hématite sur la goethite d'autre part.

II - LE PROFIL KOU 21 DE LA TOPOSÉQUENCE DE KOUSSANE

A - PRÉSENTATION

La toposéquence de Koussane a fait l'objet de deux publications (BLOT, LEPRUN, PION, 1976a et c) Il ne sera repris ici que l'essentiel concernant le profil cuirassé KOU 21. La zone d'étude de Koussane se localise au Sénégal oriental (fig. 3; Coordonnées 14°09'30"N et 12°23'15"W). Le climat est soudanien avec des précipitations de 850 mm par an et une température moyenne annuelle de 28°C. Les pentes moyennes des interfluves sont de l'ordre de 4 à 5%. La savane arborée sèche à *Terminalia laxiflora* est dense. Les formations géologiques recoupées par les puits sont celles d'un corps ultrabasique situé dans un contexte volcano-sédimentaire métamorphisé ancien, d'âge non précisé. Le puits 21, situé à l'aval de la chaîne de puits (Pl. XI) atteint une serpentine constituée d'antigorite lamellaire et de chrysotile fibreux. Ces minéraux proviennent de la transformation de pyroxènes orthorhombiques antérieurs par une pseudomorphose particulière appelée bastite.

B - ÉTUDE MORPHOLOGIQUE

1. DESCRIPTION

Le profil est situé en bordure d'axe de drainage, juste en amont et à 3 m d'un rebord cuirassé en dalles. En surface, les blocs de cuirasse à patine chocolat (2,5 YR 2,5/2) ont un aspect chagriné et faussement conglomératique, car cassé, le bloc est massif à très faiblement tubulaire, de couleurs anastomosées brun-rouge, ocre, violet bleuté, avec des revêtements noirs. La couleur d'ensemble est proche du 2,5 YR 3,5/6. Le faciès est fin, sans aucun quartz visible à l'oeil. Certaines tubulures contiennent des argiles brun-rouge ou ocre-blanc. Les blocs sont durs, mais au choc, se brisent en éléments polyédriques de 2-3 cm. Localement, sur les dalles qui se prolongent vers l'aval, on trouve des blocs plats d'un grès grossier ferruginisé, très dur.

De 0 à 40 cm : brun chocolat (2,5 YR 3/5) à très nombreux nodules ferruginisés de 2 cm \emptyset , plus ou moins anguleux, qui, cassés présentent un centre noir. Terre fine argileuse, à structure polyédrique très fine, bien développée, en assemblage polyédrique à cubique de 1-2 cm, fragile. Limite progressive ondulée.

De 40 à 150 cm : vers le haut, sur une face, débris de grès ferruginisés de 50-10 cm et silex de même taille de type "meulière". Ailleurs blocs de cuirasse brune à violette, à structure fine, se réduisant en débris centimétriques noduleux à centre noir fréquent. 20% de terre fine à structure polyédrique 2-3 cm en assemblage cohérent, à sous-structure polyédrique. Limite distincte à tranchée.

De 150 à 300 cm : matériau argileux marron (2,5 YR 3/3) à plages blanches à ocre avec petites taches noires et "plomb de chasse" ferro-manganésifères. Faces de décollement luisantes. Structure prismatique en haut, devenant un débit lamellaire oblique à faces lissées vers la base. A partir de 240 cm et vers le bas, filonnets de minéraux fibreux blancs, ramifiés.

De 300 à 420 cm : matériau d'altération à structure de roche reconnaissable par l'organisation et l'altération des minéraux en fines baguettes et plages ocre, vertes, blanches, marron, grises. Le blanc gris-vert domine. Débit par diaclases séparant des îlots de 20-30 cm. Les filonnets précédents disparaissent sous 350 cm. Passage très graduel à l'horizon suivant.

De 420 à 600 cm : matériau d'altération vert clair à gris (5 Y 7/4) à structure reconnaissable de roche grenue. Faces des diaclases souvent noires. Débit à faces anguleuses parallélépipédiques. Argilification faible en passées étroites, à toucher savonneux. Passage graduel.

Au-dessous de 600 cm : roche grenue vert sombre, à contours de minéraux altérés visibles. Mêmes passées savonneuses mais dures, massives, argileuses uniquement sur les bordures.

2. INTERPRÉTATION

Ce profil peut se résumer ainsi :

- 0 - 150 cm : sol brun eutrophe tropical ferruginisé, individualisé aux dépens de l'altération d'une roche verte à faciès fin et de blocs de cuirasse démantelée ;
- 150 - 300 cm : matériau d'altération verticale, à argiles gonflantes ;
- 300 - 600 cm : matériau d'altération "pistache" à argiles gonflantes et structure de roche verte reconnaissable.

C - DONNÉES ANALYTIQUES

1. ANALYSES PÉDOLOGIQUES

Le résultat de ces analyses figure dans l'article BLOT *et al.* (1976c). Il permet de distinguer deux groupes d'horizons bien différents *de part et d'autre de la limite 150 cm* :

- un groupe d'horizons supérieurs plus sableux, à réaction neutre ou faiblement acide, désaturé ;
- un groupe d'horizons inférieurs plus argileux, à réaction basique, à complexe absorbant saturé très riche en magnésium.

2. ANALYSES CHIMIQUES

La composition chimique de la cuirasse et de la roche en partie altérée atteinte à 6 m est donnée dans le tableau IVI.A l'aide des calculs isotitane et isovolume, on peut évaluer les gains

et les pertes par rapport à la roche de départ (Tabl. LVII) et dresser les ordres de mobilité des éléments (Tabl. LVIII). Le bilan du calcium, présent sous forme de traces, ne peut être établi.

Tableau LVI

KOU 21. Composition chimique de la cuirasse et du niveau le plus profond

| % | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | MgO | CaO | Fe ₂ O ₃ | Mn O | TiO ₂ | Na ₂ O | K ₂ O | Perte au feu | Somme |
|-----------------|------------------|--------------------------------|------|-----|--------------------------------|------|------------------|-------------------|------------------|--------------|-------|
| KOU 21 cuirasse | 23,36 | 12,82 | 0,47 | tr. | 48,54 | 0,86 | 0,86 | 0,04 | 0,11 | 11,85 | 98,91 |
| KOU 21 600 cm | 39,43 | 4,09 | 8,40 | tr. | 26,54 | 0,64 | 0,22 | 0,03 | 0,02 | 18,23 | 97,60 |

Tableau LVII

KOU 21. Bilan géochimique en % par rapport au niveau le plus profond

| Profondeur cm | Horizon | Calcul | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ |
|---------------|------------------|-----------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|-------------------|------------------|------------------|
| Surface | Cuirasse | Isotitane | - 82 | - 6 | - 52 | - 65 | - 99 | - 65 | + 43 | |
| 20 cm | de démantèlement | " | - 83 | - 29 | - 57 | - 70 | - 89 | - 91 | + 82 | |
| 50 cm | | " | - 85 | - 19 | - 52 | - 65 | - 98 | - 65 | + 43 | |
| 120 cm | de passage | " | + 112 | + 21 | + 28 | + 79 | + 332 | + 23 | + 83 | |
| 200 cm | vertique | Isovolume | + 51 | + 211 | + 42 | - 17 | - 5 | + 600 | + 1300 | + 254 |
| 350 cm | "pistache" | " | - 1 | - 27 | - 42 | - 59 | + 189 | + 375 | - 50 | - 27 |

Tableau LVIII

KOU 21. Ordre de mobilité des éléments

| Profondeur | Horizon | ordre de mobilité croissante → |
|------------------|------------------|--|
| cuirasse surface | | <u>K</u> < Al < Fe < Mn - Na < Si < Mg |
| 20 cm | de démantèlement | <u>K</u> < Al < Fe < Mn < Si < Mg < Na |
| 50 cm | | <u>K</u> < Al < Fe < Mn - Na < Si < Mg |
| 120 cm | de passage | <u>Mg</u> < <u>Si</u> < <u>K</u> < <u>Mn</u> < <u>Fe</u> < <u>Na</u> < <u>Al</u> |
| 200 cm | vertique | <u>K</u> < <u>Na</u> < <u>Ti</u> < <u>Al</u> < <u>Si</u> < <u>Fe</u> < Mg < Mn |
| 350 cm | pistache | <u>Na</u> < <u>Mg</u> < Si < Al - Ti < Fe < K < Mn |

Les résultats des gains et des pertes diffèrent selon le raisonnement utilisé. Les ordres de mobilité du tableau LVIII présentent certaines particularités :

- les alcalins et alcalino-terreux sont les éléments les moins mobiles et s'accumulent ;
- le fer, le manganèse, et la plupart des éléments s'accumulent dans les horizons argileux structurés situés entre la cuirasse démantelée et l'altération "pistache" ;
- les ordres de mobilité ne peuvent se comparer à aucun autre des profils étudiés. Seule la concentration du potassium peut être rapprochée de son maintien dans le profil DEM 64 (chap. IV) éga-

lement situé sur roche ultrabasique.

L'altération du niveau prélevé à 6 m et qui a servi de roche de départ dans les calculs *peut être en partie responsable* de ces bilans géochimiques originaux, en particulier en ce qui concerne la non accumulation du fer dans la cuirasse.

3. ANALYSES MINÉRALOGIQUES

La composition de la fraction argileuse (BLOT *et al.*, 1976c et fig. 29) permet de distinguer dans le profil plusieurs parties. *Une partie profonde*, dans laquelle au fur et à mesure que l'on monte, la serpentine décroît et la montmorillonite s'accroît. *Une tranche de 300 à 20 cm*, dans laquelle la montmorillonite domine la kaolinite. Celle-ci disparaît dans le niveau le plus riche en montmorillonite à 200 cm. *Une partie supérieure* (0 - 20 cm et cuirasse), dans laquelle la kaolinite est dominante, et même exclusive.

On assiste donc, du bas vers le haut, à un relais serpentine - montmorillonite - kaolinite (fig. 30). Le diagramme placé en haut de la fig. 30 a été réalisé à partir de l'emballage des blocs de cuirasse. Il indique la présence de kaolinite, de goéthite et de maghémite ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$). Des diagrammes des poudres de la cuirasse et de quelques nodules bruns et violets issus du démantèlement de

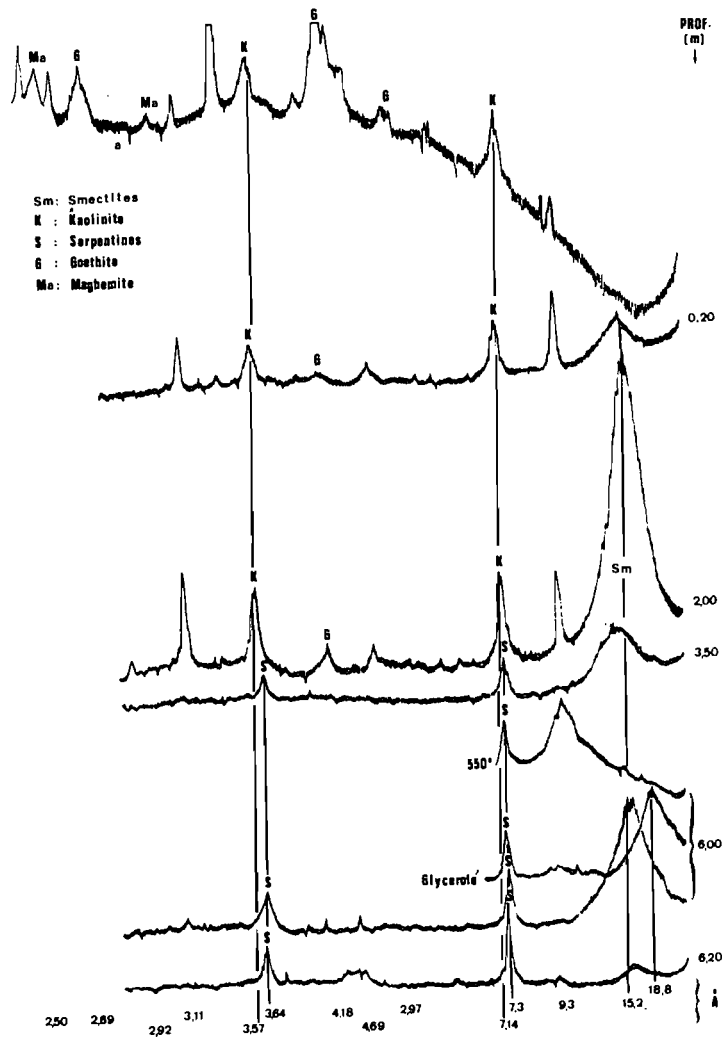


Fig. 30 - Diffractogrammes des argiles du profil KOU 21

cette cuirasse ont été obtenus. Ces diagrammes et des évaluations à partir des pics et des analyses chimiques montrent :

- que l'échantillon de cuirasse contient un peu de quartz et de kaolinite, des quantités semblables de goethite et d'hématite, et un taux de substitution en aluminium de la goethite d'environ 14% ;
- que les nodules sont constitués de 70% d'hématite pour 30% de goethite, de traces de kaolinite et de quartz, et que le taux de substitution en Al de la goethite est de 22% ;
- que dans tous les cas aucun décalage des pics de l'hématite n'est observé.

Le diagramme de poudre des filonnets blancs situés sous 240 cm atteste de leur composition quartzreuse.

D - POINTS INTÉRESSANTS DU PROFIL KOU 21

Le profil KOU 21 est développé à partir d'une roche ultrabasique. Il est constitué d'une cuirasse peu épaisse, très démantelée, peu nodulaire, d'une épaisseur assez faible de kaolinite à son sommet, et d'une frange d'altération montmorillonitique importante. Le passage d'une altération à l'autre se fait par l'intermédiaire d'horizons argileux structurés ou verticaux. La géochimie et la minéralogie de ce profil sont originales.

- Un ou plusieurs éléments, alcalins ou alcalino-terreux, se concentre dans chaque horizon sur toute la hauteur du profil, le potassium dans les horizons supérieurs, le sodium, le potassium et parfois le magnésium dans l'altération "pistache".
- Ni le fer, ni l'aluminium, ni le manganèse ne s'accumule dans les horizons supérieurs.
- Ce profil est le seul dans lequel du talc et de la maghémite ont été décelés.
- La cristallisation du quartz sous forme de filonnet dans les horizons médians, correspond à l'accumulation de silice mise en évidence dans le bilan géochimique de ces horizons.
- Ce profil est le seul de tous ceux étudiés, dont l'échantillon qui fait office de roche de départ est altéré. Une déformation des bilans géochimiques est donc à redouter.

III - LA TRANCHÉE DE KONDOKHO (SÉNÉGAL)

A - PRÉSENTATION

L'essentiel des observations et commentaires sur cette tranchée est extrait d'un article de BLOT, LEPRUN, PION (1976b). BLOT poursuit actuellement l'étude détaillée de cette coupe. Au Sénégal, sur le massif granitique birrimien de Saraya, une tranchée de 13 m a été creusée et recoupe un dyke de dolérite à proximité du village de Kondokho (fig. 3. Coordonnées 12°55'N - 11°44'W). Le climat est sud-soudanien, avec une pluviosité moyenne annuelle d'environ 1200 mm. Les interfluves, de l'ordre du kilomètre sont peu accentués et ont une pente voisine de 1%. La formation végétale est une savane ouverte à karité. Le granite, de grain moyen, est alcalin, à microcline et muscovite. La biotite et la tourmaline sont rares. La roche est fréquemment recoupée par des filons de pegmatite. La dolérite présente une structure ophitique à porphyroblastes feldspathiques. Les autres minéraux sont le labrador, l'hyperstène, la pigeonite, l'actinote, la chlorite, et le quartz automorphe. Des datations géochronologiques (BLOT, inédit) attribuent à la dolérite un âge précambrien plus récent que celui du granite.

B - DESCRIPTIONS MORPHOLOGIQUES

Des observations verticales, effectuées tous les mètres, sur toute la longueur de la tranchée,

autorisent à dresser la coupe de la figure 31. Seuls seront décrits, brièvement, les deux profils extrêmes, KND 13 sur le granite et KND 1 sur la dolérite.

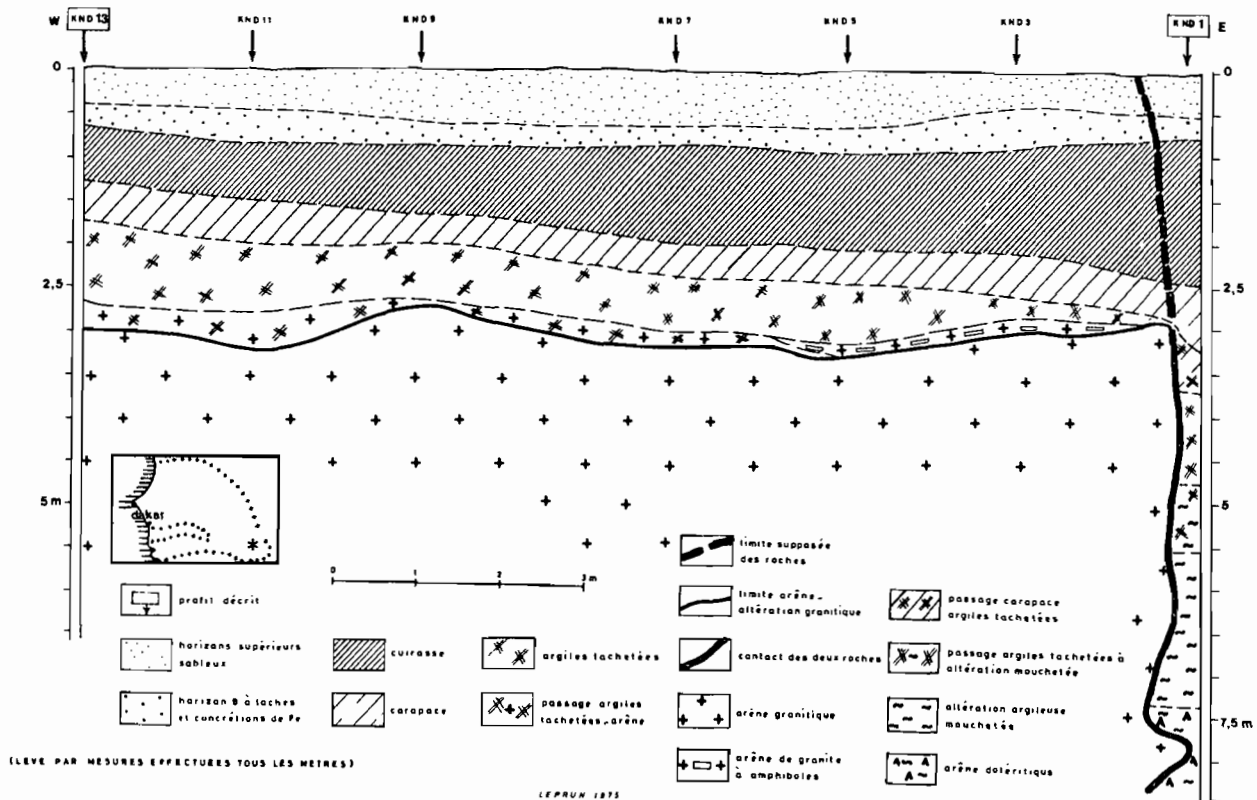


Fig. 31 - Coupe de la tranchée de Kondokho

Tableau LIX

Profils de la tranchée de Kondokho. Descriptions

| KND 13 sur granite | | KND 1 sur dolérite | |
|--------------------|---|--------------------|---|
| 0- 18 cm | Horizon sableux humifère gris. | 0- 20 cm | Horizon sableux humifère gris-jaune. |
| 18- 40 | Sableux faiblement argileux jaune-gris. | 20- 50 | Sableux peu argileux, jaune-beige. |
| 40- 65 | Sablo-argileux jaune à concrétions de fer rouges vers la base. Limite tranchée avec | 50- 75 | Sablo-argileux beige à concrétions ferrugineuses ocre-rouge. Limite tranchée avec |
| 65-130 | Cuirasse ferrugineuse massive, brun-rouge, à grains de quartz. | 75-160 | 1er horizon de cuirasse ferrugineuse brun sombre, massive, à nodules violets, à très rares petits quartz. |
| 130-175 | Carapace ferrugineuse de même couleur à quartz et micas, à tubulures donnant un aspect lamellaire. Nodules ferrugineux vers la base. | 150-245 | 2° horizon de cuirasse, tubulaire. |
| 175-200 | Horizon intermédiaire : argiles tachetées à forte nodulation ferrugineuse. | 245-310 | Carapace ferrugineuse lamellaire à nodules violets disjoints à la base. |
| 200-270 | Argiles sableuses tachetées grises, ocres, brunes, à îlots d'arène granitique. Les amas ocre-rouge au sommet préfigurent les nodules sus-jacents. | 310-370 | Transition entre les deux horizons jacents : argiles tachetées à forte nodulation ferrugineuse. |
| 270-300 | Horizon de passage à | 370-475 | Argiles tachetées rouges, grises, roses, ocres. Passage à |
| 300-620 cm | Arène granitique peu argilifiée. Diaclasses fermées. Les minéraux sont reconnaissables. | 555-740 | Altération mouchetée brune à ocre, granuleuse, argilifiée, peu diaclassée, à structure conservée de la roche. |
| | | 740-860 | Arène granuleuse, peu argilifiée, de roche à structure doléritique conservée. Diaclasses ouvertes. |

Ces profils cuirassés peuvent être résumés ainsi :

| Granite | Horizons | Dolérite |
|----------|----------------------------------|----------|
| 0- 65 cm | Sol ferrugineux tropical lessivé | 0- 75 cm |
| 65-130 | Cuirasse ferrugineuse | 75-245 |
| 130-175 | Carapace ferrugineuse | 245-310 |
| 175-270 | Argiles tachetées | 310-475 |
| - | Altération bariolée | 475-740 |
| 270 cm | Arène | 740 cm |

Ainsi, à l'aplomb de deux roches mères différentes, se développent deux séquences d'altération caractéristiques, dont les horizons sont décalés de part et d'autre du contact, comme le montrent la fig. 1 de la planche VII et le tableau LIX.

- Sur le granite, cuirasse et carapace sont quartzieuses, et ont une épaisseur de l'ordre du mètre, les argiles tachetées ont la même épaisseur et un faciès d'arène.
- Sur la dolérite, cuirasse et carapace sont pauvres en quartz, dépassent les 2 m d'épaisseur et sont riches en nodules violets. L'épaisseur des argiles tachetées atteint 2,5 m.
- Si bien que des horizons qui ne se correspondent pas se trouvent en vis-à-vis. *A 3 m de profondeur par exemple, l'argile tachetée du granite et la carapace de la dolérite (Pl.VII,1) se font face. Cet exemple illustre d'une manière saisissante, combien les faciès d'altération dépendent des roches mères.*

C - DESCRIPTIONS MICROMORPHOLOGIQUES

La cuirasse sur granite, entre 1 et 2 m, présente un assemblage porphyrosquelique et aggloméroplasmique par plages. Le squelette comprend de très nombreux quartz peu microfissurés, anguleux, peu à non corrodés. Le plasma est argilasépique et vosépique par cutanes zonés le long de nombreuses et fines fissures. Les nodules sont très mal individualisés et s'agglomèrent en une masse où l'hématite est en position interne et la goethite en position externe. Les quartz internes aux nodules ne sont pas entourés de vides. Dans le plasma, se différencient de nombreux glébules et micronodules goethitiques. La goethite et l'hématite sont en quantité égale.

La cuirasse et la carapace sur dolérite, entre 1 et 3 m, ont un assemblage porphyrosquelique très faiblement aggloméroplasmique par endroits. Le plasma est argilasépique, peu vosépique et squelsépique. Les nodules sont volumineux, hématitiques, à cortex périnodulaire, à petits vides ou rares quartz très corrodés situés dans des alvéoles. Le fond matriciel contient de nombreux quartz anguleux très microfissurés et même des microclines altérés. Ces minéraux sont nombreux et agglomérés par de l'argile dans des chenaux et nids vésiculaires termitiques.

La distinction entre les deux cuirasses peut se faire par les nodules. Les nodules bruns, en amas, mal individualisés, sans cortex, à quartz, hématitiques et goethitiques caractérisent la cuirasse sur granite. Les nodules violets, volumineux, bien individualisés, à cortex, à rares quartz très corrodés, sont spécifiques de la cuirasse sur dolérite. Une pollution par des quartz et des feldspaths, due au sol et à un brassage faunique, est mis en évidence.

D - RÉSULTATS ANALYTIQUES SUCCINCTS

1. ANALYSES CHIMIQUES

La composition chimique moyenne des deux roches en présence est donnée dans le tableau LX.

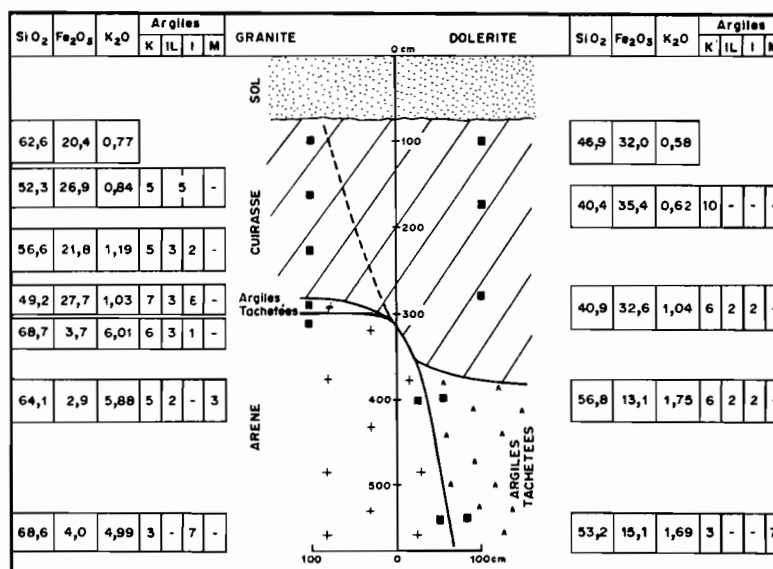
Le tableau LXI regroupe les résultats des quelques analyses chimiques et déterminations minéralogiques effectuées sur des échantillons prélevés de part et d'autre du contact des deux profils d'altération.

Tableau LX

Composition chimique des roches de la tranchée de Kondokho

| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | H ₂ O |
|----------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|------------------|------------------|
| Granite | 73,47 | 14,68 | 1,02 | 0,02 | 0,26 | 0,38 | 3,53 | 4,93 | 0,08 | 1,27 |
| Dolérite | 51,72 | 14,37 | 12,57 | 0,19 | 4,40 | 6,85 | 2,93 | 2,15 | 1,73 | 2,24 |

Tableau LXI

Tranchée de Kondokho.
Analyses chimiques et minéralogiques du contact

Les calculs effectués à l'aide des raisonnements à titane et volume constants, fournissent des résultats très différents (Tabl. LXII). Il y a donc une forte modification des volumes dans la cuirasse et la carapace. Les calculs isotopiques permettent de dresser le tableau LXIII, des ordres de mobilité par rapport aux roches de départ. Les bilans géochimiques du profil développé sur granite et sur dolérite sont différents. Sur le granite, seuls s'accumulent le fer dans la cuirasse, le fer et le manganèse dans la carapace. Tous les autres éléments, y compris l'aluminium et le silicium sont fortement éliminés. Sur la dolérite, le fer, l'aluminium, le silicium et le manganèse s'accumulent dans la cuirasse, les mêmes éléments sans le manganèse s'accumulent dans la carapace. Les accumulations croissent vers le sommet du profil. Les alcalins et alcalino-terreux sont évacués en presque totalité, *excepté le potassium*.

A ce stade de l'étude, l'accumulation du silicium dans la cuirasse et la carapace ferrugineuse du profil développé sur la dolérite est à noter car, dans toutes les cuirasses des profils étudiés jusqu'ici, cet élément est partiellement éliminé.

2. ANALYSES MINÉRALOGIQUES

Les minéraux argileux des deux profils (Tabl. LXI) sont les mêmes mais présentent des abondances relatives différentes. La kaolinite est exclusive dans la cuirasse supérieure sur dolérite. La

Tableau LXII

Tranchée de Kondokho. Bilans géochimiques. Gains et pertes en %

| Horizon | Calcul | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | MgO | CaO | Fe ₂ O ₃ | Mn ₃ O ₄ | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ |
|-----------------|-----------|------------------|--------------------------------|------|-------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------|------------------|------------------|
| Granite | | | | | | | | | | |
| cuirasse 100 cm | Isotitane | - 88 | - 90 | - 94 | - 100 | + 180 | - 80 | - 100 | - 98 | |
| | Isovolume | - 12 | - 28 | - 53 | - 100 | +1958 | + 225 | - 98 | - 84 | + 660 |
| carapace 200 cm | Isotitane | - 92 | - 91 | - 94 | - 100 | + 114 | - 58 | - 100 | - 100 | |
| | Isovolume | - 27 | - 14 | - 42 | - 100 | +1928 | + 260 | - 98 | - 77 | + 851 |
| Dolérite | | | | | | | | | | |
| cuirasse 100 cm | Isotitane | + 141 | + 105 | - 95 | - 100 | + 577 | + 37 | - 95 | - 28 | |
| | Isovolume | - 25 | - 36 | - 98 | - 100 | + 111 | - 57 | - 99 | - 78 | - 69 |
| cuirasse 175 cm | Isotitane | + 73 | + 112 | - 94 | - 100 | + 525 | + 423 | - 96 | - 36 | |
| | Isovolume | - 44 | - 19 | - 98 | - 100 | + 139 | + 100 | - 99 | - 76 | - 62 |
| carapace 300 cm | Isotitane | + 26 | + 61 | - 93 | - 100 | + 312 | - 12 | - 97 | - 23 | |
| | Isovolume | - 37 | - 19 | - 96 | - 100 | + 107 | - 56 | - 98 | - 61 | - 50 |

Tableau LXIII

Profils cuirassés de la tranchée de Kondokho. Ordre de mobilité des éléments

| Horizon | Calcul | Ordre de mobilité croissante → |
|-----------------|-----------|--|
| Granite | | |
| cuirasse 100 cm | Isotitane | <u>Fe</u> < Mn < Si < Al < Mg < K < Na - Ca |
| carapace 200 cm | " | <u>Fe</u> < Mn < Al < Si < Mg < Ca - Na - K |
| Dolérite | | |
| cuirasse 100 cm | Isotitane | <u>Fe</u> < <u>Si</u> < <u>Al</u> < <u>Mn</u> < K < Mg - Na < Ca |
| cuirasse 175 cm | " | <u>Fe</u> < <u>Mn</u> < <u>Al</u> < <u>Si</u> < K < Mg < Na < Ca |
| carapace 300 cm | " | <u>Fe</u> < <u>Al</u> < <u>Si</u> < Mn < K < Mg < Na < Ca |

kaolinite, l'illite, et les interstratifiés restent associés dans toute la partie supérieure du profil sur granite. Dans les deux cas, la montmorillonite est présente en faible quantité dans l'arène granitique, en quantité plus abondante dans les argiles bariolées de la dolérite.

Le dosage du quartz par la méthode diffractométrique de WEBER et LARQUÉ (1973) fournit des taux légèrement plus élevés (34%) dans la cuirasse sur granite que dans la roche (32%). Sur dolérite on a 16% à 8 m, 29% à 5m, et 27% dans la cuirasse à 2 m. Ces teneurs sont excessives pour une dolérite et son altération. Si la pollution de la cuirasse par les horizons sableux du sol ferrugineux peut être incriminée, cette pollution ne peut expliquer les teneurs élevées en quartz des niveaux profonds. Par ailleurs, BLOT (renseignement oral) signale qu'à l'approche du granite, la dolérite s'enrichit en un certain nombre d'éléments, dont Si, Fe, Mg, K, V, Ni... Cet apport pourrait provenir d'une diffusion au moment de la mise en place de la dolérite dans le granite encaissant, et la présence de quartz automorphe dans la dolérite saine s'explique alors.

E - INTÉRÊT DE L'ÉTUDE DE LA COUPE DE KONDOKHO

L'étude de cette coupe met en évidence une évolution verticale des profils d'altération, des roches jusque dans les cuirasses. Le contact lithologique est respecté par les principales différenciations morphologiques, minéralogiques et géochimiques. *Chaque roche s'altère pour son propre compte en imprimant à ses produits d'altération, lithomarge et formations indurées supérieures, certaines de ses particularités géochimiques et minéralogiques.*

En second lieu, l'étude de cette coupe constitue un exemple dans lequel une accumulation de silice essentiellement sous forme de quartz se produit dans la cuirasse et la carapace. Le travail en cours de BLOT (1979), permettra d'interpréter cette accumulation.

IV - LE PROFIL HOG 8 DES COUPES DU HOGGAR

A - PRÉSENTATION

Les principales coupes ont été étudiées au Nord de Tamanrasset, sur la piste entre Assekrem et Ideles, en bordure de l'Oued In-Tékkâdine (Coordonnées 23°19'N - 5°44'30"E). Les observations qui s'échelonnent sur plus de 200 m, sont relevées sur des coupes naturelles dues aux entailles érosives de l'oued. Le profil HOG 8 est le profil situé le plus en amont de la coupe. L'altitude en ce point est d'environ 2100 m et des reliefs importants surplombent la coupe (fig. 32). La roche sur laquelle se développe le profil est un basalte à grosses boules, incluses dans des tufs basaltiques à litage horizontal. Un ou deux niveaux de tufs et basalte semblables, alternent au-dessus de la coupe, avec des niveaux épais de blocs de phonolite. BORDET (1952) dénomme basalte ancien, le premier épanchement volcanique qui recouvre le socle cristallin précambrien altéré et arasé. Ce basalte ancien serait l'équivalent de celui de la coupe étudiée. Le climat est saharien avec 43,8 mm de précipitations moyennes annuelles, des écarts de température élevés supérieurs à 60°C et une radiation solaire intense proche des maxima mondiaux. La seule plante présente sur les coupes est *Moricandia arvensis*, sous forme de rares touffes éparses.

C'est grâce aux indications de ROGNON que cette coupe a été trouvée et analysée. Cet auteur a étudié certains niveaux "rouges" de l'Atakor (1967). Avant lui, BORDET (1951, 1952), KUBIENA (1955) et DURAND et DUTIL (1958), avaient émis diverses hypothèses sur la genèse de ces formations appelées "latérites" fossiles.

B - ÉTUDE MORPHOLOGIQUE

DESCRIPTION

De 0 à 120 cm : gros bloc de carapace ferrugineuse compacte, de couleurs brun foncé et rouille. Cassé, le bloc montre une matrice terreuse un peu indurée, brune, tubulaire à structure polyédrique fine locale. Cette matrice emballe des nodules allongés horizontalement, plus ou moins coalescents, très indurés, violets et rouille. Un remplissage argileux gris tapisse certaines tubulures. Des tubulures vides sont entourées de fines auréoles de fer rouge foncé à violet. Certaines plages de matrice sont pâles et finement mouchetées de granules clairs.

De 120 à 175 cm : même matrice, mais argilo-sableuse et un peu moins indurée. Mêmes nodules lamellaires ferrugineux, un peu moins durs. Les plages mouchetées augmentent.

De 175 à 200 cm : structure polyédrique de 1 à 2 cm, bien développée. Une argile brune et grise masque les lamelles peu ferruginisées, les emballe et remplit des fentes verticales dans lesquelles se distinguent des passées et tubulures biologiques anciennes. Aucune activité biotique actuelle n'est

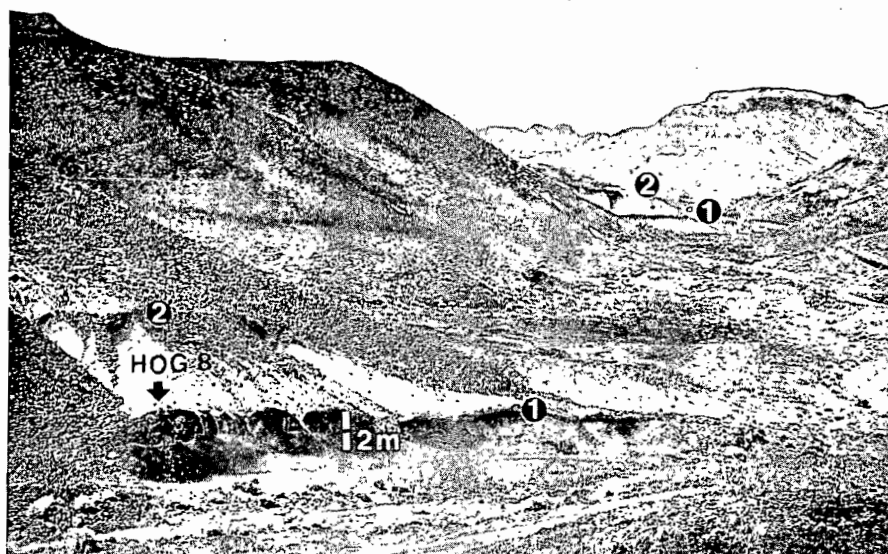


Fig. 32 - Coupes du Hoggar

en effet visible. Chaque polyèdre est un débris de tuf altéré dont le litage et les mouchetures persistent. Présence de pseudomycelium et fins granules blancs qui font effervescence à HCl 1/2. De 200 à 220 cm : boules de basalte dur, à minces écailles altérées brunes et grises, noyées dans un tuf basaltique à débit lamellaire de 1 à 2 cm. Cassées, ces lamelles horizontales montrent un centre violet pâle et des mouchetures claires formant un fin litage.

2. INTERPRÉTATION ET AUTRES OBSERVATIONS

On peut résumer ce profil de la manière suivante :

- 0 à 120 cm : carapace ferrugineuse massive à lamellaire ;
- 120 à 175 cm : horizon à nodules ferrugineux lamellaires ;
- 175 à 200 cm : horizon argileux à ségrégations ferrugineuses et calcaires ;
- 200 à 220 cm : tufs volcaniques et basalte.

Ce profil représente l'induration ferrugineuse la plus avancée de toutes les coupes observées dans cette région. Plus en aval de l'oued, la carapace manque, l'horizon supérieur est brun rouge, nodulaire, friable. L'alignement horizontal des débris lités indurés donne un aspect nettement lamellaire à l'ensemble. Plus bas encore, à l'endroit où la coupe est biseautée par la surface topographique actuelle, les débris ferruginisés ne sont plus localisés qu'en surface. Ce sol a alors les nombreux caractères morphologiques d'un sol brun entrophe ferruginisé sur roche basique de la zone soudanienne. Un second niveau de tufs basaltiques, situé à 7 - 8 m au-dessus de la coupe et en partie masqué par des blocs de phonolite (niveau 2 de la fig. 32), développe un sol du type brun entrophe tropical modal sous ségrégations ferrugineuses. Enfin, sur des tufs et cinérites situés plus haut en altitude (2600 m), le sol brun est peu épais, moins évolué et prend des allures d'andosol.

Les coulées et dépôts volcaniques les plus bas, et de ce fait les plus anciens, portent donc les sols et les altérations les plus différenciés.

C - ÉTUDE MICROMORPHOLOGIQUE

1. DESCRIPTION

Seules la roche et la carapace ont pu fournir des échantillons convenablement conservés pour servir à la fabrication des lames.

Le basalte en boule : des phénocristaux de labrador et d'olivine sont englobés dans un fond où les microlithes de plagioclases et de minéraux opaques (magnétite et ilménite) sont uniformément répartis. Des filonnets de calcite cristallisée en grands cristaux orthorhombiques traversent la lame. L'olivine peut présenter un début d'altération en bordure de la boule. Du fer souligne alors les contours extérieurs du cristal (iddingsite).

La carapace au sommet : assemblage aggloméroplasmique avec quelques plages porphyrosqueliques dans lesquelles les plagioclases altérés se reconnaissent encore. Gros amas nodulaires hématitiques assez mal différenciés, à cortex fin. Les amas sont séparés par des vides périnodulaires où se localisent vers la lumière centrale des ferranes zonés épais d'hématite, puis des argilanes pâles. Les ferri-argilanes du fond matriciel sont rares. Des petits cristaux de quartz très anguleux et esquilleux ponctuent la surface de la matrice. Quelques rares gros grains de quartz plus ou moins arrondis se localisent dans les fissures. Les cristaux d'olivine reconnaissables à leurs contours sont entièrement ferruginisés et opaques (hématite). Les gros cristaux de magnétite s'altèrent en partie en hématite.

2. INTERPRÉTATION

Grâce aux plages porphyrosqueliques et à ses fantômes de plagioclases, aux olivines et aux magnétites altérées, la filiation entre la carapace et la roche sous-jacente est établie. Comme dans les cuirasses et carapaces des profils plus développés, l'assemblage aggloméroplasmique et la nodulation l'emportent vers le haut. Les nodules gardent les caractères des lamelles ferruginisées sous-jacentes, et sont donc plus juvéniles et moins bien individualisés que les nodules de cuirasse. La prédominance de l'hématite sur la goéthite est frappante. Les quartz arrondis peuvent avoir une origine éolienne, et les quartz esquilleux une origine éruptive.

D - DONNÉES ANALYTIQUES

1. ANALYSES CHIMIQUES

L'échantillon analysé qui sert de roche-mère, est un mélange du basalte et des tufs volcaniques broyés. La composition chimique des éléments majeurs et des éléments en traces de cette roche et du niveau carapacé supérieur est donnée dans le tabl. LXII. A titre de comparaison, les valeurs moyennes issues de l'analyse de 15 basaltes de l'Atakor (ROGNON, 1967) sont également fournies. Les bilans géochimiques sont calculés grâce aux raisonnements isovolume, isotitane, et isochrome (Tabl. LXIII). Le chrome a été ajouté au titane comme invariant pour ce profil, en raison des fluctuations des teneurs en titane dues à la présence possible, d'une coulée à l'autre, d'enclaves d'ilménite (BORDET et GEFFROY, 1952).

Les trois modes de calcul conduisent à des valeurs de gain et de perte très proches. On peut noter dans la carapace :

- une accumulation du fer et du manganèse ;
- une élimination faible de l'aluminium dans deux calculs sur trois et un départ plus important du silicium ;
- une évacuation importante des alcalins et alcalino-terreux.

2. ANALYSES MINÉRALOGIQUES

a) Fraction argileuse

Les déterminations diffractométriques de la fraction $< 2\mu$ indiquent que la kaolinite est le seul minéral présent au sein de la carapace. En revanche dans les horizons sous-jacents, la kaolinite

Tableau LXIV

Profil HOG 8. Composition chimique

| % | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | MgO | CaO | Fe ₂ O ₃ | Mn ₃ O ₄ | TiO ₂ | Na ₂ O | K ₂ O | Perte au feu | Somme |
|------------------|------------------|--------------------------------|------|------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|------------------|--------------|-------|
| | HOG 8 carapace | 18,1 | 12,1 | 0,51 | 0,9 | 57,6 | 0,660 | 2,08 | 0,23 | 0,25 | 6,04 |
| " basalte | 46,6 | 16,1 | 5,70 | 9,2 | 12,0 | 0,209 | 3,05 | 3,42 | 1,75 | 1,85 | 99,96 |
| Moy. 15 basaltes | 43,3 | 14,1 | 8,7 | 12,0 | 12,3 | 0,22 | 3,1 | 3,3 | 2,0 | - | 99,02 |
| p.p.m. | Sr | Ba | V | Ni | Co | Cr | Zn | Ga | Cu | Sn | |
| HOG 8 carapace | 237 | 968 | 862 | 136 | 52 | 121 | 85 | 11 | N.D. | N.D. | |
| " basalte | 1451 | 763 | 240 | 68 | 37 | 132 | 108 | 23 | 46 | 12 | |

N.D. non déterminé

Tableau LXV

Carapace HOG 8. Bilan géochimique et ordre de mobilité des éléments

| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | MgO | CaO | Fe ₂ O ₃ | Mn ₃ O ₄ | TiO ₂ | Na ₂ O | K ₂ O |
|--------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------|------|------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|------------------|
| Carapace HOG 8 | | | | | | | | | |
| isovolume | - 63 | - 29 | - 92 | - 91 | + 354 | + 201 | - 36 | - 94 | - 86 |
| isochrome | - 57 | - 18 | - 90 | - 89 | + 423 | + 244 | - 26 | - 92 | - 85 |
| isotitane | - 43 | + 10 | - 87 | - 86 | + 606 | + 364 | | - 90 | - 79 |
| ordre de mobilité croissante → | Fe < Mn < Al < Si < K < Ca < Mg < Na | | | | | | | | |

et la montmorillonite sont en proportions égales.

b) Autres minéraux de la carapace

Les déterminations par diffraction des rayons X de la carapace broyée mettent en évidence du quartz en faible quantité, de la magnétite et une quasi exclusivité de l'hématite, dont les pics ne sont pas déplacés.

E - DATATION GÉOCHRONOLOGIQUE

Une datation isotopique par la méthode potassium-argon a été effectuée par M. BONHOMME de l'Institut de Géologie de Strasbourg, sur le basalte sain de la base du profil HOG 8. Cette datation (n° R 1310) fournit un âge de $17,8 \pm 1,3$ M.A. Ainsi, la coulée de basalte "ancien" qui recouvre le socle cristallin de cette région du Hoggar s'est mise en place au Miocène inférieur. Une datation de la roche déposée immédiatement au-dessus de la carapace aurait pu nous fournir le temps nécessaire à cette carapace pour se constituer. Malheureusement, cette roche, une phonolite, est toujours trop altérée pour pouvoir être datée. Ce temps géologique n'a pas dû être très long, puisque entre le Miocène et le début du Quaternaire, les épanchements volcaniques se sont succédé sur plus de 1000 m d'épaisseur. Ces carapaces ferrugineuses ont une extension qui déborde le Hoggar. Certaines ont été observées vers Silet, à une centaine de kilomètres au S W de Tamanrasset sur un basalte

qui repose directement sur le socle granitique. Ce socle, malgré son déblaiement local fréquent, présente des arènes épaisses altérées en kaolinite en haut et en montmorillonite en bas.

Dans toute cette région, les altérations occupent des positions surprenantes. On a, du haut vers le bas, la succession suivante : chaos et boules rocheuses saines, arènes altérées argileuses, roche saine continue et diaclasée. *Cette superposition est inverse de celle que l'on observe habituellement.* Ces observations qui ont été poursuivies dans les régions saharo-sahéliennes et sahé-liennes (PION, 1979) sont importantes pour la reconstitution de l'histoire des altérations qui sera tentée plus loin.

F - ORIGINALITÉ ET ENSEIGNEMENT DE LA COUPE DU HOGGAR

L'étude du profil HOG 8, qui s'est développé sur une roche basaltique, est intéressante à plus d'un titre.

- Elle montre, que pendant une période relativement brève en regard des temps géologiques, période qui sépare deux épanchements, le contexte climatique de cette région, qui est maintenant au centre d'un vaste désert, a permis, au Miocène, l'individualisation d'une carapace ferrugineuse de plus d'un mètre d'épaisseur. Sur les coulées plus récentes, on ne retrouve pas ces carapaces.
- Ce profil présente, en raccourci, la succession des horizons des profils cuirassés épais : roche, altération smectitique, nodules ferrugineux, carapace ferrugineuse et kaolinique. Les altérations tachetées ou bariolées médianes manquent. L'induration sommitale est moindre, c'est une carapace plutôt qu'une cuirasse. La différenciation en nodules est peu accentuée.
- L'évolution géochimique est identique à celle des profils cuirassés épais. Dans la carapace, le fer et le manganèse s'accumulent, la silice et les alcalins et alcalino-terreux sont évacués.
- L'exclusivité de l'hématite peut être attribuée, soit à l'évolution bloquée du profil sous climat désertique à forte déshydratation, soit à l'effet thermique de l'épanchement sus-jacent qui peut transformer les goethites en hématites.

Les enseignements de ce profil "juvénile", peuvent nous éclairer sur les processus qui, à partir de l'altération d'une roche saine affleurante, conduit à la formation d'une carapace ferrugineuse dont l'évolution aurait été interrompue par la fossilisation.

CHAPITRE VI

ÉTUDE DE QUELQUES EXEMPLES DE CUIRASSES, DE CARAPACES ET D'AUTRES INDURATIONS FERRUGINEUSES SUR MATÉRIAUX DIVERS

INTRODUCTION

L'importante littérature sur les cuirasses ferrugineuses de l'Afrique de l'Ouest, révèle une grande confusion dans les appellations qui servent à désigner les diverses indurations ferrugineuses, parmi lesquelles figurent les cuirasses de ce travail. A cette multiplicité et à cette confusion des vocables, correspondent une égale confusion et variété des mécanismes de formation et d'évolution. Les termes "latérites" et cuirasses reviennent le plus souvent et désignent d'un auteur à l'autre, toutes les formes d'accumulation du fer décrites sous climat tropical. C'est pourquoi, après avoir étudié tout au long des quatre chapitres précédents, les cuirasses ferrugineuses, au sens où nous l'entendons, développées sur diverses roches cristallines, il paraît opportun d'élargir l'inventaire et de présenter un certain nombre d'exemples d'autres types d'indurations et d'accumulations ferrugineuses tropicales. Seront examinées successivement, des *cuirasses* développées à partir de matériaux conglomératiques, des *carapaces* issues de roches cristallines leucocrates à gros grain et les autres types d'*indurations et croûtes ferrugineuses*. Divergences et convergences avec les cuirasses développées au-dessus des profils d'altération apparaîtront. Ceci permettra de mieux cerner les phénomènes, les mécanismes et partant, le vocabulaire.

I - LES CUIRASSES FERRUGINEUSES SUR MATÉRIAUX CONGLOMÉRATIQUES

Des cuirasses conglomératiques présentant un certain nombre de similitudes avec les cuirasses développées au-dessus des roches cristallines (chap. II, III, IV, V), peuvent s'observer dans certains secteurs privilégiés. Il convient de les étudier afin de faire ressortir ces similitudes.

A - LA REGION CUIRASSÉE SITUÉE AU NORD DE OUAHIGOUYA (Yatenga de Haute-Volta)

1. PRÉSENTATION

Cette région apparaît comme la plus intéressante du pays, en ce qui concerne les formations conglomératiques indurées. La subdivision de la région en trois bandes méridiennes (fig. 33) permet de caractériser la géologie (DUCELLIER, 1963) et le modelé.

- A l'Ouest, les formations du Continental terminal forment une plaine, située entre 250 et 270 m d'altitude, à réseau hydrographique peu dense.
- Au Centre, une zone de schistes argileux d'origine sédimentaire, constitue un compartiment plus élevé d'altitude moyenne 300 m, à réseau endoreïque fréquent.
- A l'Est, une bande de schistes amphiboliques et d'andésites, située entre 330 et 350 m d'altitude, représente la ligne de partage des eaux entre la Volta Blanche à l'Est et la Volta Noire à l'Ouest.

Chacune de ces bandes présente des formes et des indurations particulières qui vont être maintenant passées en revue.

La bande orientale de schistes amphiboliques a un modelé original (BOULET, 1968). Elle est constituée de croupes à versants indurés, dont le sommet est évidé à la manière des combes qui affectent les anticlinaux perchés des reliefs calcaires du Jura et des Alpes. L'induration ferrugineuse représente ici la couche dure, et les altérations sous-jacentes les couches tendres. L'analogie est si parfaite que les structures de ces combes peuvent être annulaires, et qu'un "mont dérivé" central est mis en relief, lorsque le coeur plus dur du bed-rock est atteint. Les plus beaux exemples se situent à DIM (fig. 33). Les versants de ces combes sont recouverts en partie par des *colluvions conglomératiques ferrugineuses et bauxitiques grossières très dures et épaisses*, en partie par des cuirasses semblables à celles de la bancotiène de Kaya. Les puits de village situés entre Bango et Kombouri montrent que ces cuirasses, épaisses et dures, surmontent des lithomarges bariolées schisteuses ou à structure fine, dont l'épaisseur dépasse 10 m.

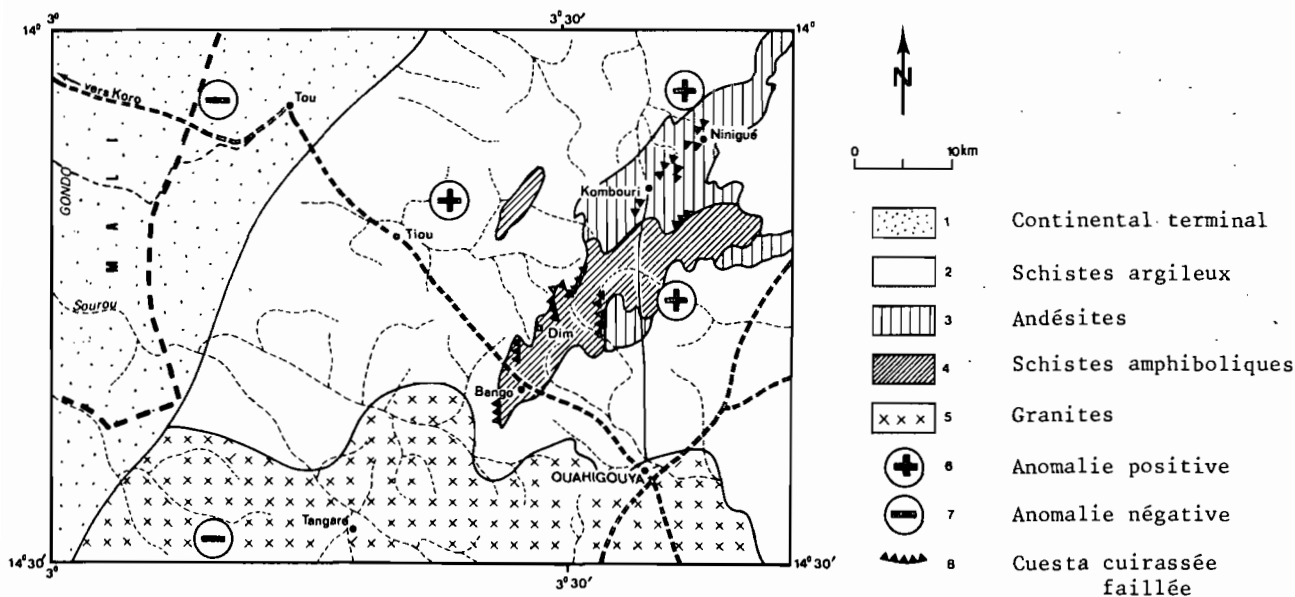


Fig. 33 - Schéma géologique, géographique et géophysique de la région de Ouahigouya (d'après DUCCELLIER, 1963 ; RECHELMANN, 1965 ; Carte IGN et observations de terrain.)

Sur la bande centrale des schistes argileux, on peut suivre les conglomérats indurés précédents, et leur prolongement vers l'Ouest. Cette bande centrale présente également d'épaisses cuirasses à faciès fin et à nodules violets de grande taille. Le contact entre la bande orientale et la bande centrale est représenté, sur les photographies aériennes, par une suite d'alignements rectilignes orientée NS. Sur le terrain, ces alignements correspondent à une cuesta à portions parfaitement linéaires, de 1 à 2 m de décrochement (Pl. VII, 2, 5) bien visible entre Bango et Niningué (fig. 33). Le rebord de la cuesta est constitué par une cuirasse à faciès schisteux, le décrochement est occupé par un conglomérat cuirassé, épais et dur à éléments bauxitiques et ferrugineux grossiers. Entièrement démantelées lorsqu'on se dirige vers l'Ouest, ces deux formations indurées sont recouvertes très localement par des dépôts stratifiés sablo-argileux et gravillonnaires versicolores. Ces dépôts ont un faciès analogue à celui des formations de base, du Continental terminal du Gondo malien proche (DEFOSSEZ, 1963) et du Sénégal et de la Mauritanie (ELOUARD, 1959 ; DIENG, 1965),

telles qu'on peut les observer dans les puits profonds. Ces lambeaux de sédiments continentaux avaient déjà été cartographiés par SERPOKRYLOV (1934) et signalés par VOGT (1968) dans cette région de Haute-Volta. Ils ne sont pas cuirassés et semblent avoir été tronqués.

La bande occidentale déprimée qui amorce la plaine du Gondo est constituée par les formations gréso-argileuses du Continental terminal, dont l'épaisseur augmente vers l'Ouest. Les puits permettent l'observation du bas vers le haut des formations suivantes. A la base, au-dessus du socle cristallin altéré, repose un conglomérat non induré à éléments moyennement grossiers ferrugineux et bauxitiques, identique au conglomérat de la bande précédente. Au-dessus, des dépôts sablo-argileux versicolores présentent le même faciès que les lambeaux de sédiments de la bande centrale mais une épaisseur accrue (20 à 30 m). Vers le haut, ces dépôts prennent l'aspect d'altérations argileuses bariolées, puis tachetées, passent à une carapace puis à une cuirasse massive et tubulaire un peu moins dure que celle située sur les roches schisteuses des bandes plus orientales. Ces profils sont tout à fait semblables aux profils cuirassés du Continental terminal observés au Sénégal, au Mali et en Haute-Volta.

- Pour résumer, on peut dire que les trois bandes possèdent leurs matériaux et leurs indurations.
- dans le cas de la bande la plus orientale et la plus élevée, il s'agit d'altérations schisteuses, de cuirasse et de conglomérat très indurés sur un modelé ondulé ;
 - pour la bande médiane, il s'agit d'un conglomérat induré et démantelé et de dépôts continentaux non cuirassés ;
 - la bande occidentale la plus basse est constituée d'un conglomérat disloqué surmonté de dépôts continentaux épais et cuirassés.

2. CARACTÉRISATION MICROMORPHOLOGIQUE

Les lames taillées dans les épais conglomérats indurés des bandes orientale et centrale présentent, sous le microscope, des aspects particuliers. Le plasma presque entièrement squelsépique et l'assemblage porphyroscopique donnent à la cuirasse un aspect compact, massif, aggloméré, sans vide, à éléments grossiers intimement scellés dans la matrice qui forme le ciment. La matrice est constituée d'abondants ferri-argilanes zonés et de papules et nodules argileux ou argilo-ferrugineux entourés de cortex successivement goethitique et hématitique qui donnent aux nodules l'allure de pseudo-pisolithes. Des amas glébulaires d'hématite ponctuent le plasma. De gros nodules violets à structure schisteuse ou fine, sans quartz, sont entourés de cortex épais, alternativement goethitique et hématitique. De gros débris de bauxite pisolithique ou oolithique et les nodules précédents sont discordants par rapport aux plasmas. Les quartz de la matrice sont corrodés, et entourés de vide. Les parois de ces vides sont tapissées de cristaux de goethite fibro-radiée de grande taille. Cette cristallisation peut gagner sur le vide et le remplir en partie. Il y a épigénie partielle des quartz par la goethite. *Ces traits micromorphologiques militent en faveur d'une cimentation des matériaux grossiers par une matrice argilo-ferrugineuse, et d'une altération intense qui dissout le quartz et permet son épigénie par la goethite.*

3. ANALYSES CHIMIQUES ET MINÉRALOGIQUES

La matrice des conglomérats cuirassés accuse des teneurs en fer assez élevées, de l'ordre de 25 à 30%. La présence des nodules violets fait monter ces teneurs à 50 - 60%. Le rapport moléculaire K_i de la matrice est inférieur à 1,8 et peut descendre jusqu'à 1,5, ce qui signifie que la kaolinite est déstabilisée. Les diagrammes de rayons X indiquent la présence de quartz, de kaolinite et le plus souvent d'anatase ou de rutile. La goethite et l'hématite sont abondantes et en quantité égale. La goethite est toujours alumineuse (12 à 22% de substitution) et ces taux augmentent quand la quantité de goethite diminue. Ces données renforcent l'argument de l'altération poussée qu'a subi le matériel induré.

4. RECONSTITUTION PALÉO-GÉOGRAPHIQUE

L'hypothèse étayée d'une tectonique post-éocène et, en particulier, d'une subsidence de la plaine du Gondo où va s'accumuler le Continental terminal est avancée par URVOY (1942), étendue au Mali oriental par RADIER (1959), et reprise par DEFOSSEZ (1962). On peut alors interpréter les observations précédentes de la manière suivante. Au cours du Tertiaire, des cuirasses ferrugineuses et bauxitiques ont recouvert le modelé de cette région. Des mouvements tectoniques surviennent alors et provoquent un exhaussement du compartiment oriental et une subsidence du compartiment occidental. Les anomalies gravimétriques de la figure 33 rendent compte de ce mouvement relatif. Les cuirasses

sont affectées par des failles qui font naître des rejets. Il en résulte une dislocation des cuirasses ferrugineuses et bauxitiques dont les débris vont alimenter les colluvions le long des pentes et des escarpements de faille. Certains secteurs sont alors déblayés et les cuirasses et leurs altérations sont transportées en aval, où elles vont constituer les conglomérats et les premiers dépôts continentaux de la bande centrale. *On assiste donc à un retournement des niveaux, les débris indurés se trouvent en bas, les altérations au-dessus.* Les mouvements tectoniques se sont poursuivis. Les combes des sommets exhaussés de la bande orientale se forment ou continuent à se vider. Le matériel érodé va s'accumuler dans le bassin subsident du Gondo et constitue alors les formations du Continental terminal. Des conditions d'altération cuirassante vont ensuite affecter et le Continental terminal et les dépôts conglomératiques colluviaux et colluvio-alluviaux. *La région située au Nord de Ouahigouya fournit donc des exemples de matériaux conglomératiques cuirassés. Il s'agit en effet de véritables cuirasses, épaisses, dures, à caractères chimiques et minéralogiques qui assurent d'une altération intense.* La puissance des horizons d'altération sous-jacents à la cuirasse et l'intensité de l'altération de cette dernière impliquent d'un autre côté, une longue durée de cette altération. *Le rejet des failles d'âge tertiaire dans des cuirasses déjà constituées renforce cet argument de durée. Les cuirasses des conglomérats de cette région sont donc vieilles et très altérées.*

B - LA COUPE DE TANSARGA (Haute-Volta)

A l'E S E de Fada N'Gourma (fig. 34 - coordonnées 11°52'10"N - 1°52'50"E), en bordure d'une petite dépression, une coupe rafraîchie permet de distinguer du bas vers le haut :

- un grès
- un épais conglomérat altéré en kaolinite, à galets grossiers de socle (granites, migmatites, rhyolite...) et de grès quartzites
- une induration ferrugineuse très dure, massive, d'un à deux mètres d'épaisseur, qui incorpore les galets précédents.

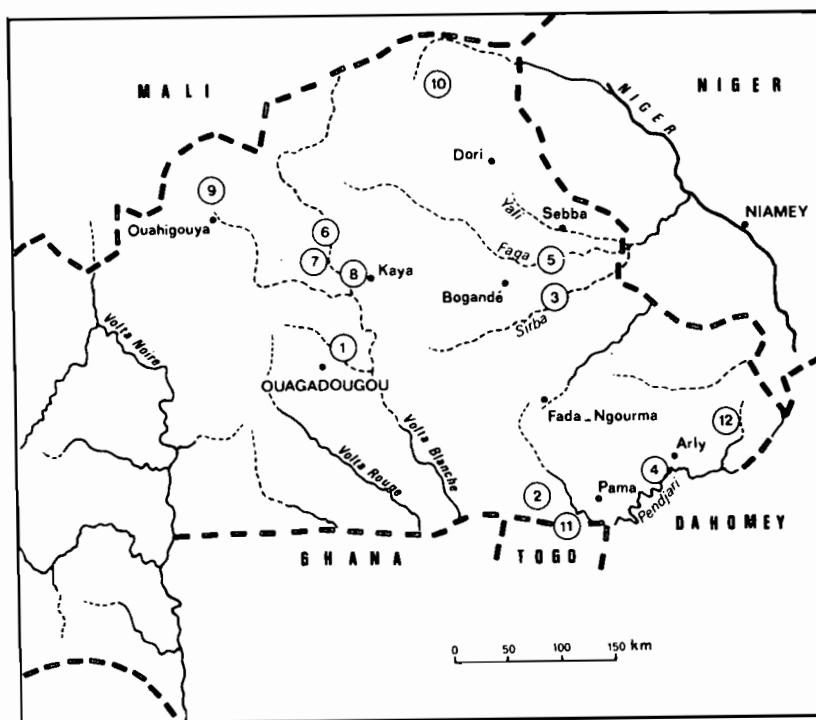


Fig. 34 - Carte de localisation des indurations ferrugineuses étudiées en Haute-Volta.

1 : Absouya . 2 : Sondougui. 3 : Sirba. 4 : Pendjari. 5 : Fogou. 6 : Zimtenga. 7 : Foulou.
8 : Kougouri. 9 : Nord Ouahigouya (Yatenga). 10 : Oursi. 11 : Diebiga. 12 : Tamsarga. 13 : NAY 21.

Une première interprétation oriente le diagnostic vers une formation alluviale ou en partie colluviale indurée. L'éloignement des affleurements du socle cristallin, l'absence de cuirassement sur les grès et l'absence d'axe alluvial proche apportent le doute. L'étude approfondie conduit à la mise en évidence d'une formation de tillite, à galets divers de formes polyédriques à allure de fer à repasser, dont certains portent l'empreinte d'un façonnement glaciaire. Un plancher strié atteste de l'origine glaciaire (LEPRUN et TROMPETTE, 1969).

Les analyses chimiques fournissent des taux de fer supérieurs à 30% dans la matrice tillitique et un rapport Ki approchant 1,8. L'hématite domine nettement la goethite. Sous le microscope, les quartz sont fortement cariés et du vide les isole de la gangue ferrugineuse. L'induration, l'épaisseur et les caractères chimiques précédents du conglomérat induré, nous le font ranger parmi les cuirasses ferrugineuses.

Par un raccourci géologique étonnant, un conglomérat glaciaire, mis à l'affleurement plus de 500 M.A. après son dépôt, se trouve cuirassé sous un climat tropical. Cet exemple illustre, s'il en est besoin, la complexité de certaines accumulations ferrugineuses, et incite l'observateur à la plus grande prudence.

C - CONCLUSIONS SUR LES CUIRASSES SUR MATÉRIAUX CONGLOMÉRATIQUES

Il est montré qu'il existe dans certaines zones localisées, des formations détritiques conglomératiques qui ont subi un cuirassement *du même type* que celui des roches cristallines. Ce cuirassement intéresse des colluvions et des alluvions mises en place par des mouvements tectoniques d'âge tertiaire. Il intéresse également des formations conglomératiques et détritiques *anciennes*, d'origines diverses, glaciaire et sédimentaire. *Les matériaux détritiques peuvent donc se trouver cuirassés, à la condition que la durée des mécanismes d'altération qui aboutissent au cuirassement ait été suffisante. Un exemple probant est celui des formations du Continental terminal déposées entre l'Eocène et le Pliocène, largement répandues en Afrique de l'Ouest, et systématiquement cuirassées à leur sommet.*

II - LES CARAPACES FERRUGINEUSES SUR GRANITES LEUCOCRATES A GROS GRAIN

On vient de voir qu'il existe des cuirasses sur d'autres matériaux que les roches cristallines. En revanche, certaines roches cristallines à gros grain ne peuvent donner naissance à des cuirasses épaisses et dures, mais seulement à des carapaces dont nous allons maintenant étudier plusieurs exemples.

A - LA TOPOSÉQUENCE DE DIÉBIGA

1. PRÉSENTATION (fig. 35)

Cette toposéquence est située en Haute-Volta à proximité du Togo, au Sud du village de Diébiga (fig. 3 et 34 - Coordonnées 11°07'15"N - 0°34'20"E). Au nombre de 26, les fosses s'échelonnent sur 480 m et occupent un interfluve entier. Les interfluves présentent un sommet arrondi, une pente proche de 3% et des talwegs à incision marquée. Ces talwegs sont le plus souvent situés sur des amphibolites qui occupent les zones déprimées. De ce fait, toute toposéquence quitte en général le granite vers l'aval. Ce granite est du type intrusif, leucocrate, à microcline, oligoclase (20 - 30 An.), biotite, muscovite et rares hornblendes vertes. Le grain est gros (5 - 10 mm), la roche équilibrée, homogène, diaclasée. Elle se présente, à l'affleurement, sous forme d'amas de grosses boules qui

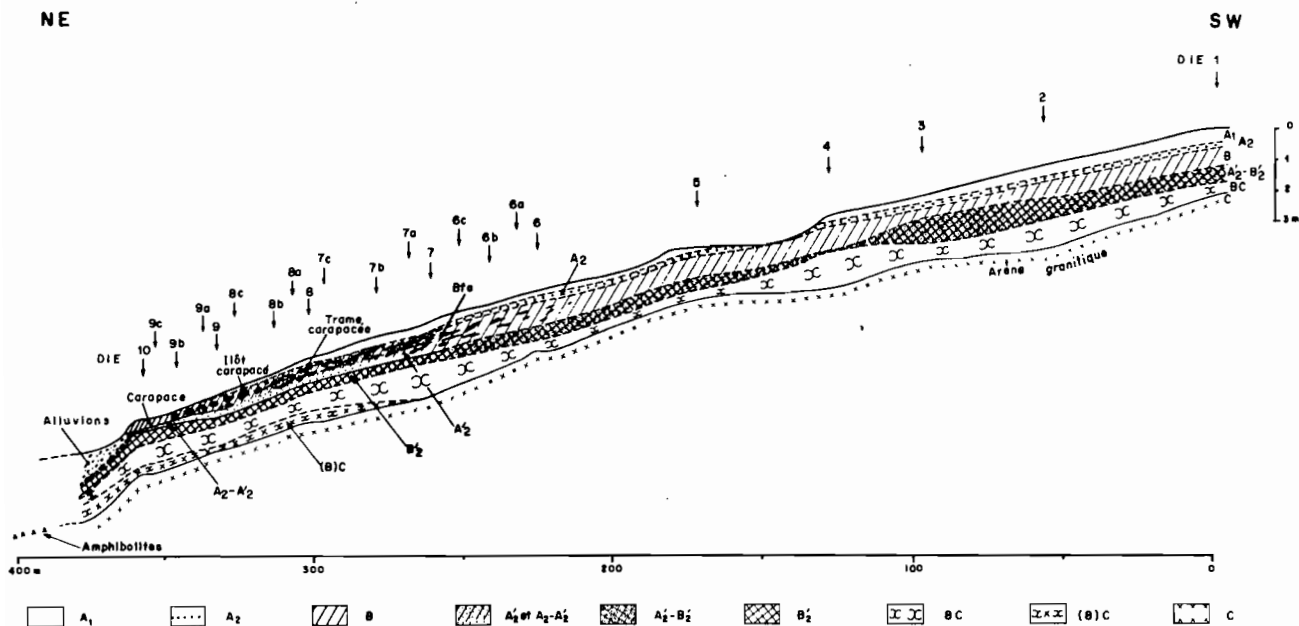


Fig. 35 - Toposéquence de Diebiga

peuvent dépasser 20 m de hauteur. La formation végétale est une savane arbustive qui s'apparente à une jachère plus ou moins ancienne. En effet, les vestiges d'occupation ancienne du sol sont extrêmement nombreux, débris de poteries, pièces lithiques "moustériennes"... Quelques grands arbres préservés et la strate herbacée à *Andropogon gayanus* et *Loudetia togoensis* indiquent des substrats kaoliniques et ferrugineux. Le climat est du type soudanien sud, avec une pluviosité de 1050 mm à Pama. Cette toposéquence se localise sur un interfluve voisin de celui étudié par BOULET (1974), et qu'il a défini comme correspondant à une toposéquence "contrastée".

2. ÉTUDE MORPHOLOGIQUE

Plutôt que de décrire longuement des profils de sols successifs, il a paru préférable de donner la répartition latérale des différents horizons dans une coupe synthétique de la toposéquence (fig. 35). Les traits importants de ces horizons seront repris en détail. La nomenclature des horizons a été empruntée à BOULET (1974). La préoccupation majeure de ce travail est l'étude des individualisations ferrugineuses et de l'induration. C'est donc sur les horizons touchés par ces individualisations, que portera l'essentiel des observations et des interprétations.

a) Principaux horizons

- * Dans la partie supérieure de la toposéquence, des profils 1 à 7 (fig. 35), les sols présentent du bas vers le haut, la succession des horizons suivants :
- un horizon humifère A_1 , gris, sableux peu argileux, à structure massive, peu cohésif ;
 - un horizon lessivé A_2 , beige clair, sablo-argileux, à structure polyédrique *localement particulière*, à cohésion très faible ;
 - un horizon B homogène, rouge, à ponctuations à aspect de feldspaths, cohésif, sablo-argileux, à structure polyédrique moyenne ;
 - un horizon A'_1 éluvial, sableux, à structure particulière, très peu cohésif, à saupoudrage de sables blancs fins, quelquefois humide ;
 - un horizon B'_1 illuvial, bariolé de beige, d'ocre et de jaune pâle, plus argileux que les horizons précédents, à lamelles argileuses fines emballant les sables, compact, à limite brutale avec l'horizon suivant ;
 - un horizon BC d'arène argilifiée, à structure conservée du granite, de couleur violette ou ocre pâle ;
 - un horizon C d'arène cohérente, à structure conservée du granite, dur, diaclasé.

On a la succession verticale de deux couples d'horizons A_2 et B. Ces couples sont dénommés *Sequms*

et l'association de deux couples est appelée bisequum (CANN et al., 1955 ; DECKERS et al., 1963 ; NETTLETON et al., 1968 ; BOCQUIER, 1971, in BOULET, 1974).

Un certain nombre de variations affectent ces horizons de l'amont vers l'aval. Du profil 1 à 4 le sequum inférieur fluctue en épaisseur et peut même s'amincir jusqu'à disparaître. C'est le cas au niveau du profil 4. L'horizon B₂ est discontinu. L'horizon A₂ pénètre en langues dans l'horizon B rouge. L'horizon A₂ se fait essentiellement aux dépens de l'horizon BC et ce caractère est bien visible, lorsque l'horizon illuvial B₂ manque. Cette absence se produit aux endroits où l'horizon BC remonte. Le développement de B₂ atteint son maximum au centre de petites cuvettes posées sur l'horizon BC. BOULET (op. cité) reconnaît et explique la formation de ces dépôts illuviaux. Sur une face du profil 4, un filon de quartz oblique peut être suivi depuis l'arène jusqu'au sommet du B, et assure de la conservation du volume. A partir du profil 5, l'horizon A₂ remonte dans l'horizon B rouge sus-jacent, et le disjoint en gros volumes rouge plus vif, à rares ségrégations rouille. Les ponctuations à allure de feldspaths sont très friables. Ces îlots ferrugineux vont se différencier de mieux en mieux jusqu'en 7, tout en demeurant coalescents et de cohésion moyenne.

* Dans la partie inférieure de la toposéquence, du profil 7 vers l'aval, les îlots d'horizon B deviennent plus sombres, avec des ségrégations rouille en trame, et des revêtements noirs. Ces îlots durcissent, et sont séparés par des poches de sables blancs particulières. Ces poches ont deux origines. Elles proviennent, d'une part, de l'horizon A₂ qui remonte et contient des débris ferrugineux disloqués, et d'autre part, de l'horizon A₂ qui rejoint l'horizon A₂ en profondeur, en passant entre les blocs rouges. L'horizon B sera appelé dès lors Bfe. Il s'amincit de plus en plus vers l'aval. Au niveau du profil 10, il apparaît à l'affleurement sous la forme d'une carapace alvéolaire peu épaisse et dure, qui forme ressaut (Pl. VII, 4). Parallèlement à la différenciation de ce Bfe, on peut noter les modifications suivantes :

- l'horizon A₂ s'amincit et se termine sous la carapace, par une mince excavation horizontale à remplissage très partiel de sables blancs et de débris ferrugineux rouille à centre noir ;
- l'horizon A₂ diminue d'épaisseur et disparaît ;
- l'arène argileuse BC gagne en épaisseur et peut alors être subdivisée en BC et (B)C ;
- l'horizon B₂ augmente de taille et incorpore des débris ferruginisés à centre et revêtements noirs.

Dans le profil 9, un filon quartzo-feldspathique peu épais, oblique à sub-vertical peut être suivi jusqu'au niveau de l'horizon B₂ et s'infléchit alors pour devenir horizontal. On le retrouve dans le profil 10 sous forme de petits blocs de quartz désengrénés mais alignés, qui marquent la base de l'horizon illuvial et le sommet de l'horizon BC. L'isovolumétrie de la partie inférieure du profil est donc détruite au-dessus. Au-delà du profil 11, le granite cède la place à l'amphibolite altérée, argileuse, verticale, à nodules calcaires, recouverte de débris ferruginisés et alluvions sableuses fines.

b) Différences avec les toposéquences de BOULET

Ces différences concernent l'horizon BC qui, dans les toposéquences de BOULET, disparaît aussitôt après le premier profil amont, alors qu'il se poursuit jusqu'à l'aval dans cette toposéquence. La trame ferrugineuse carapacée disparaît vers l'aval dans la toposéquence de BOULET, et il n'y a pas mise à l'affleurement de la carapace par troncature de la surface topographique. L'horizon B₂ aval qui naît au moment où la trame carapacée disparaît, et le bouchon argileux aval, n'existent pas dans la toposéquence étudiée ici.

c) Synthèse de l'évolution morphologique

A partir d'une suite ordonnée d'horizons qui se succèdent latéralement, on assiste, de l'amont vers l'aval :

- à une remontée de tous les horizons vers la surface ;
- à la disparition de certains horizons supérieurs ;
- à la jonction d'horizons éluviaux ;
- à la transformation et à l'amincissement de l'horizon rouge B qui devient un Bfe induré affleurant.

Il semble, dès à présent, que c'est l'action conjuguée des deux horizons A₂ et leur réunion à l'aval qui sont à l'origine du carapacement en trame et îlots du Bfe. La mise à l'affleurement de l'horizon induré lui permet d'échapper à l'action conjointe des deux A₂ et de préserver sa continuité. En effet, dans l'exemple de BOULET, la trame indurée reste en profondeur et disparaît à l'aval sous l'attaque des deux horizons A₂ réunis en un seul. Il est possible de ranger les profils DIE 1 à 5 parmi les sols ferrugineux tropicaux lessivés, les profils 6 et 7 parmi les sols ferrugineux tropicaux lessivés à taches et concrétions, et les profils DIE 8, 9 et 10, parmi les sols ferrugineux tropicaux lessivés carapacés.

3. ÉTUDE MICROMORPHOLOGIQUE

a) Descriptions

Une description des différents horizons A_1 , A_2 , A'_2 , B'_2 , BC est d'abord donnée en prenant, pour chacun d'eux, les principaux caractères tirés de l'observation du même horizon dans les différents profils. Les principaux types d'horizon B rouge qui se succèdent de l'amont vers l'aval se revont ensuite en revue.

* *Les horizons superficiels A_1 et A_2* : l'assemblage est intertextique à localement granulaire en A_2 . Le plasma est asépique ou faiblement insépique, peu dense, sans argilanes. Dans le A_2 , et surtout à sa base, des volumes d'horizon B de tailles variables sont incorporés et présentent des discontinuités de bordure avec le fond matriciel lacuneux. *Ceci indique une attaque du B et son intégration dans le A_2* . Cette intégration s'accélère vers l'aval après le profil 5.

* *L'horizon éluvial A'_2* : l'assemblage est intertextique et peut devenir granulaire (profils 9 et 10). Le squelette, dense, est constitué de gros cristaux de quartz et de microcline, et de plagioclase plus rare. Peu de biotite. Plages de plasma rouge, peu abondant. Rares argilanes ou ferri-argilanes vosépiques. Le fond matériel, très lacuneux, se présente comme un mélange de fins minéraux primaires. Quelques gros grains de quartz sont revêtus à leur sommet d'un fin dépôt silasépique sombre (coiffe). Les A'_2 des profils 8, 9 et 10 comprennent des *débris ferrugineux* de différentes tailles qui *s'apparentent à la trame carapacée, mais sont en discordance avec le fond matriciel*.

* *L'horizon illuvial B'_2* : l'assemblage est porphyrosquelique à localement aggloméroplasmique vers le sommet. Le squelette est le même que dans l'horizon précédent. Le plasma est masépique à faiblement omnisépique, vosépique dans de rares plages. Les fissures fines sont assez nombreuses et bordées d'argilanes zonées jaunes ou rouge clair. *Le contact avec l'horizon BC sous-jacent est brutal, linéaire et tranche sans distinction l'assemblage structural des niveaux primaires*. Certains îlots rougis de cet assemblage sont noyés dans le plasma masépique et n'ont *aucun rapport de continuité avec lui*. Vers l'aval, ce sont des débris de carapace plus ou moins nodulaires à centre noir fréquent, qui sont intégrés dans le plasma.

* *L'horizon d'arène argilifiée BC* : l'assemblage est porphyrosquelique à plasma asépique. Chaque minéral s'altère de la façon suivante. Le microcline perd en partie son moirage caractéristique par la production d'un plasma gris-brun. Les fissures suivent les macles. Ces fissures sont en partie soulignées par de la goethite, et en partie comblées par des produits cristallins fins qui peuvent provenir des débris des minéraux contigus. Les plagioclases sont altérés mais conservent par endroits leur clivage. Les quartz sont fracturés et les fissures présentent le même aspect que celles du microcline. Les biotites sont toutes très altérées, souvent ferruginisées mais leur forme et la trame de leurs clivages sont conservées. La muscovite est peu altérée et garde ses teintes de polarisation excepté sur ses bordures.

Cette altération différentielle intraminérale peut être appelée *altéroplasmatation*. Elle se produit *au sein d'une structure de la roche conservée, et maintient cette structure*.

Des fissures de plus d'un millimètre de large quelquefois, parcourent cet assemblage porphyrosquelique et s'insinuent entre les cristaux. Elles sont partiellement tapissées d'un plasma silasépique brun, constitué de très petits minéraux primaires altérés ou non. Les argilanes sont peu abondants, le plasma est parfois squelsépique ou insépique. Cette micro-organisation peut être attribuée à la *pédoturbation*. Cette pédoturbation est due à l'altération des minéraux qui forment le squelette et aux changements de volume que cette altération provoque. Elle provient en grande partie, des mouvements dus aux successions de dessiccation et d'humidification, et à l'activité biologique. Ces actions tendent à disloquer, *sans transport notable*, la charpente constituée par les minéraux en cours d'altération. *Aucune manifestation d'illuviation n'est observée*.

* *Les horizons B rouges et Bfe. (Pl. VII, 3, 6, 9)*

. Les profils de l'amont.

- *DIE 1* : assemblage porphyrosquelique. Plasma abondant silsépique et argilasépique excepté quelques plages squelsépiques ou vosépiques. Le squelette comprend tous les minéraux primaires, dont le stade d'altération est un peu moins avancé que dans l'horizon BC. Une exception concerne les biotites, qui sont entièrement ferruginisées. Quelques argilanes zonées sont visibles dans les fines fissures. Les quartz sont microfissurés. Le fer imprègne ces microfissures. Le fond matriciel est constitué de très petits cristaux peu altérés. Le plasma est teinté de jaune, de brun, et de rouge par des ferri-argilanes sans orientation préférentielle. Par rapport à l'horizon BC, le plasma pédoturbé a pris de l'importance. *Le fer imprègne uniformément le plasma*.

- *DIE 4* : même allure générale mais des plages d'assemblage aggloméroplasmique apparaissent et avec elles se distingue une concentration plasmique argilo-ferrugineuse sous la forme de papules et même de masses volumiques plus importantes, séparées par des vides. Cette concentration se fait en continuité avec l'organisation du plasma asépique. *Tous les intermédiaires sont visibles entre ce plasma et les formes les plus circonscrites*. Les argilanes les plus internes par rapport aux fissures, se chargent en fer. *Le fer n'imprègne donc plus uniformément le plasma, mais s'organise en amas plus ou moins bien individualisés*.

- . Les profils médians.
- DIE 7 : l'assemblage devient intertextique, tout en préservant des domaines porphyrosqueliques à minéraux primaires peu altérés. La micronodulation en glébules et papules de 0,05 à 0,4 mm, s'intensifie. La concentration plasmique s'accroît également. Le plasma est squelsépique et asépique. Il faut noter la différenciation interne d'un peu d'hématite dans les ferri-argilanes goethitiques. Les contacts entre les plages intertextiques et porphyrosqueliques sont discordants.
- . Les profils de l'aval.
- DIE 9 : Deux domaines caractéristiques sont distingués.
 - + L'un, dominant, porphyrosquelique, à *fond matriciel ferrugineux rouge*, présente un squelette constitué presque exclusivement de quartz de grande taille, à microfissures envahies par le fer. Le plasma est squel-vo-asépique, les ferri-argilanes sont nombreux, notamment en bordure des pores. L'hématite, et des cutanes noirs à éclat mat (manganèse), se localisent en bordure interne des ferri-argilanes et des grains du squelette situés au contact entre les deux domaines.
 - + L'autre, moins abondant, intertextique, comprend un *fond matriciel jaune pâle*, à plasma asépique ou squelsépique, et un squelette composé de *minéraux primaires variés peu altérés de grande taille, et non fissurés* : quartz, microcline, plagioclase, muscovite et même biotites ferruginisées. Un squelette fin, plus abondant que dans le domaine précédent est essentiellement constitué de quartz.
- Les domaines rouges et les domaines décolorés, malgré leurs limites distinctes, *se prolongent en continuité*. Cette continuité est une preuve de la décoloration sur place des domaines rouges en domaines pâles. Ces dernières sont plus pédoturbées.
- DIE 10 : les deux domaines précédents persistent mais présentent les variations suivantes.
 - + *Le fond matriciel ferrugineux* augmente, son plasma devient asépique. Les différenciations ferrugineuses rouge sombre (hématite) et noires (manganèse ?) internes, augmentent de taille. Les ferranes sont abondants.
 - + *Le domaine à plasma décoloré* comprend peu d'argilanes, mais des squeletanes assez abondants. Les assemblages aggloméroplasmiques et intertextiques augmentent, et *brisent la continuité entre les deux domaines*.

b) Interprétations des observations micromorphologiques

Dans le profil 1, les microorganisations de l'horizon B, militent en faveur d'une altéroplasmatation avec conservation du volume. Il en est de même pour l'horizon BC. La répartition du fer est relativement uniforme dans le plasma. Vers l'aval, dès les premières manifestations du lessivage, une concentration plasmique du fer se produit par décoloration de certaines plages. L'éluviation devient importante au niveau du profil 7. Le plasma devient lâche, et réunit des îlots de domaine rouge à structure conservée de l'arène, dans lesquels la concentration du fer augmente. Cette éluviation détruit les structures initiales. La réunion des horizons A₂ et A'₂ en un seul accélère la destruction du Bfe en blocs disjoints. La mise à l'affleurement permet à la portion du Bfe carapacée, située plus vers l'aval, d'échapper à cette destruction. L'horizon A₂-A'₂ passe alors sous la carapace. Avec l'accroissement du lessivage entre les profils 7 et 10, s'accroît la différenciation du fer (et du manganèse ?) par décoloration, concentration plasmique et ségrégation cutanique. L'hématite apparaît au sein des ferri-argilanes. Enfin, dans le profil 10, l'horizon A₂-A'₂ pincé entre son propre produit d'illuviation B'₂ épais et la carapace continue, attaque le toit de celle-ci. La charpente minérale du Bfe carapacé, jusqu'alors préservée se disloque.

Les domaines ferrugineux rouges, dans lesquels il y a une permanence des structures de l'arène, peuvent donc être considérées comme des *lithoreliques* qui présenteraient certains caractères de *pédoreliques*. On peut remarquer, avec BOULET (op. cité), que "*la carapace constitue le terme ultime de la différenciation*" ferrugineuse latérale, et que cette "*différenciation s'effectue sans modifications importantes de l'organisation des constituants autres que les hydroxydes*". Cette différenciation du Bfe, se produit grâce à l'action des horizons A₂ et de leur développement vers l'aval. *Le carapacement doit donc sa genèse, son évolution et sa destruction à la dynamique latérale des couples d'horizons éluviaux - illuviaux.*

4. DONNÉES ANALYTIQUES

a) Analyses pédologiques

L'abondance du squelette minéral grossier détermine des teneurs en éléments > 2 mm qui dépassent 40%. Les horizons A₁, A₂ et A'₂ sont sableux (10% d'argile en moyenne). Les horizons B et BC ont une texture sablo-argileuse (18% d'argile). La fraction granulométrique dominante est celle des sables grossiers (50% environ). La porosité est très élevée. Elle est de 40% et plus dans les A₂, de 30% dans les B et de 20% dans les BC. Le pourcentage d'eau utile est très faible (0,5), la perméabilité est élevée (3 à 4 cm/h). Les horizons supérieurs sont faiblement acides et désaturés (S/T=50 à 60%), les arènes sont neutres ou basiques et mieux pourvues en cations basiques. Le complexe absorbant est

dominé par Ca. Puis viennent Mg, K et Na.

b) Analyses géochimiques

Pour éviter une surcharge en tableaux de chiffres, seules sont figurées, les compositions chimiques de quelques horizons B et Bfe, et la composition chimique moyenne de la roche de départ. (tabl. LXVI)

Tableau LXVI

Toposéquence de Diébiga. Composition chimique des horizons B et de la roche

| % | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | MnO | TiO ₂ | Perte au feu | Total |
|------------------------|----------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------------------|------------------|-------|------------------|--------------|-------|
| DIE 1 | B | 76,00 | 10,87 | 3,42 | 0,158 | 0,070 | 0,050 | 3,25 | 0,02 | 0,47 | 4,39 | 98,70 |
| DIE 4 | B | 74,90 | 11,63 | 3,12 | 0,185 | 0,236 | 0,040 | 3,41 | 0,02 | 0,47 | 4,67 | 98,68 |
| DIE 6 | B | 73,00 | 12,39 | 2,75 | 0,164 | 0,202 | 0,172 | 5,64 | 0,02 | 0,55 | 3,62 | 98,51 |
| DIE 8 | Bfe | 79,29 | 9,37 | 3,04 | 0,139 | 0,156 | 0,050 | 3,21 | 0,02 | 0,45 | 3,94 | 99,67 |
| DIE 10 | Carapace | 75,11 | 7,78 | 8,71 | 0,135 | 0,102 | 0,050 | 2,71 | 0,321 | 0,44 | 4,35 | 99,71 |
| Roche - mère (moyenne) | | 70,71 | 12,78 | 2,35 | 0,550 | 2,589 | 3,590 | 5,050 | 0,045 | 0,243 | 0,74 | 98,65 |

L'examen de ce tableau révèle les faibles teneurs en fer par rapport à celles des cuirasses des chapitres précédents, et le peu de variation de l'ensemble des éléments, excepté les valeurs brusquement plus élevées du fer et du manganèse dans la carapace aval. Les observations macro- et micromorphologiques permettent d'envisager la conservation des volumes dans les horizons B et BC. Cette conservation n'est qu'approximative dans les horizons B, vers l'aval, lorsque les A₂ agissent. Une estimation du bilan géochimique peut être tentée toutefois en employant le calcul isovolumétrique. Pour la carapace du profil 10, le calcul isotitane a également été utilisé (tabl. LXVII)

Tableau LXVII

Toposéquence de Diébiga. Bilans géochimiques en % par rapport à la roche

| Echantillon | | Calcul | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | MnO | TiO ₂ |
|-------------|----------|-----------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------------------|------------------|-------|------------------|
| DIE 1 | B | isovolume | - 14 | - 32 | + 17 | - 77 | - 98 | - 99 | - 48 | - 67 | + 56 |
| DIE 4 | B | " | - 16 | - 28 | + 6 | - 73 | - 93 | - 99 | - 46 | - 67 | + 54 |
| DIE 6 | B | " | - 16 | - 21 | - 5 | - 76 | - 94 | - 96 | - 9 | - 67 | + 84 |
| DIE 8 | Bfe | " | - 8 | - 40 | + 6 | - 80 | - 95 | - 99 | - 48 | - 67 | + 51 |
| DIE 10 | Carapace | isovolume | - 3 | - 44 | + 239 | - 77 | - 96 | - 99 | - 51 | + 533 | + 65 |
| | | isotitane | - 42 | - 66 | + 104 | - 86 | - 98 | - 99 | - 70 | + 320 | |
| DIE 1 | BC | isovolume | - 12 | - 4 | - 12 | - 55 | - 89 | - 32 | - 4 | - 80 | - 74 |
| DIE 6 | BC | " | - 12 | - 2 | - 16 | - 45 | - 84 | - 30 | + 10 | - 66 | - 56 |
| DIE 10 | BC | " | - 11 | - 9 | - 22 | - 50 | - 82 | - 25 | + 104 | - 66 | - 76 |

Ces calculs conduisent à l'établissement des ordres de mobilité du tableau LXVIII.

Tableau

Toposéquence de Diébiga. Ordre de mobilité

| Horizons | ordre de mobilité croissante → |
|-----------------------|---|
| Horizon B DIE 1-4-6-8 | Ti < Fe ou Fe < Si < Al < K < Mn < Mg < Ca < Na |
| Carapace Bfe DIE 10 | Mn < Fe < Ti < Si < Al < K < Mg < Ca < Na |
| Horizon BC DIE 1-6-10 | K < Al < Si < Fe < Na < Mg < Ti < Mn < Ca |

Il découle de l'examen des deux tableaux précédents :

- que la mobilité des différents éléments des horizons BC est très semblable tout le long du versant, excepté pour le potassium qui s'accumule de manière croissante vers l'aval ;
- que les ordres de mobilité des horizons B sont identiques des profils 1 à 8, le titane et le fer s'accumulent, l'élimination du silicium diminue vers l'aval et est toujours inférieure à celle de l'aluminium, le potassium est l'élément le moins mobile des alcalins et alcalino-terreux ;
- que le manganèse et le fer s'accumulent brusquement dans l'horizon Bfe carapacé du profil 10, mais que les bilans des éléments SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 et MnO établis par le calcul isovolume et isotitane sont assez différents, ce qui implique une certaine destruction des structures.

c) Autres caractéristiques analytiques importantes des horizons B

Diverses déterminations sont regroupées dans le tableau LXVII et appellent les commentaires suivants. L'épaisseur de l'horizon B est importante en amont, fluctue le long de la pente, mais diminue vers l'aval pour atteindre son minimum dans la carapace. La densité apparente suit l'évolution inverse ; elle est la plus élevée dans la carapace.

En ce qui concerne les autres analyses, si l'on convient, que plus le taux de quartz est élevé, plus l'éluviation est importante, que plus le taux de feldspath K est élevé, moins l'altération est intense, et que plus le rapport Ki est faible, plus l'altération est poussée, les variations des résultats du tableau LXIX permettent de distinguer trois parties dans la toposéquence. Une partie amont, dans laquelle l'altération est la plus avancée. Les teneurs en fer sont moyennes (3,4%). Une partie médiane, qui comprend les profils 6 et 7b. L'altération y est peu intense, l'éluviation faible, et les teneurs en fer, les moins élevées (2,8%). Une partie aval dans laquelle l'altération est moyenne, et l'éluviation importante. Les teneurs en fer y sont les plus élevées et atteignent 8,7% dans le profil 10.

Tableau LXIX

Résultats analytiques de quelques déterminations sur les horizons B de Diébiga.

| déterminations | Profils DIE hor. B | | | | | | | | |
|---|--------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | 10 | 9b | 8c | 8a | 8 | 7b | 6 | 3 | 1 |
| Epaisseur (cm) | 26 | 33 | 36 | 42 | 35 | 60 | 53 | 55 | 65 |
| densité apparente | 2,37 | 2,22 | - | - | 2,12 | - | 2,10 | 2,04 | 2,08 |
| Q (%) | 79 | 55 | 77 | 71 | 73 | 54 | 47 | 67 | 53 |
| Fk (%) | 17 | 24 | 6 | 12 | 14 | 22 | 28 | 12 | 17 |
| Fer (%) | 8,71 | 7,20 | 4,30 | 3,10 | 3,15 | 2,80 | 2,75 | 3,42 | 3,42 |
| Ki = $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ moléculaire | 2,6 | 2,5 | 2,8 | - | - | 3,9 | 2,8 | - | 2,1 |

Q = Quartz. Fk = Feldspaths K. P = Plagioclases

d) Analyses minéralogiques

* Minéraux lourds (tabl. LXX)

On peut déduire de l'examen de ce tableau que :

- les mêmes minéraux se retrouvent dans chacun des profils mais peuvent manquer dans certains horizons ;
- au fur et à mesure que l'on descend le versant, l'horizon B'₂ illuvial s'enrichit en minéraux facilement altérables (hornblende, épidote) et en rutile ;
- la concentration la plus élevée se situe dans le Bfe carapacé du profil 10 (0,40%).

Tableau LXX

Toposéquence de Diébiga. Comptage des minéraux lourds transparents et % pondéral des minéraux lourds transparents et opaques.

| | | Hb. | Ep. | Di. | Zi. | Ru. | % Pond. |
|--------|--------|-----|-----|-----|-----|-----|---------|
| DIE 1 | B | 1 | - | - | 99 | - | 0,18 |
| | A'2 | 3 | 4 | 1 | 92 | - | 0,21 |
| | B2 | - | - | - | 100 | - | 0,38 |
| DIE 6 | B | 2 | 5 | - | 92 | 1 | 0,12 |
| | A'2 | - | 2 | - | 96 | 2 | 0,11 |
| | B'2 | 2 | - | - | 98 | - | 0,13 |
| DIE 10 | Bfe | 1 | - | 1 | 98 | - | 0,40 |
| | A2-A'2 | 3 | 1 | - | 96 | - | 0,20 |
| | B'2 | 10 | 3 | 3 | 77 | 7 | 0,07 |

Hb. = hornblende. Ep. = épidote.

Di. = disthène. Zi. = zircon. Ru. = rutile.

* Minéraux argileux

La composition et la répartition des minéraux argileux le long de la toposéquence (fig. 36) suggèrent un certain nombre de remarques. La kaolinite et la montmorillonite dominent les autres minéraux argileux. Les proportions de montmorillonite augmentent de l'amont vers l'aval et ce minéral "monte" dans les profils vers l'aval. C'est uniquement dans les arènes C et les horizons aréniques BC ou (B)C que se localise la montmorillonite qui, vers l'aval, domine la kaolinite. La montmorillonite n'atteint jamais l'horizon illuvial B'₂, excepté dans le profil 8. Le reste de la fraction argileuse est constitué d'illite en quantité pratiquement constante, d'un peu de chlorite et d'interstratifiés (10 - 14 M)-M et (14 C - 14 M). Les interstratifiés, s'ils sont fréquemment exclusifs de la montmorillonite, peuvent quelquefois cohabiter avec elle. Cette répartition verticale et latérale est différente de celles des toposéquences de BOULET (op. cité), à Diébiga. On ne peut en particulier comme BOULET, lier génétiquement illite et interstratifiés et montmorillonite et illuviation. L'illite peut être attribuée ici à la présence en faible quantité, dans tous les profils, de muscovite peu altérée observée au microscope.

* Autres données (Diagrammes de poudres)

Ces diagrammes confirment la présence constante d'une quantité notable de microcline dans tous les horizons B, et indiquent de faibles proportions de goéthite et d'hématite, et des traces de mica. La goéthite domine l'hématite. Le taux de substitution en aluminium dans la goéthite est estimé à environ 10 à 15%. La recherche des minéraux manganésifères s'est révélée infructueuse.

5. INTERPRÉTATIONS

Un rappel des faits paraît tout d'abord nécessaire.

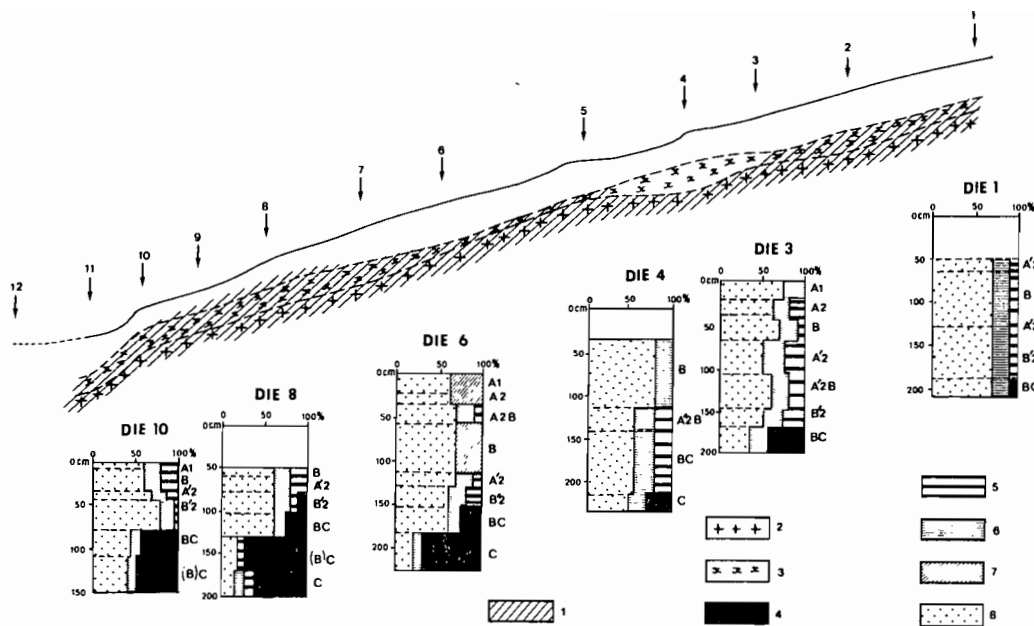


Fig. 36 - Toposéquence de Diébiga. Composition minéralogique de la fraction argileuse

1. horizons partiellement montmorillonitiques. 2. Arène. 3. Arène argilifiée.
4. Montmorillonite. 5. Interstratifiés. 6. Illite. 7. Chlorite. 8. Kaolinite

- L'étude macromorphologique indique une "remontée" de tous les horizons vers l'aval. Cette remontée résulte d'une troncature vers l'aval des horizons supérieurs par la surface topographique. L'horizon B rouge, interne et épais des sols de l'amont, aboutit à une carapace affleurante et mince à l'aval.
- L'observation des lames minces montre que cette carapace est la résultante latérale de l'action conjuguée des horizons A₂ sur l'horizon B rouge dont la structure est celle de la roche sous-jacente. L'état de fraîcheur et l'abondance des minéraux primaires dans la carapace de l'aval, impliquent un développement de cet horizon à partir d'un matériau arénique plus sain, et correspond donc à une remontée de l'arène dans le profil. Le fer se concentre dans des lithoreliques du B rouge qui sont entourées par des zones décolorées lessivées. La concentration du fer dans ces lithoreliques se fait au sein de ferri-argilanes et de ferranes et dans les microfissures des quartz et des microclines.
- Les analyses chimiques révèlent que le fer de la roche se concentre de 1,5 fois dans l'horizon B de l'amont, et 3,7 fois dans la carapace de l'aval. Les bilans géochimiques indiquent dans tous les horizons, l'élimination d'une grande partie de Na, Ca et Mg et le départ modéré de Si et Al, la concentration moyenne de K dans les arènes, faible de Ti et Fe dans les horizons B, et plus importante de Mn, Fe et Ti dans la carapace.
- Les teneurs en quartz, en microcline et en minéraux lourds militent en faveur d'une concentration consécutive à une éluviation dans la carapace, et de la présence de matériaux plus frais vers l'aval.

L'ensemble de ces faits d'observation d'analyse conduit aux interprétations suivantes. La faible accumulation du fer dans les horizons B de l'amont dans lesquels le volume est conservé, est une accumulation relative, par départ des autres constituants et notamment, des alcalins et alcalino-terreux. Sous l'effet du soutirage par les horizons A₂ au-dessus et en dessous de cet horizon B ferrugineux, le fer déjà en partie accumulé relativement, se concentre par des mécanismes d'imprégnation et de différenciation cutanique dans des domaines rouges. Il y a passage de la goéthite à l'hématite. Les éléments fins des plages décolorées contiguës aux domaines rouges sont évacués par les A₂, il y a perte de matière et concentration corrélative d'un résidu constitué en partie de quartz

et de minéraux lourds. Cette fraction résiduelle est maximale dans la carapace du profil 10. La concentration du fer dans cette carapace est 2,5 fois celle du fer dans l'horizon B du profil 1. L'épaisseur de l'horizon B du profil 1 est 2,5 fois celle de la carapace. L'accumulation du fer dans la carapace à la base et au sein de laquelle le lessivage soutirant est intense, est donc une concentration sur place par tassement. C'est une accumulation absolue qui peut s'ajouter à la faible accumulation relative précédente.

Le matériel minéral de cette carapace est plus sain que celui des horizons B de l'amont. La rectification des horizons sus-jacents à la carapace par la surface topographique se traduit par une remontée du matériel arénique. La proximité de l'axe de drainage et la topographie plane du bas de versant conduisent à un confinement des horizons profonds. L'altération progresse dans un matériel plus sain en produisant de la montmorillonite dominante et de la kaolinite. La montmorillonite, déjà liée aux horizons d'arènes dans les profils amont, gagne vers le haut dans les profils de l'aval. Cette montmorillonite peut provenir de l'altération des ferromagnésiens et, en particulier, des biotites et même des feldspaths (TSAWLASSOU, 1971 ; KARPOFF, 1973 ...). La formation de la montmorillonite se fait alors par *néoformation directe* (PAQUET, 1969) puisque illuviation et montmorillonitisation ne sont pas liées.

6. CONCLUSIONS

La toposéquence de Diébiga met en évidence une chaîne de sols ferrugineux dont la succession des horizons comporte deux couples successifs d'horizons éluviaux et illuviaux, un horizon B rouge et des horizons arénifères. Les horizons rouges et arénifères conservent le volume de la roche de départ. L'action des horizons A₂ sur l'horizon B aboutit, en bas de pente, à l'affleurement d'un horizon Bfe carapacé. Les calculs géochimiques indiquent des gains et pertes qui affectent les mêmes éléments que ceux des cuirasses ferrugineuses des chapitres précédents, mais avec une intensité bien moindre. La carapace accumule le fer et le manganèse et élimine les alcalins, les alcalino-terreux, l'aluminium et le silicium. A cette accumulation relative mineure s'ajoute une accumulation absolue plus importante par soutirage et tassement.

Plusieurs traits importants peuvent caractériser cette toposéquence et son induration ferrugineuse :

- la faible épaisseur, l'aspect tramé et l'extension réduite de la carapace de bas de pente, sa fragilité en position interne où elle se détruit ;
- la présence, dans cette carapace, d'une forte proportion de minéraux primaires non altérés, et la faible teneur en fer (8%) ;
- l'absence de nodules ferrugineux, mais une induration en masse et en îlots ;
- l'épaisseur réduite du profil, et en particulier des horizons d'altération kaoliniques ;
- la granulométrie très grossière du matériel minéral, sa faible altération en argile, sa porosité élevée qui favorise le drainage ;
- la présence constante d'horizons A₂ éluviaux et B illuviaux qui canalisent l'eau vers un drainage essentiellement latéral.

La carapace ferrugineuse s'élabore par induration de certains domaines en même temps qu'elle se détruit par évidement de domaines contigus. Les mécanismes de formation et de destruction sont synchrones et nécessaires car complémentaires.

B - AUTRES CAS ÉTUDIÉS

Pour montrer le caractère général en Afrique de l'Ouest de la carapace étudiée ci-dessus, quelques autres exemples situés sous des latitudes différentes vont être maintenant présentés.

1. LA TRANCHÉE DE SARAYA

Au Sénégal oriental, à 1,5 km au Nord de Saraya (fig. 3 - coordonnées 12°51'10"N - 11°55'10"W) une mission du C.E.A. a réalisé quelques tranchées (BONIFAS, 1960 ; MICHEL, 1973 p. 209). La roche est un granite à grain grossier, à muscovite losangique automorphe. La pluviosité moyenne est de 1200 mm par an. Les tranchées sont disposées en épi le long des rives d'un petit axe de drainage. Toutes les tranchées, rafraîchies, ont fait l'objet de descriptions et, parfois, de prélèvements.

La partie supérieure des sols développe, sur une épaisseur de l'ordre du mètre, des sols fer-

rugineux lessivés, dont l'horizon B peut présenter des débris de roche altérée ferruginisée. La partie inférieure du sol est constituée par une arène peu épaisse qui passe rapidement à la roche saine. Celle-ci est atteinte avant 3 m. Le contact entre les deux parties précédentes est localement souligné par un lit de gros quartz. Ceux-ci proviennent de filons fréquents dans le granite. La partie supérieure comprend également un ou deux horizons A₂ bien développés, et un ou deux horizons illuviaux qui le sont beaucoup moins. *Aucune formation indurée continue n'est observée.* De rares blocs d'horizon B carapacé, à structure et minéraux reconnaissables de la roche ont été rencontrés vers l'aval, à la rupture du versant par le lit du marigot. La teneur en fer de ces blocs n'atteint pas 10%.

Les chaînes de sols des tranchées, le matériau, et l'induration ferrugineuse ténue et discontinue présentent les caractères de ceux de Diébiga. *La même interprétation est donc avancée. C'est le drainage oblique prépondérant, favorisé par la granulométrie grossière et canalisé par les horizons A₂, qui est à l'origine de l'individualisation des blocs carapacés et des débris d'arène ferruginisée.*

2. LES PROFILS D'OURSIS

Plusieurs dizaines de fosses ont été creusées en Haute-Volta septentrionale autour de la mare d'Oursi (fig. 34 - coordonnées 14°39'N - 0°28'W. LEPRUN, 1977b). Le climat est sahélien, avec une pluviosité annuelle moyenne d'environ 500 mm.

Deux profils ont été décrits. Le profil OUR 42 est situé en contrebas d'un chaos de blocs d'un granite alcalin à gros grain, sur une pente de 5% et permet de distinguer les successions suivantes. *Sous 95 cm d'apport sableux et caillouteux d'origine colluviale, des horizons A₂ et B illuviaux s'interpénètrent et isolent, sur 60 cm, des îlots d'arène rubéfiée. La ferruginisation affecte les fissures et le pourtour des minéraux primaires, quartz et feldspaths. Ces îlots sont localement démantelés par les A₂. Plus bas, un A₂ profond gagne sur l'arène cohérente et se poursuit jusqu'à 3,5 m, dans les diacèses.*

Le profil OUR 40 est situé sur une zone légèrement inclinée vers la mare. L'arène granitique grossière sub-affleurante est ferruginisée en une trame carapacée qui comporte des plages, lavées d'horizon A₂. Vers l'aval, on peut aboutir à des débris ferruginisés nodulaires, qui reposent sur une arène désengrenée lavée.

Ces deux profils d'Oursi localisés sur des granites alcalins à gros grain (0,5 cm et plus), peuvent s'interpréter en *faisant intervenir les mêmes mécanismes que ceux mis en évidence dans la toposéquence de Diébiga.* Les horizons A₂, par où circule l'eau, se décolorent puis se vident, pendant que se rubéfient les îlots proches, qui seront attaqués à leur tour. La mise à l'affleurement permet aux domaines rubéfiés d'échapper à l'action des A₂ et favorise l'induration. *Celle-ci conduit à un matériau cohérent mais est toujours brisable au pic. Les taux de fer varient entre 8 et 12%. La goéthite domine l'hématite.* La quantité d'eau pluviale est la même pour les deux profils. L'impluvium important que constitue l'amont rocheux du profil 40 permet le développement d'une arène qui atteint 3 m d'épaisseur contre seulement 1 m dans le profil 42.

3. LA COUPE DE KIDAL (MALI SEPTENTRIONAL)

8 km avant Kidal (fig. 1), en bordure de l'Oued Etembar (coordonnées 18°22'10"N - 1°27'30"E), les crues ont dégagé une petite coupe. La pluviosité est légèrement supérieure à 100 mm par an. La coupe, rafraîchie à la pioche, montre une arène ferruginisée sous forme de trame. Des plages lessivées sont décolorées, cavernieuses et recouvertes d'un saupoudrage de sables blancs. *La rubéfaction imprègne les minéraux primaires de grande taille (quartz, feldspaths ...).* La dureté est moyenne excepté dans certains îlots, où elle devient forte. Il n'y a pas de nodules. La roche saine, atteinte à 50 cm, est un granite orienté à gros grain. Les biotites sont rares, les amphiboles peu abondantes. Le taux de fer approche 10% dans la carapace, alors que la roche en contient 2%. Cette formation indurée est rangée avec les Bfe carapacés des profils précédents de Diébiga, de Saraya et d'Oursi. *Elle constitue le témoin le plus septentrional des indurations affleurantes observées sur les roches cristallines en Afrique de l'Ouest.*

4. LA TRANCHÉE NAY 21

a) Présentation

Une tranchée a été creusée en Haute-Volta, entre la toposéquence de Nayouri (chap. IV) et le vil-

lage du même nom (fig. 3 et 34). Elle est située à 25 m en contrebas d'un affleurement de granite plus grossier et plus leucocrate que celui de la toposéquence de Nayouri. Les facteurs du milieu sont les mêmes que ceux de cette toposéquence.

b) Etude morphologique

De 0 à 21 cm : horizons A₁ et A₂ sableux, à nombreux éléments grossiers, quartz, feldspaths et débris ferrugineux peu nodulaires de 1 à 3 cm.

De 21 à 33 cm : carapace ferrugineuse en dalle diaclasée reposant en discontinuité sur une passée pegmatitique épaisse, quartzo-feldspathique, à très gros éléments. La pente est de 10%. La couleur rouge et l'induration diminuent du haut vers le bas de la carapace. On distingue 3 zones : Une zone supérieure faiblement nodulaire brune, rouge et violette ; une zone médiane à trame ferrugineuse qui isole des plages décolorées ; une zone basale vacuolaire à ségrégations brun-rouille et noires qui repose brutalement, par une zone de contact millimétrique encroûtée brune, sur la pegmatite.

Ce profil est localisé à l'amont de la tranchée. Vers l'aval, la carapace se diaclase, passe à des blocs isolés, puis à des amas nodulaires rouille et noirs. Parallèlement, le sol s'approfondit, acquiert un horizon profond humide à pseudogley, et des horizons lessivés supérieurs. Ces variations se produisent latéralement, en moins de 15 m.

c) Etude micromorphologique

On peut observer, du bas vers le haut :

- Une pegmatite constituée de quartz et microcline en gros cristaux, entourés des mêmes minéraux de petite taille, auxquels s'ajoutent quelques rares plagioclases et de la muscovite. L'assemblage est porphyroscelique. L'altéroplasma est asépique, clair, peu brunifié.
- Juste au-dessus, la taille des minéraux diminue.

L'assemblage est aggloméroplasmique et intertextique, le plasma est surtout squelsépique et peu masépique. De très nombreux cutanes sont orientés parallèlement au contact avec la pegmatite. Il s'agit d'argilanes jaune citron, de ferri-argilanes et de ferranes hématitiques, ces dernières situées le plus souvent au centre des individualisations. Les microclines sont très ferruginisés le long de leur clivage. La trame des biotites brun-rouge opaque est bien reconnaissable. Cette zone sera appelée écorce d'altération.

- Plus haut, la pédoturbation gagne : la concentration plasmique conduit à une nodulation à partir du fond matriciel. Le plasma vosépique hématitique augmente. La charpente orientée des microclines se disloque.
- Enfin, au sommet, des fissures périphériques isolent des nodules brun-rouge et noirs à cortex d'argilanes jaunes externes et de ferranes violets internes. De nombreux minéraux primaires altérés et ferruginisés sont encore déterminables. La pédoturbation est importante. L'ensemble est facilement brisable au pic. Ce niveau induré correspond à une carapace.

En résumé, on peut dire qu'au-dessus d'une pegmatite, se développe une induration ferrugineuse carapacée, dont la différenciation augmente vers le haut, et qui est issue d'une roche du type granite à biotite.

d) Données analytiques

* Analyses chimiques (tableau LXXI)

Tableau LXXI

NAY 21. Composition chimique globale

| % | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Mn ₃ O ₄ | TiO ₂ | Perte au feu | Somme |
|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-----|-------------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------|--------|
| NAY 21 pegmatite | 75,5 | 13,1 | 1,4 | 0,16 | 0,8 | 2,94 | 5,13 | 0,125 | 0,11 | 0,74 | 100,01 |
| " écorce | 56,4 | 16,3 | 14,2 | 0,28 | 0,9 | 0,41 | 2,46 | 0,186 | 0,32 | 7,31 | 98,81 |
| " carapace | 61,2 | 16,7 | 19,8 | 0,11 | - | 0,15 | 1,11 | 0,103 | 0,37 | 5,98 | 99,64 |

Ces analyses confirment la différence de composition entre la pegmatite (teneurs élevées en SiO_2 , K_2O , Na_2O ...) et l'écorce qui est la base de l'altération ferrugineuse de la roche sus-jacente. Dans ce cas particulier d'induration ferrugineuse, *il n'est pas possible* de comparer par les calculs géochimiques les gains et pertes par rapport à la roche de départ, celle-ci étant *altérée et différente* de la roche saine située au mur du profil. Il faut alors se contenter de constater la décroissance des taux des alcalins et alcalino-terreux, et l'augmentation de la teneur en fer du bas vers le haut de l'induration.

* *Analyses diffractométriques.* Les diagrammes de poudre indiquent la présence de quartz, de kaolinite, de microcline, de goethite et d'hématite dans l'écorce et la carapace. Les pics de ces deux derniers minéraux sont plus intenses dans la carapace, mais cette intensité reste faible.

c) *Interprétation*

Ces observations permettent d'imaginer, à l'origine, la présence d'une roche granitique plus grossière que celle, proche, correspondant à la toposéquence de Nayouri (chap. IV), qui repose sur une pegmatite massive. *La différenciation morphologique et géochimique se fait latéralement. L'approfondissement est bloqué par le niveau d'arrêt que constitue la pegmatite.* Le grain grossier favorise le passage de l'eau. Les cutanes sont nombreux. La pente oriente obliquement l'écoulement amplifié par l'impluvium de l'affleurement amont. Ce drainage rapide accélère la rubéfaction, mais limite l'altération des minéraux primaires de grande taille. *Les mécanismes de nodulation sont les mêmes mais sont moins accentués que ceux des cuirasses de Nayouri.* Par comparaison avec ces dernières, l'étude de cette coupe permet d'apprécier les effets du grain grossier et du caractère leucocrate de la roche, et du blocage de l'altération profonde sur le cuirassement. L'épaisseur, la dureté, la teneur en fer sont moindres. Les minéraux primaires persistent. La quantité d'argile est faible. Cette induration ferrugineuse s'apparente à celle de la toposéquence de Diébiga, avec des différences marquées, et en particulier l'absence de séquams, qu'il faut expliquer par le blocage de l'altération et donc de l'approfondissement.

C - CONCLUSIONS SUR LE CARAPACEMENT FERRUGINEUX DES GRANITES LEUCOCRATES A GROS GRAIN

L'étude des toposéquences et des coupes ci-dessus permet de mettre en évidence des analogies et des différences marquantes entre les carapaces qui affectent ces granites à grain grossier et les cuirasses des chapitres précédents. Les caractères distinctifs des carapaces sont les suivants :

- leur épaisseur est *réduite*, leur extension *faible et discontinue*, leur localisation se présente toujours à l'aval, en bordure d'axe alluvial, sous la forme d'un niveau en *biseau*, affleurant, penté formant corniche ;
- leur induration est relativement faible sous le piochon ; elle apparaît en trame et en îlots à l'affleurement, mais est délabrée en position interne ;
- il y a formation d'amas indurés *mais pas* de nodules ferrugineux ;
- les micro-organisations présentent des assemblages *lâches et discontinus* (intertextique et même granulaire) et des plasmases en partie squelette et vosépiques, c'est-à-dire, à séparations plasmiques importantes qui entourent les vides et les grains du squelette, ce qui implique une réorganisation et une concentration importante du plasma asépiques initial ;
- la fraction des minéraux primaires altérables et en particulier des feldspaths K est *importante* et peut atteindre 30% de l'échantillon total ;
- la teneur en fer est *faible* et tourne autour de 10%, la concentration en fer est seulement de 2 à 3 fois celle de la roche, la proportion de goethite égale ou est, le plus souvent, supérieure à celle de l'hématite, la quantité d'argile (kaolinite) est faible ;
- l'altération au sein de la carapace est donc *peu poussée*, et elle n'affecte qu'une épaisseur réduite du profil situé sous la carapace ;
- la dynamique de l'eau est surtout *latérale et oblique*, et met en place des horizons A, éluviaux et B illuviaux, dont l'action détruit la carapace, mais en même temps favorise la concentration et l'induration ;
- l'induration se fait dans *les horizons B* de sols ferrugineux qui se trouvent carapacés vers l'aval.

Un certain nombre d'analogies permet, en revanche, de rapprocher ces carapaces des cuirasses, et en particulier de la cuirasse des profils de Thion (chap. IV) :

- il s'agit d'indurations *sommitales* de matériaux d'altération de roches cristallines en place, sans apport détritiques ;

- comme à Thion, le squelette quartzieux est grossier et abondant, la succession des horizons est semblable, les horizons éluviaux et illuviaux sont présents ;
- malgré l'absence de nodules, la carapace comprend des lithoreliques et des pédoreliques, une différenciation ténue de l'hématite à partir des ferri-argilanes goethitiques et une concentration plasmique ferrugineuse à partir de l'altéroplasma ;
- il y a dans les deux cas, mais avec des intensités différentes, accumulation relative et accumulation absolue du fer.

Ces nombreuses différences, et ces quelques ressemblances permettent d'envisager le carapacement des granites leucocrates à gros grain comme un terme de passage, une charnière entre les *cuirasses développées sur les roches cristallines* déjà étudiées, et les *simples indurations ferrugineuses* de divers matériaux meubles qui sont étudiées plus loin.

III - LES AUTRES TYPES D'INDURATIONS FERRUGINEUSES DE L'AFRIQUE DE L'OUEST

A - COUPES DE KÉDOUGOU (Sénégal)

1. PRÉSENTATION

L'étude du profil KED 5 (chap. V), a permis de rencontrer autour de la ville de Kédougou, la présence d'une formation à galets indurée par du fer. La figure 28 précise l'extension de cette formation. Elle est localisée uniquement dans la partie convexe de la courbe du méandre de la Gambie, c'est-à-dire dans la partie où s'accumulent ordinairement les alluvions. Il est donc probable que le fleuve passait plus au Nord, à l'emplacement actuel de la ville. Des bras morts persistent d'ailleurs sous la forme de mares, et isolent des buttes d'altérites, sortes "d'îles" entourées de galets.

2. DESCRIPTION MORPHOLOGIQUE

Le profil KED 4 au Nord de la ville (fig. 28) est observé sur une coupe naturelle qui forme cascade au-dessus d'une vasque d'eau, en aval de la bordure cuirassée sur schistes. Cette coupe nous a été présentée par P. MICHEL qui l'a étudiée (1959 et 1973).

- De 0 à 120 cm : conglomérat constitué de galets de grès de forme allongée ou arrondie, de quartz et de nodules violets à structure schisteuse fine. Ciment ferrugineux et argileux fin très compact. La dureté équivaut à l'affleurement, à celle de la cuirasse sur schistes de l'amont. Aucun classement n'est visible dans le matériel grossier. Ce niveau est plus épais en bordure de la coupe que vers l'amont.

- De 120 à 300 cm : passage progressif à un niveau un peu moins induré, du même type, mais à matériau plus argileux et ferrugineux. Vacuoles et tubulures plus abondantes.

- De 300 à 530 cm : passage brutal à une lentille détritique à stratifications entrecroisées se bisautant vers le N W. Peu de graviers. Matrice sablo-argileuse finement litée, non indurée à vides importants, bariolée de rouge, jaune, à petits feldspaths blancs de 1 à 2 mm. Vers la base apparaissent quelques galets de quartz et de grès de 1 à 2 cm.

- De 530 à 670 cm : limite tranchée avec un niveau sableux et graveleux. Gros galets de grès quartzites fins, peu altérés, posés sur leur face plane. Matrice un peu compactée qui garde l'empreinte des galets.

- De 670 à 875 cm : passées de galets et graviers alignés, emballés dans une matrice peu indurée sablo-argileuse à minéraux blancs (feldspaths) et petits gravillons lie de vin, ronds, de 2 à 3 mm. L'ensemble est lité et mal trié.

Un comptage des galets à 7 m donne 24% de grès fins altérés, 8% de quartz, 40% de grès quartzites peu altérés, 4% de schistes violets micacés fins sédimentaires, 24% de grès feldspathiques altérés. Lorsque la formation indurée se démantèle, les galets de grès situés en surface, présentent un évidement interne important.

3. DESCRIPTION MICROMORPHOLOGIQUE

Les lames confectionnées entre 50 et 200 cm montrent les aspects analogues suivants :

- Des graviers et galets de grès et grès quartzites moyennement altérés, dont le ciment n'est pas ferrugineux. Des débris de schistes altérés, ferruginisés, de gros nodules violets à quartz corrodés, sans cortex, hématitiques.
- Plusieurs types de plasma omnisépique et masépique brun-jaune, goethitique opacifié et floconneux à glébules de goethite fréquents, vosépique et squelsépique par cutanes zonés goethitiques.
- Des assemblages propres à chaque type de plasma, porphyrosquelique et aggloméroplasmique.

Il est intéressant de comparer ces observations avec celles du profil KED 5 (chap. V). Les *plasmas omnisépiques* et les *nodules violets* sont identiques dans les deux cas, en revanche, les *plages illuviées vosépiques* et surtout *squelsépiques* sont spécifiques au profil KED 4.

4. DONNÉES ANALYTIQUES

a) Analyses chimiques

Tableau LXXII

Niveaux indurés des coupes de Kédougou. Composition chimique

| % | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Mn ₃ O ₄ | TiO ₂ | Perte au feu | Somme |
|---------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-----|-------------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------|--------|
| KED 1 - 50cm | 45,0 | 14,7 | 30,8 | 0,15 | tr. | 0,06 | 0,27 | 0,288 | 1,22 | 7,79 | 100,25 |
| KED 5 - 40cm | 45,0 | 15,6 | 29,9 | 0,19 | tr. | tr. | 0,57 | 0,059 | 1,12 | 8,20 | 100,72 |
| KED 5 - 100cm | 35,5 | 14,3 | 38,1 | 0,18 | tr. | tr. | 0,47 | 0,068 | 0,93 | 9,25 | 98,79 |
| KED 4 - 50cm | 35,6 | 16,3 | 36,5 | 0,13 | tr. | 0,05 | 0,44 | 0,072 | 0,92 | 8,97 | 99,02 |
| p.p.m. | Sr | Ba | V | Ni | Co | Cr | B | Zn | Cu | Pb | Sn |
| KED 5 - 100cm | 17 | 111 | 542 | 28 | 23 | 321 | 11 | 17 | 59 | 36 | - |
| KED 4 - 50cm | 12 | 79 | 440 | 36 | 20 | 339 | - | 7 | 47 | 32 | - |

L'examen du tableau LXXII permet de constater que les cuirasses KED 1 et 5 situées sur les schistes birrimiens ont des compositions chimiques semblables. Le niveau induré de KED 4, duquel on a soustrait les galets de grès, de schistes et de quartz, *mais non les nodules ferrugineux*, a une composition chimique très voisine de celle du niveau sous cuirasse KED 5 - 100 cm qui la surplombe. Les teneurs des éléments en traces confirment cette parenté géochimique. D'autre part, des analyses triacides ont fourni pour les deux niveaux KED 4 - 50 cm et KED 5 - 100 cm, les mêmes rapports SiO₂/Al₂O₃ moléculaire de 1,8 et SiO₂/Al₂O₃+Fe₂O₃ de 0,7 ainsi que des quantités de fraction insoluble aux triacides, proches (21 - 23%). *On peut donc faire provenir la fraction terreuse et les nodules du niveau induré du profil KED 4, du niveau sous cuirasse issu des schistes et situé en amont.*

b) Analyses minéralogiques

Les diagrammes diffractométriques de la fraction <2μ présentent des variations suivantes. La kaolinite, exclusive à 7 m décroît vers le haut et se partage à égalité avec des interstratifiés (10 - 14) à 50 cm. Ces interstratifiés et un peu d'illite suivent l'évolution inverse, et croissent vers le sommet. Ces *variations* sont tout à fait *différentes* et *même inverses* de celles des *profils cuirassés* développés sur des altérations des roches cristallines. Les diagrammes de poudre de la totalité de l'échantillon indiquent la présence de goethite et d'hématite en quantités égales, excepté en surface où l'hématite domine la goethite. Un minéral, dont le pic à 3,49 Å correspondrait à l'anatase ou au rutile est également présent.

5. LES INTERPRÉTATIONS

Cette formation à galets indurée à sa partie supérieure, se localise exclusivement en contrebas d'une corniche cuirassée développée au-dessus des schistes. Elle pend vers l'aval. L'épaisseur et la dureté de l'induration sont maxima au niveau du profil KED 4 décrit, c'est-à-dire au niveau de la cascade qui est encore fonctionnelle durant toute la saison des pluies. Entre les coupes 1 et 2 (fig. 28) le conglomérat induré passe sous la cuirasse développée sur les schistes. Le creusement d'une fosse à cet endroit montre que cet emboîtement est local et limité. Le conglomérat induré ne pénètre sous la cuirasse que sur une distance de moins d'un mètre. *Le conglomérat apparaît alors comme une formation de "graviers sous berge"* (VOGT, 1960). Ces graviers et galets se sont donc enfouis sous la cuirasse dure après dégagement du niveau plus meuble sous cuirasse. Ce point est important à noter, *car il ne permet pas l'interprétation du passage continu d'un glacis cuirassé amont à une terrasse alluviale indurée* (MICHEL, 1973 p. 683). Il permet également d'expliquer la mise en place des matériaux du conglomérat.

Il faut envisager un fleuve puissant, d'une compétence plus élevée qu'aujourd'hui, puisqu'il était capable de charrier des galets centimétriques arrachés aux formations infracambriennes du Fouta-Djalou guinéen. Il faut envisager également une cuirasse sur schistes déjà constituée, entaillée par le lit du fleuve et formant corniche. Le niveau sous cuirasse est rappé par les eaux et le mélange des matériaux arrachés et des matériaux transportés par les eaux au moment des crues remplissent les excavations sous les corniches et se déposent sur les versants des rives. Ces dépôts font obstacle au fleuve qui déplace alors son lit vers le Sud.

Une partie de cette interprétation est renforcée par les examens micromorphologiques et par la composition chimique du ciment du conglomérat. Les nodules ferrugineux et la matrice du niveau sous cuirasse développé au-dessus des schistes constituent l'essentiel de ce ciment. Le reste du matériau est composé des galets, et d'une fraction de produits alluviaux fins, dont peuvent être issus les minéraux argileux interstratifiés dégagés des diagrammes de rayons X. Un certain nombre d'arguments milite en faveur d'une altération réduite des matériaux après leur dépôt. Les galets ne sont pas très altérés, leur ciment interne n'est pas ferruginisé. Les galets de grès fins comportent quelquefois des anneaux concentriques d'altération qui peuvent être recoupés par un bord, ce qui signifie que l'altération qui a donné ces anneaux est antérieure au dépôt. Les seuls quartz à golfes de dissolution sont ceux des nodules violets issus de la cuirasse sur schistes et dans laquelle leur dissolution apparaît déjà. Les minéraux argileux interstratifiés qui sont considérés comme peu résistants persistent jusqu'en haut de la coupe. Les feldspaths de certaines passées sont peu altérés.

L'évolution géochimique du poudingue et de son ciment ne semble donc pas s'être poursuivie intensément après son dépôt. En revanche, l'induration n'a pu commencer qu'après ce dépôt et son exondation. L'évidement des galets de grès en surface du conglomérat induré démantelé est à mettre au compte d'une désagrégation superficielle.

6. LES AUTRES FORMATIONS CONGLOMÉRATIQUES INDURÉES DU SÉNÉGAL ORIENTAL

Pour MICHEL (1973), la formation étudiée fait partie de la moyenne terrasse, qui se rattache en amont au moyen glacis cuirassé. Cette terrasse indurée subsiste en plusieurs endroits sur les rives de la Gambie, de la Falémé, et des affluents de droite du Sénégal. Une basse terrasse plus étendue cimentée par du fer, est également reconnue.

Les travaux de recherche d'or des géologues russes (KOROULIN *in* KORJ et KNIAJEV, 1973) décrivent trois terrasses attribuées au Quaternaire et une haute terrasse supposée pliocène. Ces terrasses s'étageraient en gradins le long de la Falémé. Les deux terrasses supérieures sont indurées par le fer. Plus la terrasse est basse, plus l'épaisseur des graviers augmente.

L'étagement des trois ou quatre terrasses, n'a jamais pu être observé sur une même coupe. La correspondance topographique entre les terrasses des fleuves à différentes parties de leur cours, et les terrasses de leurs affluents paraît hasardeuse. Dans les coupes les plus complètes (Satadougou, Moussala ...), en bordure de la Falémé, on peut mettre en évidence que *de la haute à la basse terrasse, la taille des galets, l'induration, les teneurs en fer, les proportions d'hématite diminuent, alors que l'extension des formations et leur nature terreuse s'accroissent.*

7. CONCLUSION

L'étude de la coupe de Kédougou permet de reconstituer la mise en place d'une formation indurée alluviale à partir d'un mélange de matériaux graveleux transportés, et de terre fine et nodules pris

sur place dans des niveaux sous-cuirasse. L'induration est très forte en surface et en particulier à l'endroit de l'écoulement saisonnier mais diminue dessous. *L'altération géochimique que subit le dépôt après son exondation, et pendant son durcissement, est réduite. L'essentiel de cette altération est hérité des matériaux, et, en particulier, des matériaux ferrugineux cuirassés.*

B - EXEMPLES D'INDURATIONS DE MATÉRIAUX DÉTRITIQUES EN HAUTE-VOLTA

Dans un épais rapport, VOGT (1968) a signalé et décrit un certain nombre de dépôts et d'épanchages indurés en Haute-Volta. Quelques-uns de ces sites, et un grand nombre d'autres (fig. 34) ont fait l'objet d'observations et parfois de prélèvements et d'analyses.

1. LES MATÉRIAUX ALLUVIAUX OU ALLUVIO-COLLUVIAUX

a) Buttes d'Absouya

(Coordonnées 12°38'20"N - 1°03'40"W). Ces buttes témoins cuirassées sont situées au N E de Ouagadougou à 3 km du lit mineur de la Volta-Blanche. En contrebas de ces buttes développées sur des altérations de granite à biotite et amphiboles, apparaissent des niveaux conglomératiques et détritiques quartzeux consolidés. *L'induration n'est effective qu'en surface. Dessous, les niveaux sont meubles et terreux.*

b) Coupes de Soudougui

(Coordonnées 11°12'N - 0°20'E). Ces coupes sont situées à l'Ouest de Diébiga; ces coupes sont visibles en bordure du marigot Soudougui. L'ensemble se présente comme une suite de petites buttes érodées qui s'échelonnent sur toute la largeur du lit majeur. Des fosses montrent que les buttes sont les témoins avancés d'une nappe alluviale constituée de strates successives sablo-argileuses fines et meubles, et de strates graveleuses compactées. Les éléments grossiers comprennent des graviers de quartz, des gravillons ferrugineux et quelques gros feldspaths blancs. Les niveaux fins ont l'aspect tacheté d'un pseudo-gley. A la base de la coupe, la dernière passée grossière comprend de nombreux débris rocheux ferruginisés granitiques, et s'appuie sur une lithomarge granitique argileuse partiellement montmorillonitique. L'induration des passées graveleuses croît vers le haut de la coupe. L'aspect extérieur est celui d'une carapace ferrugineuse, mais, cassée au piochon, l'induration n'apparaît plus que comme un *simple encroûtement de surface.*

c) Les bordures de la Sirba

La Sirba est l'un des principaux affluents de droite du Niger situés en territoire voltaïque. Son large lit majeur contraste avec le faible écoulement intermittent actuel. Plusieurs coupes ont été examinées.

* *Au Nord du village de Dyopwargou* (Coordonnées 12°48'N - 0°23'30"E), le lit majeur dépasse 250 m de largeur. La rive droite, érodée, dégage une coupe en marches d'escalier d'une dizaine de mètres de hauteur. Le gradin supérieur est une cuirasse très dure qui coiffe des altérations épaisses de diorite. Le niveau suivant est conglomératique à gros quartz, débris de quartzites, et nodules ferrugineux violets schisteux et fins. Il est *compact à l'affleurement mais moins induré dans la masse.* Les éléments grossiers sont soudés par une matrice terreuse rouge. Les tubulures sont entourées d'auréoles ferrugineuses fines. Dessous, sur plusieurs mètres, des alluvions meubles recouvertes d'éboulis des niveaux supérieurs, forment talus.

* *Les collines Dyomana* (Coordonnées 12°53'N - 0°23'E), sont constituées d'une série de buttes témoins cuirassées, développées sur des schistes pélitiques, puis sur des roches vertes, qui s'échelonnent entre 408 et 300 m d'altitude. En contrebas de ces buttes, de grandes étendues de sols vertisoliques masquent un conglomérat de 1 à 2 m d'épaisseur, à galets grossiers de roches basiques, de quartz, de schistes, de débris cuirassés. Le conglomérat est *induré assez fortement en surface, mais bien moins dans la masse.* L'emballage des graviers est terreux et finement gravillonnaire. Les petits tributaires de la Sirba qui descendent des collines précédentes, coulent sur des cuirasses planes, très dures, sans les entailler. Ces cuirasses incorporent à leur partie supérieure des débris des schistes et quelques quartz. Ces débris disparaissent rapidement vers l'aval.

d) Les bordures de la Pendjari

La cartographie pédologique de cette zone (BOULET et LEPRUN, 1970) a révélé de nombreux témoins de graviers alluviaux consolidés. Ces témoins sont de faible étendue, constituent de petites

buttes, et se localisent exclusivement à proximité du lit du fleuve dont l'écoulement est permanent. Le matériel est formé de galets roulés, grossiers et quartzeux ; il s'y ajoute une fraction de gravillons ferrugineux. L'ensemble n'est induré qu'en surface. Le sapement des berges laisse apparaître des niveaux de "graviers sous berge" consolidés.

e) *La butte de Fogou*

(Coordonnées 13°14'20"N - 0°21'E). Le versant sud de cette butte, en bordure de la piste Bogandé-Sebba, à proximité du lit majeur de la Faga, présente la coupe suivante.

- un versant de 6,5 m de haut est recouvert d'éboulis de blocs conglomératiques à quartz et gros débris de cuirasse. Une fosse montre une lithomarge argileuse entrecoupée de lentilles sableuses détritiques.
- une succession de passées détritiques fines et grossières se voit sur plus de 10 m d'épaisseur. Les passées grossières comprennent des graviers de quartz, des nodules ferrugineux et des débris de schistes altérés. Les passées fines incorporent des feldspaths blancs. Les stratifications entrecroisées sont fréquentes. Les niveaux grossiers sont compactés, puis carapacés et enfin cuirassés, lorsque l'on va vers le sommet de la coupe. Au sommet, sur plus d'un mètre, l'induration est compacte, conglomératique, difficilement brisable au piochon. Ce niveau induré conglomératique est semblable à celui du profil KED 4 étudié plus haut.

f) *La butte de Zimtenga* (Coordonnées 13°26'40"N - 1°31'20"W)

* *Présentation et description.* Située à l'extrémité nord du Lac de Bam, face au village de Zimtenga, la butte cuirassée montre la succession suivante :

- Une cuirasse pseudoconglomératique à nodules apparents en surface, diaclasée en blocs vers les bordures, épaisse de 2 m, à faciès proche de la cuirasse de la bancotière de Kaya (chap. II).
- Une carapace assez dure à matrice rouge et nodules lie-de-vin de 3 m d'épaisseur.
- Des argiles bariolées farineuses à structure de gneiss qui atteignent 5 m de puissance.
- Ce niveau bariolé est recouvert sur 5 m, jusqu'à la base de la coupe, par des dépôts graveleux constitués de gros quartz arrondis, de nodules ferrugineux violets, de débris de carapace et d'altérites indurées. Le tout est cimenté par une matrice argilo-sableuse rouge localement granoclassée.

* *Description micromorphologique.* Les lames minces de ce dernier niveau révèlent la présence de lits successifs de sables fins et d'argiles qui emballent les éléments grossiers. L'assemblage est porphyroscelique. Le plasma squelsépique est composé uniquement de ferri-argilanes et de ferranes, zonés dans le sens des dépôts. Le squelette est constitué de quartz anguleux, de nodules ferrugineux bruns, composites, et violets à quartz internes dissous. Dans quelques lits horizontaux, l'assemblage devient lâche et le plasma zoné entoure les vides. Il y a alors ségrégation de l'hématite en bordure interne des ferranes de goethite. En deux endroits, *des nodules de calcite* de 1 cm, sont cimentés au même titre que les nodules ferrugineux. Le contact brutal entre les lits de produits fins et les nodules et graviers d'une part, et l'arrêt de cette sédimentation à l'aplomb de ces éléments grossiers d'autre part, indiquent que les dépôts fins sont secondaires par rapport au squelette graveleux.

* *Analyses chimiques et minéralogiques*

Les teneurs en fer de la matrice des indurations des matériaux alluviaux précédents ne dépassent guère 15%. Ces teneurs atteignent 40% et plus, quand l'échantillon analysé comprend les nodules de cuirasse. Aux rayons X, la matrice montre le quartz abondant, la kaolinite, la goethite dominant l'hématite, et fréquemment des traces de feldspath K et de rutile ou d'anatase (réflexion principale à 3,49 Å). La goethite est le plus souvent alumineuse (10 à 15% de substitution en Al).

g) *Interprétation et conclusion*

Les indurations de matériaux alluviaux se localisent en bordure des axes de drainage importants. Leur extension se limite au lit majeur de ces axes, qui sont bien plus larges que le lit de l'écoulement actuel. *Elles sont toujours situées en contrebas de reliefs cuirassés* et se présentent sous la forme de conglomérats, de graviers sous berge et de cailloutis cimentés par le fer. *L'induration n'est effective qu'en surface.* Dessous, l'ensemble de l'emballage terreux et des éléments grossiers est compacté, mais facilement brisable au pic. La nature des éléments compactés est diverse, et se mêlent aux nodules de cuirasse, des débris de roche saine ou altérée, des feldspaths, des nodules calcaires, des débris indurés bauxitiques... *L'altération géochimique qui a suivi le dépôt est donc de faible intensité. Une partie importante des matériaux proviennent des reliefs cuirassés amont.*

2. LES MATÉRIAUX COLLUVIAUX (FIG. 34)

a) *Butte de Foulou* (coordonnées 13°14'40"N - 1°38'20"W)

Cette grande butte témoin cuirassée bauxitique, dont le sommet culmine à 506 m et domine de plus de 150 m la plaine, est située à 11 km au Sud de Kongoussi. Une longue tranchée laisse apparaître une altération bariolée, à schistosité soulignée par des amygdales et des filonnets de quartz. Au-dessus, posés sur le flanc du versant, des amas conglomératiques consolidés, forment ce que les géographes appellent une *chappe conglomératique de pente*. Elle comprend des blocs de bauxite et amas ferrugineux venus du haut, des débris d'argiles tachetées, schisteuses, et même des morceaux de schistes moins altérés, dont des passées récurrentes sont visibles plus haut. Ce matériel grossier est emballé dans une matrice terreuse fine brun-orange. Légèrement induré en surface et brisé au piochon, le conglomérat est à peine compacté dans sa masse. Des observations identiques peuvent se faire dans toute cette région, sur les versants des buttes hautes à sommet bauxitique.

b) Butte de Kougouri (Pl. VII, 7)

Située à 15 km à l'Ouest de Kaya (coordonnées 13°06'45"N - 1°13'40"W), cette butte dont le sommet arrondi atteint 463 m, développe des altérations sur une centaine de mètres d'épaisseur. Des boules de dolérite sont visibles à la base de la butte. Aucun témoin cuirassé ou carapacé n'est visible au sommet où affleure l'altération bariolée rougie et non durcie. Sur le versant penté de 30°, à 30 m du sommet, est accroché un conglomérat de blocs de cuirasse partiellement bauxitique, emballé dans une pâte fine argileuse de quelques mètres carrés de surface, qui forme corniche. L'induration de cette chappe est faible. On la détruit sans effort au piochon. Ce conglomérat a été observé et *dénommé cuirasse de pente* par GRANDIN (1973, photo D, pl. X). Des formations semblables sont décrites par DAVEAU *et al.* (1962), dans la même région.

c) Le profil DEM 54b (Haute-Volta)

* Présentation (Pl. VII, 11)

La toposéquence qui comprend le profil 54b est située à quelques centaines de mètres du profil DEM 64 traité au chapitre IV. Le complexe géologique est compliqué (fig. 8). Schématiquement, l'arc birrimien de Kaya est composé de séries schisto-volcaniques. Les nombreux faciès plus ou moins métamorphisés se succèdent et se répètent (Pl. XII). L'épaisseur des altérations approche et dépasse souvent 30 m d'après les sondages électriques. Cet axe birrimien accuse un relief accidenté par rapport aux autres régions de la Haute-Volta (Pl. VII, 12). Les dénivellations sont les plus importantes de toutes les toposéquences étudiées. Le profil étudié est situé sur une pente de 11% et est dominé par un relief cuirassé dont la pente de raccord dépasse 40%. Les conditions climatiques sont celles de Kaya. La végétation est du type bush arbustif à Combrétacées et Acacia.

* Description morphologique (Pl. VII, 8)

- De 0 à 50 cm : conglomérat à gros éléments de quartz, à blocs de cuirasse composés de nombreux nodules et amas nodulaires durs, violets, sans quartz, à débris de schistes moyennement altérés. Tous ces éléments sont emballés dans une matrice terreuse rouge et sont fortement cimentés. L'induration est supérieure à celle d'une carapace, elle est difficilement brisable au pic. Le tout repose en discontinuité sur le niveau suivant.

- De 50 à 110 cm : schistes obliques très ferruginisés, indurés, dont la schistosité se fauche au sommet.

- De 110 à 140 cm, même schistes mauves, peu ferruginisés, qui se débitent en plaquettes.

* Description micromorphologique

A 25 cm l'assemblage est porphyroscopique. Le plasma squelette-masépique est constitué de très nombreux ferri-argilanes et de ferranes zonés qui entourent les éléments du squelette. Les quartz sont peu fissurés, non corrodés. Les nodules ferrugineux composites sont souvent quartzeux.

A 75 cm l'assemblage devient aggloméroplasmique. Le plasma est asépique et localement vosépique. Le squelette comprend surtout des débris schisteux hématitiques allongés dont le centre est sombre. Les quartz sont peu nombreux ou absents.

Les micro-organisations des deux niveaux examinés, diffèrent. Dans le conglomérat, les lames suggèrent une prise en masse des gros éléments par la matrice fine à plasma zoné. En dessous, le plasma et les débris schisteux indiquent une roche altérée.

Tableau LXXIII

Profil DEM 54b. Composition chimique en %

| % | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Mn ₃ O ₄ | TiO ₂ | Perte au feu | Somme |
|---------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------|-------|
| DEM 54b. 0-10 | 28,20 | 15,10 | 45,10 | 0,06 | 0,20 | 0,05 | 0,23 | 0,27 | 0,70 | 8,27 | 97,83 |
| 75 | 45,90 | 17,20 | 25,60 | 0,10 | 0,20 | 0,61 | 0,71 | 0,39 | 0,49 | 7,50 | 99,02 |
| 120cm | 67,30 | 18,40 | 5,80 | 0,05 | 0,20 | 1,17 | 1,25 | 0,02 | 0,65 | 4,44 | 99,26 |

* *Données analytiques (tabl. LXXIII)*

La totalité des échantillons broyés a été analysée à l'exception du prélèvement 0-10 cm dont les *gros débris quartzeux ont été éliminés au préalable*. De l'examen, il ressort qu'il y a *peu de différence* entre le matériau conglomératique sans les gros quartz, et le schiste ferruginisé sous-jacent. Seule la teneur en fer du conglomérat, qui contient des blocs de cuirasse et des nodules ferrugineux, augmente beaucoup. Le rapport Ki à 10 cm est de 2,1. La goethite domine l'hématite.

* *Interprétation*

Les observations macromorphologiques apportent des arguments sérieux à l'hypothèse de l'allochtonie du niveau induré supérieur :

- discontinuité brutale, absence de carapace sous-jacente, schistes fauchés au contact ;
- présence de matériau allogène, qui comprend des quartz, des débris de schistes micacés, des débris de cuirasse et qui provient de l'amont.

L'examen des lames minces renforce ces arguments. Les divers éléments grossiers sont emballés et cimentés dans une matrice ferrugineuse à cutanes abondants. Les analyses chimiques indiquent que la majeure partie du matériel fin est pris sur place ou à faible distance. Les apports allogènes concerneraient donc surtout les éléments grossiers. Cette induration de type carapace-cuirasse, à éléments allochtones, se poursuit sur une trentaine de mètres vers l'aval (Pl.XII). *Malgré la forte induration de ce conglomérat, l'absence d'une altération poussée (débris de schistes moyennement altérés, quartz non dissous, Ki > 2...) dans le conglomérat et sous lui, ne permet pas de ranger cette induration dans les cuirasses.*

C - LES CROUTES FERRUGINEUSES DU MALI SEPTENTRIONAL ET DU SÉNÉGAL

1. LES AFFLEUREMENTS DE L'ADRAR DES IFORAS (MALI)

A une centaine de kilomètres, au Nord de Kidal, vers la frontière algérienne (coordonnées 19° 18'30"N - 1°51'15"E), un affleurement de granite à orthose, hornblende verte et magnétite, présente en surface, comme la plupart des roches de ces régions, une pellicule noire ou "verniss du désert". La pluviosité est inférieure à 100 mm par an. Plusieurs lames minces permettent les observations suivantes. *En surface*, sur une épaisseur variable qui va de 10 à 100µ, une croûte non zonée, opaque, goethitique ourle la surface des premiers minéraux et pénètre dans les infractuosités de la roche. *Au-dessous*, sur une épaisseur de 0,5 à 1 cm, toutes les amphiboles sont altérées et ferruginisées. Les magnétites s'altèrent en hématite. Une fraction limoneuse, provenant en partie de l'altération des amphiboles remplit les fissures.

Cette patine non cutanique, qui recouvre les minéraux de surface, évoque un *exsudat par évaporation après dissolution*. A l'altération météorique due à la faible pluviosité, peut s'ajouter une altération biologique due aux algues et champignons microscopiques (KRUMBEN, 1969).

2. L'AFFLEUREMENT DE DIACK (SÉNÉGAL)

a) *Présentation*

A 80 km à l'Est de Dakar (fig. 4), affleure une basanite très saine à phénocristaux de pyroxène et d'olivine, à magnétite et microlites de plagioclases. Cet affleurement, exploité en carrière, a été étudié par FRAUDET (1973). Par endroits, la roche est masquée par une croûte ferrugineuse brun foncé.

b) *Description*

Les lames minces montrent de l'extérieur vers l'intérieur de cette croûte, la succession suivante. *Sur 0,2 à 6 mm*, un enduit floconneux ferrugineux masque une partie des minéraux sous-jacents. Le fer provient des augites et de l'olivine qui sont altérées et ferruginisées. La bordure la plus externe est goethitique. La répartition des magnétites est la même que dans la roche saine mais les cristaux sont altérés en hématite. *Au-dessous*, sur une épaisseur qui varie entre 2 et 10 mm, une zone décolorée montre des plagioclases faiblement altérés et des ferromagnésiens qui le sont davantage. Un amas cotonneux brun recouvre une grande partie des olivines et une surface plus réduite des augites. Des vides lacuneux horizontaux séparent les deux zones précédentes. Lorsque l'ensemble de la croûte dépasse 2 à 3 cm d'épaisseur, la forme devient mamelonnée. L'altération des minéraux conduit

à la formation d'un plasma asépique qui, par concentration, différencie des nodules à ferri-argilanes zonés périphériques. Cette différenciation est plus importante vers l'extérieur. Des fentes intra-plasmiques et périnodulaires désorganisent l'ensemble de la croûte dont l'assemblage devient lâche.

c) Interprétation

Ce type de croûte, se forme *in situ*, la permanence du semis des magnétites en fait foi. Le fer est issu de l'altération des ferromagnésiens et aussi des magnétites. *Ces premiers stades d'altération peuvent être de même nature que les "verniss du désert" évoqués plus haut.*

La zone décolorée sous la croûte renforce l'hypothèse d'une remontée d'une partie du fer par évaporation après dissolution. *Les mécanismes de nodulation à la partie supérieure de la croûte plus épaisse, miment ceux des cuirasses. Une sorte de cuirassement en miniature peut donc se former au-dessus d'une roche saine dont la surface s'altère.*

3. LES INDURATIONS DES BANDES DE "BROUSSE TIGRÉE" AU MALI

a) Présentation

De nombreuses toposéquences ont été étudiées dans les zones sahéliennes et saharo-sahéliennes du Mali (LEPRUN, 1976b et 1978a). Certaines de ces toposéquences présentent des alignements successifs de sables fortement ferruginisés entre lesquels se développent la "brousse tigrée". Une séquence située entre Gossi et Hombori (coordonnées 15°49'N - 1°17'10"W) recoupe perpendiculairement une formation de "brousse tigrée". Les formations végétales contractées sont constituées de bandes boisées denses alternant avec des bandes sableuses nues. Les bandes boisées sont très faiblement déprimées et recueillent les eaux qui ont ruisselé sur les zones nues glacées. Ces bandes boisées sont recouvertes par un tapis très dense de graminées, qui persistent une grande partie de la saison sèche et se décomposent sur place. Ce feutrage végétal permet au sol de rester humide longtemps après les précipitations qui sont de l'ordre de 150 à 200 mm par an. Le substrat est constitué de la formation à schistes argileux Y1b de REICHELDT (1972). Les sols et les altérations ne dépassent pas 1 m d'épaisseur. Une dynamique rapide de la végétation permet une colonisation des bandes nues et un déplacement des bandes boisées après érosion aréalaire et rectification du modelé. Le profil GOS 30 décrit est situé dans une bande sableuse nue.

b) Description

Des sables à grains ronds, cimentés et fortement ferruginisés, durs, émergent de la surface sous la forme de chicots de 8 à 20 cm de haut. La couleur extérieure est brun-noir (10 R 4/1,5). Cassé, le chicot présente des plages jaune safran et des tubulures auréolées de brun rouille. Les tubulures sont remplies de boulettes grumeleuses gris-jaune d'origine biologique. Sous la surface et jusqu'à 40 cm, les sables ferruginisés incluent des débris de schistes blanc crème altérés, dans lesquels les lits micacés sont visibles, et qui font effervescence à HCl. Les débris de schistes augmentent vers le bas et passent à des blocs emballés dans une matrice sablo-argileuse qui fait effervescence à l'acide. *Sous 40 cm*, les blocs de schistes altérés sont ferruginisés à leur périphérie. Les sables ronds sont peu abondants et non indurés par le fer.

c) Examen micromorphologique

Sous 40 cm, les blocs de schistes montrent des alignements de petits quartz (50 μ) et de micas muscovite et biotite altérés. Les feldspaths sont moins altérés et en partie séricitisés. L'assemblage est porphyrosquelique, le plasma silasépique et argilasépique. Le fond matriciel est constitué de petits quartz, de plasma argileux et de plages de très petits cristaux de calcite (cristalliplasma calcitasépique). Localement des cristaux plus gros tapissent les tubules biologiques. *A 20 cm* sous la surface, les blocs de schiste présentent le même faciès, mais l'altération est plus poussée. Un revêtement ferrugineux brun recouvre le fond matriciel argileux ou calcitique sans l'épigéniser. *Les chicots sableux de surface* sont constitués de grains de quartz arrondis ou ovales de 60 à 800 μ , légèrement corrodés en surface, non microfissurés. Un ciment opaque, où la goethite domine l'hématite, forme avec les quartz un assemblage porphyrosquelique. On ne note aucune figure de dépôt dans le ciment ferrugineux et ni argilanes ni ferri-argilanes zonés ou non (Pl. VII, 10).

d) Interprétation

Les passées racinaires pourries et les constructions termitiques hypogées observées autour des chicots indurés, indiquent que ces bandes aujourd'hui nues, ont été boisées autrefois. Humides et densément colonisés par les racines, les sols ont été le siège d'une altération des schistes avec

libération du fer et du calcaire dans un *milieu réducteur et organique*. Au moment du déplacement de la bande boisée par érosion hydrique et éolienne (LEPRUN, 1976b) des sables éoliens à grains ronds mats sont venus recouvrir cette zone. L'évaporation devenue intense du fait de la disparition du couvert végétal, fait remonter le fer qui précipite dans les sables éoliens poreux et oxygénés de surface. On peut rapprocher ces mécanismes, observés en milieu naturel, de ceux des expériences de DEMOLON et BASTISSE (1944) ; de LOSSAINT (1959). Le sable éolien est actuel ou sub-actuel. Les fosses creusées dans les bandes boisées sont humides et les débris ferrugineux tachent les doigts. *Les mécanismes d'induration particuliers des sables au Nord du Sahel, continuent à se développer de nos jours.*

D - CONCLUSION

Les différentes coupes étudiées ici, dans diverses accumulations et indurations de surface, font apparaître des différences importantes avec les cuirasses des profils d'altération longuement étudiées dans les chapitres antérieurs.

1) *L'induration est en général faible et n'affecte que la surface.* Le plus souvent, les matériaux clastiques sont seulement consolidés, compactés, plus ou moins cimentés par la masse terreuse argilo-ferrugineuse. Si l'induration est plus forte, c'est parce que les matériaux détritiques et leur ciment sont initialement plus riches en fer. Cette induration des matériaux détritiques n'a jamais été entièrement élucidée mais on comprend qu'elle fait appel à la déshydratation et cristallisation des oxy-hydroxydes de fer, à la dissolution locale puis reprécipitation de ces derniers par les variations d'oxydo-réduction, à la déshydratation des argiles. Ainsi, à la faveur des alternances d'humectation-dessiccation et de réduction-oxydation, un certain nombre de mécanismes assurent la cohésion des matériaux meubles et leur confèrent une certaine ténacité. C'est ce que nous appelons l'induration. Cette induration est un phénomène très différent de l'organisation minérale des cuirasses, et peut s'observer partout en Afrique de l'Ouest, dans les matériaux exposés à l'air libre et aux intempéries : talus de routes, tranchées de chemin de fer, bordures de puits, briques des bancotières séchées au soleil ... *C'est la plinthization des anglo-saxons* (MOHR et al., 1972).

2) *De nombreux caractères, autres que leur dureté, permettent de distinguer ces indurations ferrugineuses superficielles des cuirasses.* Leur position dans le paysage est basse et se situe le plus souvent au contrebas de modelés cuirassés. Le niveau induré sommital est discordant par rapport au reste du profil. Ce profil, quand il existe, ne présente pas de succession ordonnée d'horizons d'altération. L'induration intéresse le plus souvent des mélanges de produits grossiers et de produits terreux. Le matériel grossier peut inclure des éléments de nature aussi diverse que des débris de roches, de cuirasses, des morceaux de quartz, des nodules ferrugineux, des nodules calcaires ... Les éléments ferrugineux proviennent des cuirasses amont. Les micro-organisations des niveaux indurés militent en faveur de mécanismes de remaniement du plasma et de la prise en masse de l'ensemble. Les quartz ne présentent pas de figure de dissolution périphérique. Les analyses chimiques indiquent que l'altération postérieure au dépôt et à l'induration a été faible. Les taux de fer de la matrice se situent autour de 10%. La goethite domine en général l'hématite. Il n'y a pas de gradation minéralogique du bas vers le haut des profils. La position déprimée par rapport aux cuirasses, le matériel emprunté à ces dernières, la nature de certaines formations touchées par ces indurations, leur faible altération, *leur confèrent un âge plus récent que celui des cuirasses*, et parfois même sub-actuel. L'étagement en terrasses du matériel alluvial affecté, permet de juger de l'importance de la durée sur l'induration.

IV - CONCLUSIONS

Les chapitres II, III, IV et V nous avaient permis d'analyser en détail le développement des cuirasses ferrugineuses situées au sommet des profils d'altération. Le chapitre VI réunit toute une

série de cas, comme il en existe partout en Afrique de l'Ouest, où les formes d'accumulation ferrugineuse sont rencontrées, mais où l'on hésite à utiliser le terme de cuirasse. Cette hésitation apparaît dans la littérature, puisque certains auteurs les désignent sous le nom de cuirasse et les autres non. Cette hésitation est celle du voyageur et de l'observateur sensibles aux ressemblances de forme et de couleur. Cette série d'exemples peut permettre de clarifier le problème des cuirasses, des carapaces et des indurations ferrugineuses.

1) *Certains des exemples étudiés sont effectivement des cuirasses au sens strict.* Sans doute le cuirassement affecte-t-il des matériaux conglomératiques au même titre que les roches, et une formation conglomératique n'a aucune raison d'avoir échappé, avec le temps, à l'altération poussée et au cuirassement. Ce sont les cas des conglomérats de la région située au Nord de Ouahigouya et de la tillite de Tansarga. En commun avec les cuirasses, ces cas montrent une grande dureté, une teneur en fer élevée qui peut atteindre 40 à 50%, une dissolution des quartz, un coefficient $K_i < 2$, une fraction des minéraux primaires altérables très faible, un profil d'altération kaolinique sous-jacent.

2) *Les carapaces des granites à grain grossier.* Nous avons rencontré des exemples de formations ferrugineuses développées par carapacement d'horizons B à l'aval de toposéquences tronquées par l'érosion. Il s'agit des coupes de Diébiga, de Kidal, de Saraya, des profils d'Oursi et de Nayouri 21. Ces cas ont en commun de se développer à partir de granites à grain grossier pauvres en fer. Les traits principaux sont les suivants. *L'induration est latérale et affecte l'horizon B d'un sol ferrugineux tropical* mis à l'affleurement à l'aval des versants ce qui détermine une disposition en auréole autour des reliefs. Souvent appelés cuirasses, ces horizons B indurés sont *peu* épais et *peu* solides, *discontinus*, se présentent sous forme d'îlots à vides importants et non de nodules, possèdent une fraction de minéraux inaltérés importante, une teneur en fer faible et des horizons d'éluviation sableux qui sont la conséquence d'une dynamique hydrique latérale. Sans doute, certains traits de ces indurations témoignent d'une altération qui provoque une accumulation relative du fer, et d'une différenciation cutanique du fer communes aux cuirasses, mais on se trouve encore loin du phénomène de cuirassement développé au-dessus des épais profils d'altération. C'est pourquoi nous considérons ces faciès comme des carapaces d'horizon B, mis à l'affleurement par l'érosion et indurés par des lessivages intenses dus à la forte porosité des matériaux, à leur tassement, au maintien et à la ségrégation du fer.

3) *Les indurations ferrugineuses communes.* Encore plus frustrées sont les indurations communes de tout matériel détritique ferrugineux exposé aux intempéries en Afrique de l'Ouest. Les seuls points communs sont une certaine richesse en fer et une certaine induration qui est faible cependant et n'affecte que la surface affleurante. En revanche, le matériel détritique n'a pas été altéré après son dépôt, et l'induration sommitale n'est pas reliée à un profil d'altération sous-jacent.

4) *Distinction et ambiguïté.* On saisit d'après les exemples étudiés, *qu'il peut y avoir passage d'un type à l'autre, et que le diagnostic est quelquefois malaisé.* On doit utiliser l'étude de détail par fosses profondes ou coupes, l'examen microscopique et les analyses physico-chimiques et minéralogiques. Un seul des caractères énumérés précédemment, *ne suffit pas à lever l'ambiguïté.* L'examen du plus grand nombre de caractères possibles est nécessaire. *Qu'il y ait des cas intermédiaires, des termes de passage, et une certaine difficulté à trancher aux cas frontières, n'empêche pas qu'il parait nécessaire de distinguer dans la quantité des accumulations ferrugineuses tropicales, les cuirasses des profils d'altération, les carapaces latérales d'indurations des horizons B et les indurations ferrugineuses communes de matériaux détritiques.*

CHAPITRE VII

GÉOCHIMIE DES CUIRASSES FERRUGINEUSES. GÉOCHIMIE ET BIOCHIMIE DU FER DANS LES CUIRASSES ET LES EAUX

Ce chapitre traitera plus spécialement des trois aspects suivants :

- la géochimie des cuirasses ferrugineuses et les corrélations entre les cuirasses et les roches et les cuirasses entre-elles ;
- des éléments d'observation et d'expérimentation sur la biochimie du fer dans les cuirasses ;
- enfin la géochimie des eaux recueillies au sein des profils cuirassés et issues de bassins versants largement cuirassés.

I - GÉOCHIMIE DES CUIRASSES FERRUGINEUSES

Dans une note récente (BLOT, LEPRUN, PION, 1978), la composition chimique de 60 couples d'échantillons de roches et de cuirasses sont comparées. Une étude semblable est reprise ici mais sur 55 couples d'échantillons de cuirasses ferrugineuses et de roches-mères cristallines *cohérentes, prélevées verticalement par puits* en Haute-Volta et au Sénégal. Ces échantillons comprennent toutes les cuirasses et les roches étudiées dans les chapitres précédents.

A - COMPOSITION CHIMIQUE MOYENNE

La composition chimique moyenne des éléments majeurs et des éléments en traces des couples roches-cuirasses est donnée dans le tableau LXXIV.

La composition chimique moyenne du large éventail des roches cristallines atteintes dans les puits n'est pas très éloignée de celle des roches ignées de l'écorce terrestre (CLARCK et WASHINGTON, 1924), en particulier pour le fer (6,15 contre 6,88%) et l'aluminium (15,36 contre 15,34%). La composition chimique moyenne de la famille de roches qui se rapproche le plus de la composition de l'ensemble des roches analysées, est celle des grano-diorites (TRÖGER, 1935 *in* RÖSLER et LANGE, 1972). Quant à la composition chimique moyenne des cuirasses ferrugineuses, elle est voisine de celle de 58 cuirasses des bas, moyen et haut glacis des régions cristallines de Côte-d'Ivoire (GRANDIN, 1973). La comparaison des teneurs moyennes du tableau LXXIV indique que par rapport aux teneurs dans les roches, il s'est accumulé dans les cuirasses plus de 5 fois plus de Fe_2O_3 et plus de 2 fois plus de MnO. En revanche, dans les cuirasses, les teneurs en SiO_2 ne représentent que la moitié, et la somme $MgO + CaO + Na_2O + K_2O$, que 7% de ces teneurs dans les roches. Les teneurs en Al_2O_3 sont peu différentes, les teneurs en TiO_2 sont constantes. Certains éléments en traces s'accumulent dans les cuirasses, et la somme $V + Cr + Co + Ni + Cu$ (880ppm) est plus de 2 fois supérieure à celle des roches (406 ppm).

Tableau LXXIV

Composition chimique moyenne des roches et des cuirasses

| N = 55 | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | MgO | CaO | Fe ₂ O ₃ | MnO | TiO ₂ | Na ₂ O | K ₂ O | Perte au feu |
|-----------|--|------------------|--------------------------------|------|------|--------------------------------|------|------------------|-------------------|------------------|--------------|
| Roches | \bar{x} roches étudiées (%) | 63,12 | 15,36 | 1,84 | 3,75 | 6,15 | 0,08 | 0,70 | 2,80 | 2,27 | 2,99 |
| | σ | 3,75 | 2,04 | 1,84 | 2,78 | 4,91 | 0,07 | 0,60 | 1,53 | 1,54 | 2,12 |
| | \bar{x} roches écorce terrestre (%) (1) | 59,12 | 15,34 | 3,49 | 5,08 | 6,88 | 0,12 | 1,05 | 3,84 | 3,13 | 1,15 |
| Cuirasses | \bar{x} cuirasses étudiées (%) | 36,48 | 14,33 | 0,14 | 0,10 | 33,43 | 0,17 | 0,67 | 0,06 | 0,33 | 9,14 |
| | σ | 17,84 | 4,79 | 0,09 | 0,09 | 9,82 | 0,15 | 0,40 | 0,05 | 0,24 | 1,94 |
| | \bar{x} 58 cuirasses Côte d'Ivoire (2) | 34,00 | 15,75 | 0,33 | 0,15 | 36,07 | 3,09 | 0,71 | 0,15 | 0,43 | 9,52 |
| | σ | 12,89 | 4,68 | 0,47 | 0,12 | 12,31 | 3,61 | 0,80 | 0,14 | 0,36 | 2,62 |
| N = 46 | | Sr | Ba | V | Ni | Co | Cr | Zn | Ga | Cu | Pb |
| Roches | \bar{x} roches étudiées (p.p.m.) | 189 | 405 | 154 | 34 | 26 | 156 | 121 | 27 | 36 | 13 |
| | σ | 139 | 323 | 141 | 29 | 20 | 137 | 78 | 17 | 34 | 3 |
| Cuirasses | \bar{x} cuirasses étudiées (p.p.m.) | 10 | 131 | 487 | 43 | 32 | 265 | 25 | 29 | 53 | 17 |
| | σ | 9 | 110 | 173 | 31 | 28 | 143 | 29 | 14 | 47 | 17 |

(1) Moyenne des roches ignées (CLARCK et WASHINGTON, 1924). (2) GRANDIN (1973).

Le simple examen des teneurs moyennes fait donc apparaître dans les cuirasses, une forte accumulation du fer, du manganèse, et des métaux de transition en traces, une immobilisation relative de l'aluminium et du titane, une élimination modérée du silicium et une évacuation importante des alcalins et alcalino-terreux (Na, K, Mg, Ca, Sr, Ba).

B - ÉTUDE STATISTIQUE

Le traitement statistique par ordinateur des données chimiques a été effectué d'après le programme HIST mis au point à l'Institut de Géologie de Strasbourg par BESNUS et DIEMER (1976).

1. CORRÉLATIONS ROCHES-CUIRASSES

a) Ensemble des éléments chimiques

Les coefficients de corrélation entre les teneurs en oxydes des éléments majeurs des couples roches-cuirasses d'une part, et les teneurs des éléments en traces des mêmes couples d'autre part, ont été calculés (tabl. LXXV). L'examen de ce tableau permet de distinguer deux cas.

- . Lorsque l'on considère l'ensemble des échantillons (r. total) :
 - la totalité des éléments majeurs, excepté Na, est corrélé positivement quand la limite de probabilité (P 0,10) est large ;
 - le nombre des éléments corrélés diminue lorsque cette limite se resserre (P 0,01), les corrélations *hautement significatives* concernent alors Si, Fe, Ti, K et le PF (H₂O) ;
 - de même, le nombre des éléments en traces corrélés à P 0,1 et qui sont Sr, V, Co, Cr et Cu, se réduit à un seul, V, lorsque P 0,01.
- . Après élimination des valeurs extrêmes ($\pm 2\sigma$), seuls les éléments étroitement corrélés persistent ; il s'agit de Si, Fe, Ti, K, V, Cu et du PF.

Ces derniers résultats sont identiques à ceux obtenus par BLOT, LEPRUN et PION (1978), et peuvent donc recevoir les mêmes interprétations. La géochimie des roches se conserve partiellement dans les cuirasses et ce, alors que plusieurs mètres d'altération séparent les deux matériaux.

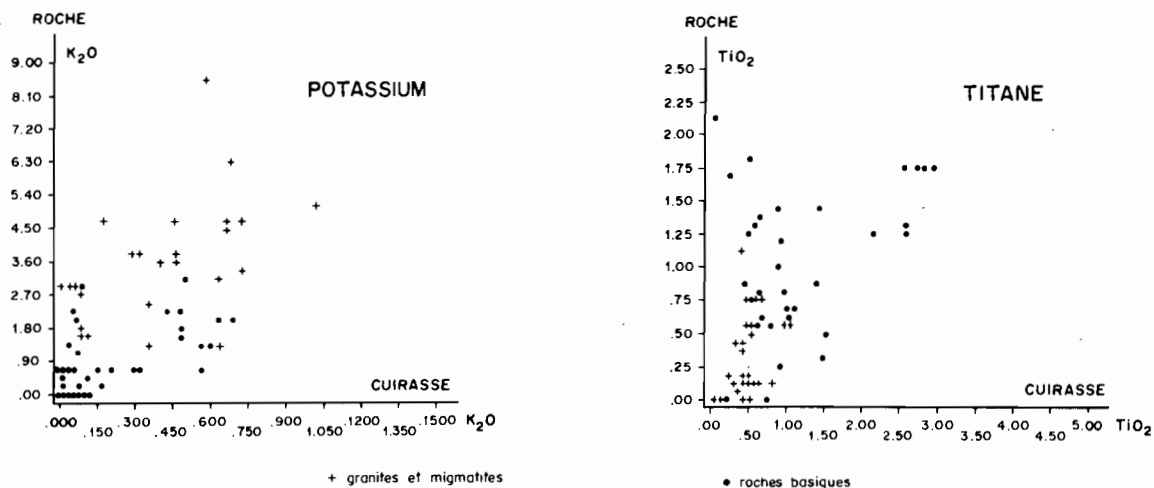
Tableau LXXV

Coefficients de corrélation entre les roches et les cuirasses

| N = 55 | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | MgO | CaO | Fe ₂ O ₃ | MnO | TiO ₂ | Na ₂ O | K ₂ O | PF | P O,01 | P O,10 |
|-----------------------------------|------------------|--------------------------------|-------------|------|--------------------------------|------|------------------|-------------------|------------------|-------------|--------|--------|
| r total | <u>0,64</u> | 0,25 | <u>0,38</u> | 0,23 | <u>0,66</u> | 0,29 | <u>0,53</u> | 0,17 | <u>0,65</u> | <u>0,39</u> | 0,34 | 0,22 |
| r après élimination $\pm 2\sigma$ | <u>0,66</u> | 0,13 | 0,10 | 0,13 | <u>0,62</u> | 0,03 | <u>0,34</u> | 0,09 | <u>0,57</u> | <u>0,40</u> | 0,34 | 0,22 |
| N = 46 | Sr | Ba | V | Ni | Co | Cr | Zn | Ga | Cu | Pb | P O,01 | P O,10 |
| r total | 0,30 | -0,02 | <u>0,52</u> | 0,04 | 0,24 | 0,28 | 0,00 | 0,08 | 0,36 | 0,01 | 0,37 | 0,24 |
| r après élimination $\pm 2\sigma$ | -0,05 | 0,19 | <u>0,62</u> | 0,11 | -0,07 | 0,16 | 0,13 | 0,25 | <u>0,41</u> | -0,20 | 0,37 | 0,24 |

On a vu qu'après élimination des valeurs extrêmes, Al, Mg, Ca et Mn ne sont plus corrélés. On peut vérifier, que ces valeurs extrêmes éliminées correspondent aux échantillons de roches très basiques et ultrabasiques. Les corrélations qui persistent et qui comprennent Si et K correspondent alors aux roches plus acides, granites *s.l.*, migmatites et grano-diorites, qui constituent l'essentiel des échantillons analysés. On peut en effet rappeler que l'abondance moyenne des éléments des roches de ce travail approche celle des grano-diorites de l'écorce terrestre. La figure 37 fournit les diagrammes de corrélation du potassium et du titane entre les roches et les cuirasses. Les deux ensembles de roches, granitiques et basiques ressortent nettement de ces diagrammes. Les droites de régression des éléments étroitement corrélés entre les roches et les cuirasses répondent aux équations suivantes :

$$\begin{aligned} \text{Si roche} &= 0,35 \text{ Si cuirasse} + 48,6 \text{ (en \%)} \\ \text{Fe roche} &= 0,34 \text{ Fe cuirasse} - 5,0 \text{ (en \%)} \\ \text{Ti roche} &= 0,43 \text{ Ti cuirasse} + 0,3 \text{ (en \%)} \\ \text{K roche} &= 3,90 \text{ K cuirasse} + 1,0 \text{ (en \%)} \\ \text{V roche} &= 0,38 \text{ V cuirasse} - 32,7 \text{ (en ppm)} \\ \text{Cu roche} &= 0,25 \text{ Cu cuirasse} + 36,3 \text{ (en ppm)} \end{aligned}$$

Fig. 37 - Diagrammes de corrélation K₂O et TiO₂

Les corrélations entre les roches et les cuirasses indiquent que les cuirasses reflètent en partie l'image de la géochimie des roches sous-jacentes. Ce reflet rend possible une identification des grands groupes pétrographiques. La richesse en Si et K d'une cuirasse oriente le diagnostic pétrographique vers les granites, la richesse en Mg oriente ce diagnostic vers les roches ultrabasiques,

les taux plus élevés en Al, Ca et Ti conduisent à une identification des roches basiques. A une teneur élevée de certains éléments en traces dans la cuirasse, correspond la présence ou une teneur élevée de ces éléments dans la roche. L'intérêt pour la prospection géochimique de certains métaux précieux, par exemple, est évident.

b) Exemple du fer

La corrélation étroite entre la teneur en fer des roches et celle des cuirasses qui les surmontent a fait l'objet d'un examen plus approfondi. La surface de l'ensemble des points du diagramme de répartition du fer dans les roches et les cuirasses (fig. 38a) dessine un segment de cercle dont la corde représente une droite limite d'équation $y = 0,51x - 3,38$ dans laquelle y est la teneur en fer de la roche et x la teneur en fer de la cuirasse. Cette droite limite signifie que la teneur en Fe_2O_3 d'une cuirasse est toujours supérieure ou égale à 2 fois la teneur en Fe_2O_3 de la roche sous-jacente. On a vu plus haut que le coefficient de corrélation élevé ($r = 0,66$) entre le fer et la roche et celui de la cuirasse permet de lier ces deux variables par une équation linéaire du type $y = ax + b$. La forme du "nuage" de points suggère plutôt une répartition suivant une courbe. Le coefficient de corrélation obtenu dans ce cas est d'ailleurs plus élevé ($r = 0,70$). L'ajustement de cette courbe par la méthode des moindres carrés conduit à une équation de type fonction de puissance $y = 0,38 \cdot 1,07^x$ dans laquelle y est le taux de fer de la roche et x celui de la cuirasse. Il est intéressant de reporter pour chaque couple de valeurs, la nature de la roche de départ (fig. 38b). On obtient alors des ensembles de points allongés parallèlement à l'axe de x et dont la succession suivant les valeurs de y croissantes permettent de distinguer cinq ensembles distincts :

- les roches granitiques parmi lesquelles figurent les échantillons de Nayouri ;
- les migmatites (échantillons de Thion ...) ;
- les grano-diorites (échantillons de Kaya ...) ;
- les roches basiques qui peuvent être subdivisées en deux groupes, celui des schistes basiques et des dolérites, celui des gabbros, épidotites, et certaines dolérites ;
- enfin les roches ultrabasiques.

A l'intérieur de chaque ensemble, il apparaît qu'à des roches semblables dont la teneur en fer est proche, correspondent des cuirasses à teneur en fer variable. On peut constater, en règle générale, que la cuirasse la plus riche en fer est celle qui se trouve en position la plus haute dans le paysage (Cas de KAY 1 et 5 et de NAY 1 et 6 par exemple). L'enrichissement minimum en fer se situe aux deux pôles pétrographiques, le pôle acide de certains granites à teneur en fer très faible de la roche d'une part, et le pôle ultrabasique à teneur en fer très élevée de la roche d'autre part.

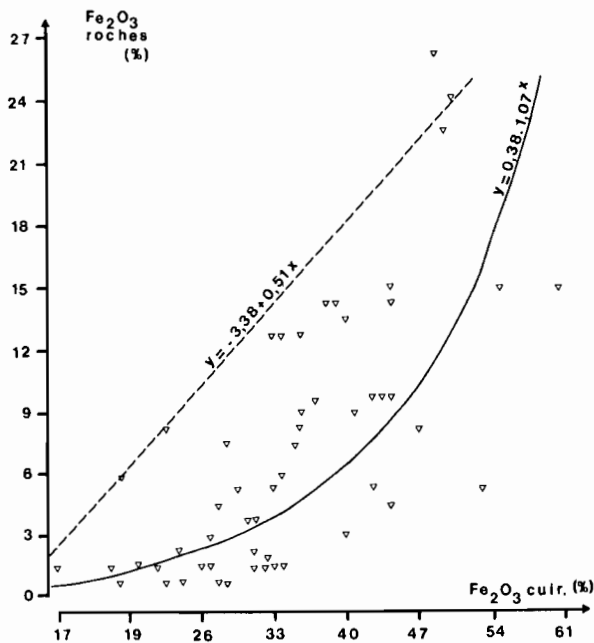


Fig. 38a - Diagramme de corrélation entre les teneurs en Fe_2O_3 de la roche et de la cuirasse

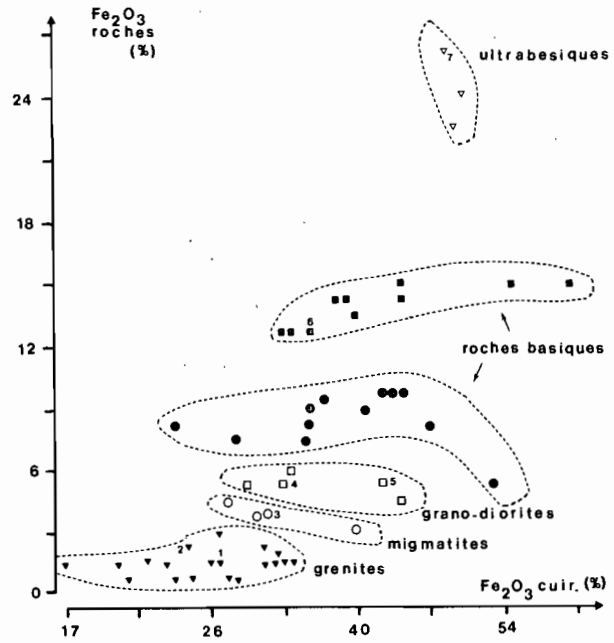


Fig. 38b - Diagramme de corrélation Fe_2O_3 roches - Fe_2O_3 cuirasses suivant les familles de roches.
1. NAY 1 - 2. NAY 6 - 3. THN 1 - 4. KAY 5 - 5. KAY 1
6. HOG 8 - 7. KOU 21.

Les corrélations entre les teneurs en fer des roches et celles des cuirasses mettent en évidence des liens étroits entre les familles de roches et les cuirasses qui en dérivent.

2. CORRÉLATIONS DES CUIRASSES ENTRE ELLES

Les coefficients de corrélation calculés entre tous les éléments majeurs et en traces pris deux à deux dans les cuirasses sont consignés dans le tableau LXXVI. Ces coefficients permettent de mettre en évidence des associations géochimiques. La méthode employée est celle des groupes à intercorrélations positives de BESNUS (1976) et BESNUS et MOSSER (1976). Cette méthode équivaut à une analyse factorielle simplifiée. Elle consiste à former des associations d'éléments telles que, à l'intérieur de chaque association, chaque élément soit lié à tous les autres par un coefficient de corrélation positif ($P > 0,10$). Les associations ainsi constituées sont rangées de manière que deux associations qui se suivent possèdent le plus grand nombre possible d'éléments communs (tabl. LXXVII).

Cette succession d'associations géochimiques peut se subdiviser en trois groupes. Le premier comprend le silicium, les alcalins et alcalino-terreux auxquels se joignent un certain nombre d'éléments en traces. Le second groupe est constitué du manganèse, de l'aluminium, du fer et de métaux de la première période de transition du Tableau de Mendéléev, plus Zn, Ga et Pb. Le troisième groupe est composé uniquement d'éléments en traces parmi lesquels les métaux de transition précédents et Sr, Ga, Ba et Pb. Les nombreux travaux sur l'abondance, la répartition et les relations des éléments en traces avec les roches, les altérations et les sols des régions tropicales fournissent un certain nombre d'affinités géochimiques résumées dans le tableau LXXVII. Ce tableau synthétique regroupe les résultats des travaux de SHERMAN (1952), GOLDSCHMIDT (1954) Mc LAUGHLIN (1957), ATAMAN (1964), LAJOINIE (1964), TAYLOR et al. (1964), GONI (1966), JENNE (1968), OBUKOV (1968), PEDRO (1968), RAMBAUD (1969), TARDY (1969), AUBERT et PINTA (1971), NALOVIC (1971), SCHELLMANN (1971), KARPOFF et al. (1973), MOSSER et al. (1974), et plus particulièrement WACKERMANN (1975) et BESNUS (1977).

Ces affinités géochimiques et les associations d'éléments mises en évidence par les corrélations roche-cuirasse précédentes et rattachées à des familles pétrographiques, permettent d'étayer les propositions suivantes :

- Le premier groupe d'associations géochimiques (tabl. LXXVII) réunit les éléments qui proviennent des minéraux primaires hérités et sauvegardés dans l'altération. Il peut se subdiviser en plusieurs sous-groupes :
 - . le terme en Si, Na, K ... provient des roches granitiques ;
 - . les termes en Na, Mg et K sont issus des roches basiques ;
 - . les termes en Mg et Ca dérivent des roches ultrabasiques.
- Le second groupe comprend un pôle alumino-ferrifère, un pôle alumineux et un pôle manganésifère. Il est constitué des éléments regroupés autour du fer dans les nodules ferrugineux à hématite et goethite alumineuse et autour du manganèse dans les individualisations des pédoreliques ferrugineuses issus de la roche puis redistribués par les néoformations.
- Le troisième groupe, celui des éléments en traces comprend des pôles à nickel, vanadium et strontium. Ces éléments se rattachent aux produits primaires et altérés, ou secondaires et néoformés des deux groupes précédents.

La présence constante de la quasi-totalité des métaux de transition de la quatrième période du Tableau de Mendéléev, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, dans le deuxième et troisième groupe du tableau est remarquable. Surtout lorsque l'on sait que cette quatrième période comprend également Fe et Mn qui sont les deux éléments qui s'accumulent le plus dans les cuirasses. L'association de tous ces métaux de transition est facilitée par le fait qu'ils possèdent des propriétés électroniques semblables (GOLDSCHMIDT, 1945) et de grandes affinités géochimiques les uns pour les autres. Ces métaux ont en effet en commun, un certain nombre de propriétés particulières que leur confèrent les analogies de leur cortège électronique (CASALOT, 1976) :

- ils forment des matériaux denses, de grande dureté ;
- très fortement électropositifs, ce sont des réducteurs puissants ;
- leur oxydation conduit souvent à plusieurs degrés d'oxydation stables et à des valences multiples ;
- ils cristallisent dans des structures à coordinance élevée (hexagonal, cubique, cubique à faces centrées ...)
- ces valences différentes autorisent l'existence de domaines de non-stoechiométrie et l'insertion d'impuretés à l'intérieur du réseau des produits cristallisés (substitution) ;
- ils passent en solution sous l'action des acides mais en solution basique l'ion précipite sous forme d'hydroxyde $M(OH)_n$ insoluble dans l'eau.

Ces propriétés permettent de comprendre la présence conjointe de ces métaux en traces avec le fer et le manganèse dans les cuirasses et d'expliquer les qualités particulières des associations minérales dans ces cuirasses : oxydation, cristallisation, substitution (goethite), insolubilisation,

Tableau LXXVI

Matrice des coefficients de corrélation entre les éléments majeurs et les éléments en traces de 55 échantillons de cuirasses ferrugineuses

| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | MgO | CaO | Fe ₂ O ₃ | MnO | TiO ₂ | Na ₂ O | K ₂ O | Perte au feu | Sr | Ba | V | Ni | Co | Cr | Zn | Ga | Cu | Pb |
|--------------------------------|------------------|--------------------------------|-------------|-------------|--------------------------------|-------------|------------------|-------------------|------------------|--------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------|----|
| Pb | <i>0,76</i> | -0,26 | 0,07 | -0,31 | -0,60 | <i>0,29</i> | -0,57 | <i>0,29</i> | <i>0,59</i> | -0,63 | <i>0,24</i> | <i>0,75</i> | 0,53 | <i>0,58</i> | <i>0,31</i> | <i>0,33</i> | -0,29 | -0,07 | -0,30 | |
| Cu | -0,30 | <i>0,36</i> | <i>0,24</i> | <i>0,33</i> | <i>0,56</i> | <i>0,34</i> | <i>0,42</i> | 0,00 | <i>0,36</i> | <i>0,51</i> | <i>0,41</i> | 0,04 | <i>0,49</i> | <i>0,44</i> | 0,06 | 0,18 | <i>0,69</i> | <i>0,22</i> | | |
| Ga | -0,05 | <i>0,24</i> | 0,19 | -0,20 | 0,10 | <i>0,23</i> | -0,05 | <i>0,56</i> | -0,12 | 0,06 | <i>0,46</i> | -0,33 | <i>0,63</i> | <i>0,28</i> | <i>0,29</i> | <i>0,59</i> | 0,20 | | | |
| Zn | -0,23 | <i>0,31</i> | 0,08 | 0,00 | <i>0,78</i> | 0,07 | <i>0,52</i> | -0,14 | -0,24 | <i>0,44</i> | <i>0,37</i> | -0,17 | <i>0,32</i> | <i>0,39</i> | 0,08 | 0,07 | | | | |
| Cr | 0,07 | 0,04 | 0,13 | 0,01 | 0,05 | 0,11 | -0,03 | <i>0,37</i> | -0,16 | 0,55 | 0,21 | 0,08 | <i>0,36</i> | <i>0,32</i> | 0,07 | | | | | |
| Co | <i>0,27</i> | -0,28 | 0,07 | -0,09 | -0,07 | <i>0,61</i> | -0,21 | <i>0,33</i> | <i>0,28</i> | 0,01 | -0,10 | <i>0,37</i> | 0,07 | <i>0,49</i> | | | | | | |
| Ni | <i>0,22</i> | 0,03 | <i>0,59</i> | <i>0,34</i> | 0,18 | <i>0,55</i> | -0,10 | 0,10 | 0,07 | 0,19 | <i>0,31</i> | <i>0,67</i> | 0,12 | | | | | | | |
| V | -0,65 | <i>0,58</i> | -0,10 | <i>0,26</i> | <i>0,27</i> | 0,19 | <i>0,41</i> | 0,09 | -0,60 | <i>0,64</i> | <i>0,27</i> | -0,19 | | | | | | | | |
| Ba | <i>0,36</i> | -0,14 | <i>0,41</i> | <i>0,32</i> | -0,09 | <i>0,60</i> | -0,18 | <i>0,42</i> | <i>0,42</i> | -0,22 | <i>0,23</i> | | | | | | | | | |
| Sr | -0,20 | 0,08 | 0,13 | 0,07 | -0,05 | 0,12 | 0,13 | -0,22 | -0,32 | -0,12 | | | | | | | | | | |
| Perte au feu | -0,92 | <i>0,69</i> | 0,01 | <i>0,29</i> | <i>0,26</i> | <i>0,24</i> | <i>0,56</i> | -0,14 | -0,69 | | | | | | | | | | | |
| K ₂ O | <i>0,76</i> | -0,53 | <i>0,32</i> | -0,09 | -0,61 | -0,13 | -0,34 | <i>0,22</i> | | | | | | | | | | | | |
| Na ₂ O | <i>0,27</i> | -0,09 | 0,19 | 0,09 | -0,10 | 0,20 | -0,06 | | | | | | | | | | | | | |
| TiO ₂ | -0,59 | <i>0,60</i> | 0,10 | 0,16 | <i>0,36</i> | -0,03 | | | | | | | | | | | | | | |
| MnO | 0,04 | -0,03 | -0,03 | 0,21 | <i>0,26</i> | | | | | | | | | | | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | -0,79 | <i>0,40</i> | 0,08 | <i>0,33</i> | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CaO | -0,24 | <i>0,24</i> | <i>0,45</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| MgO | 0,18 | -0,11 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | -0,65 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

N = 55
Chiffres en italique : ≥ 0,34 (P_{0,01})
soulignés
Chiffres en italique : ≥ 0,22 (P_{0,10})
non soulignés

Tableau LXXVII

Groupes d'éléments à intercorrélations positives dans les cuirasses ferrugineuses

| | Pôle géochimique | Origine | Processus dominant |
|--|---|---|--|
| Si Na K Ba Co Pb Na Co Ga Na Cr Ga Mg K Ba Mg Ca Ba Ni Mg Ca Ni Cu | Siliceux et alcalin Alcalin et Alcalino-terreux Magnésien et Calciqie | Roches granitiques Roches basiques Roches ultrabasiques | LITHORELIQUES Minéraux primaires Héritage |
| Al Fe Ti PF V Zn Cu Al Ca Fe PF V Cu Al V Ga Cu Mn Ni Ga Cu Mn PF Cu Mn Ni Pb Mn Ba Ni Pb | Alumino-ferrifère Alumineux Manganésifère | Produits d'altération | LITHORELIQUES et PEDORELIQUES Nodules de fer et de manganèse Transformation et néoformation |
| Ba Ni Co Pb Ni Co Ga Ni Cr Pb Ni Cr Ga V Cr Ga Sr V Ga Cu Sr V Zn Cu Sr Ni Zn Cu Sr Ni Ga Cu | Nickélicifère Vanadifère pôle du Strontium | Mixte | Minéraux primaires et nodules Mixte Héritage + transformation + néoformation |

densité et dureté. L'action de ces métaux sur la cristallogénèse des hydroxydes de fer a été mise en évidence par NALOVIC (1971) dans la nature, puis montrée expérimentalement (NALOVIC et PINTA, 1972a et b ; NALOVIC, 1974 ; NALOVIC et PEDRO, 1976). Les conséquences de cette action dans l'explication des mécanismes d'accumulation du fer dans les cuirasses, seront envisagées dans les interprétations finales. La figure 39 illustre les corrélations au sein des cuirasses entre le fer et le vanadium d'une part, et le fer et le cuivre d'autre part.

Les corrélations géochimiques étroites entre les éléments majeurs et en traces, au sein des cuirasses ferrugineuses, résultent d'un héritage minéralogique transmis par les roches-mères, et en même temps d'associations nouvelles dues aux minéraux de néoformation et en particulier aux minéraux ferri-fères.

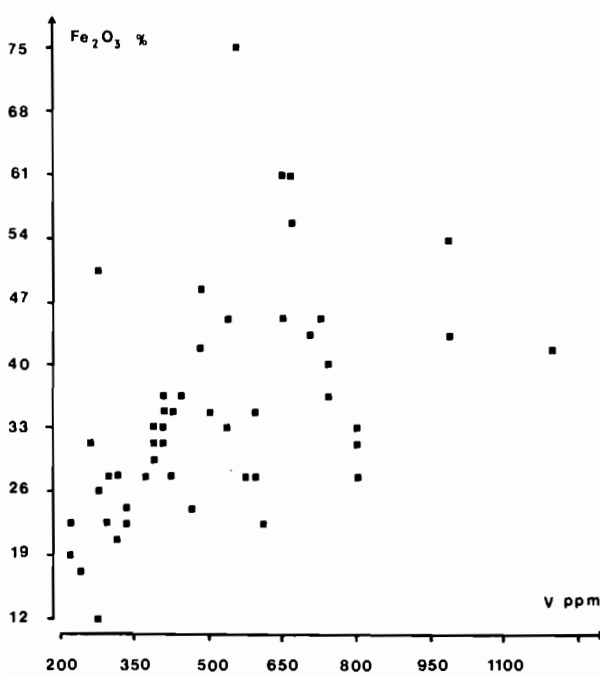


Fig. 39a - Diagramme de corrélation Fer - Vanadium dans les cuirasses

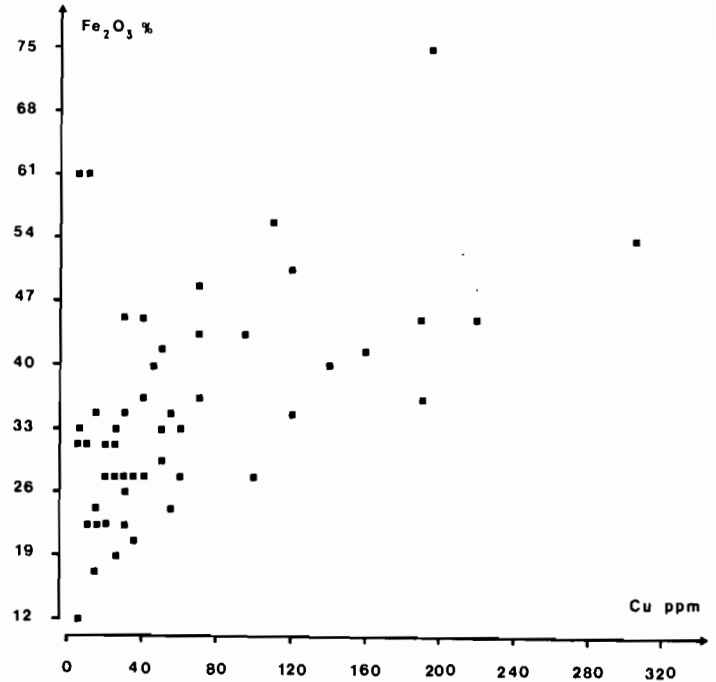


Fig. 39b - Diagramme de corrélation Fer - Cuivre dans les cuirasses

C - RECHERCHE DES COMPOSÉS AMORPHES DANS LES CUIRASSES

Le problème de la détermination des substances minérales amorphes, et notamment celles du fer, de l'aluminium et du silicium, dans les altérations et les sols, a fait l'objet de plusieurs travaux dont ceux de SEGALIN (1968). La méthode consiste en des dissolutions répétées par des réactifs acides puis alcalins. La dilution du réactif acide est passée de 8N à 4N (QUANTIN et LAMOUREUX, 1974) puis à 2N (QUANTIN, 1975). L'utilisation du réactif acide HCl 2N seul, évite la dissolution rapide des oxyhydroxydes de fer et d'aluminium cristallisés et permet de bien distinguer les produits amorphes, ou cryptocristallins, des substances cristallisées. Cette dernière méthode a été utilisée sur quelques échantillons de cuirasse massive, de cuirasse en blocs et démantelée des profils de Thion (chap. IV) et sur le Bfe carapacé de Diébiga (chap. VI). Tous ces échantillons ont été au préalable finement broyés. Le tableau LXXVIII regroupe les résultats des extractions de Fe₂O₃, Al₂O₃ et SiO₂ amorphes.

De l'examen de ce tableau il ressort :

-que la proportion des fractions amorphes dans les cuirasses est faible, elle représente au plus 4‰

Tableau LXXVIII

Fractions amorphes extraites de quelques cuirasses de Haute-Volta

| Echantillons | cycles d'extraction | Fe ₂ O ₃ | | | Al ₂ O ₃ | | | SiO ₂ | | |
|--|------------------------|--------------------------------|------------|---------------------|--------------------------------|------------|---------------------|------------------|------------|---------------------|
| | | total(%) | amorphe(%) | amorphe(%) total | total(%) | amorphe(%) | amorphe(%) total | total(%) | amorphe(%) | amorphe(%) total |
| THN 1 0-66cm Cuirasse | 1 | | 0,06 | | | 0,33 | | | 0,15 | |
| | 2 | | 0,03 | | | 0,08 | | | 0,03 | |
| | 3 | 31,82 | 0,01 | 0,3 | 17,00 | 0,03 | 2,4 | 38,25 | 0,01 | 0,5 |
| | 4 | | 0,10 | | | 0,01 | | | 0,01 | |
| | 5 | | | | | 0,42 | | | 0,01 | |
| | | | | | | 0,21 | | | | |
| | | | | | | | | | | |
| THN 1 66-72 Cuirasse démantelée | 1 | | 0,06 | | | 0,15 | | | 0,08 | |
| | 2 | 28,24 | 0,02 | 0,3 | 16,29 | 0,03 | 1,1 | 28,24 | 0,02 | 0,4 |
| | 3 | | 0,01 | | | 0,01 | | | | |
| | 0,09 | | 0,19 | | | | | | | |
| THN 1 76-112 Cuirasse démantelée | 1 | | 0,06 | | | 0,28 | | | 0,13 | |
| | 2 | | 0,02 | | | 0,06 | | | 0,04 | |
| | 3 | 23,06 | 0,08 | 0,3 | 13,69 | 0,02 | 1,9 | 50,00 | 0,02 | 0,4 |
| | 4 | | | | | 0,01 | | | 0,01 | |
| | 5 | | | | | 0,37 | | | 0,21 | |
| | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | |
| THN 2 0-10 Bloc de cuirasse | 1 | | 0,02 | | | 0,13 | | | 0,06 | |
| | 2 | 24,31 | 0,01 | 0,2 | 19,45 | 0,03 | 1,0 | 43,00 | 0,01 | 0,1 |
| | 3 | | 0,01 | | | 0,16 | | | | |
| | 0,04 | | | | | | | | | |
| THN 3 0-17 Cuirasse démantelée | 1 | | 0,07 | | | 0,22 | | | 0,12 | |
| | 2 | 22,40 | 0,02 | 0,4 | 15,71 | 0,05 | 0,2 | 49,86 | 0,03 | 0,3 |
| | 3 | | 0,01 | | | 0,02 | | | | |
| | 4 | | 0,10 | | | 0,01 | | | | |
| | | | 0,30 | | | 0,17 | | | | |
| DIE 10 10-34 Bfe carapacé | 1 | | 0,19 | | | 0,27 | | | 0,11 | |
| | 2 | 8,71 | 0,05 | 2,9 | 7,78 | 0,06 | 4,2 | 75,11 | 0,03 | 0,2 |
| | 3 | | 0,01 | | | 0,33 | | | | |
| | 4 | | 0,01 | | | | | | | |
| | 0,26 | | | | | | | | | |

- des teneurs en oxyde de fer, 24°/.. des teneurs en alumine et 5% des teneurs en silice ;
- que le pourcentage de fer amorphe reste constant lorsque la cuirasse se démantele, alors que les pourcentages de Al et Si amorphes décroissent ;
 - que les fractions amorphes dans le Bfe carapacé sont plus élevées et atteignent 29°/.. du Fe₂O₃ et 42°/.. de Al₂O₃ soit respectivement 10 fois et 2 à 4 fois plus que dans les cuirasses.

Il faut retenir de ces analyses les valeurs *insignifiantes de fer amorphe* libéré par le traitement répété à HCl 2N, valeurs qui indiquent que les cuirasses ferrugineuses et leurs produits de dégradation sont *constitués en quasi-totalité d'oxydes et hydroxydes cristallisés*.

II - ÉLÉMENTS SUR LA BIOCHIMIE ACTUELLE DU FER DANS LES CUIRASSES FERRUGINEUSES

1. INFLUENCE DE L'ACTIVITÉ MICROBIENNE SUR LA MISE EN SOLUTION DU FER

Dans ce sous-chapitre seront présentés des éléments succincts de biochimie basés sur quelques observations et expérimentations fragmentaires mais personnelles qui concernent plus particulièrement trois aspects : l'activité microbienne, l'action des litières et l'action des racines.

a) Revue bibliographique

L'influence des microorganismes sur la réduction du fer ferrique en fer ferreux dans les for-

mations superficielles est jugée importante, sinon indispensable, et a fait l'objet de très nombreux travaux depuis 50 ans. Dans les tout premiers, HALVORSON et STARVEY (1927) réalisent expérimentalement cette réduction. Parmi les travaux importants on peut citer : ROBERTS (1947), SARTONY et MEYER (1948), PRINGSHEIM (1949), BETREMIEUX (1951), CHOUBERT et *al.* (1952), BROMFIELD (1953, 1954 a et b), KALAKUTSKII (1959), DARAGAN (1971). Une mise au point de l'état des travaux sur la biochimie du fer dans les sols est donnée par ARISTOVSKAYA et ZAVARZIN (1971). En présence de produits énergétiques (glucose, substances organiques végétales ...), les microorganismes élaborent et libèrent des substances complexantes et enzymatiques qui provoquent les réductions du fer. Un grand nombre de bactéries sont jugées capables de cette réduction, parmi lesquelles les espèces des genres *Bacillus*, *Eicherichia*, *Clostridium*, *Aerobacter*, *Serratia* ...

b) Expérimentation (BERTHELIN et LEPRUN, inédit)

Plusieurs échantillons de cuirasse (THN 1, KED 5, KND 13 et 1...) finement broyés sont placés dans des colonnes dans lesquelles percole de manière semi-continue pendant 3 semaines, une solution composée de 20 g de glucose, 0,2 g d'asparagine, 0,2 g d'extrait de malt et 0,5 g de $\text{NH}_4\text{H}_2\text{PO}_4$ par litre. Ce dispositif expérimental est dû à BERTHELIN et KOGBLEVI (1972). La moitié des colonnes est *ensemencée par des inoculum* produits par les débris végétaux, les racines et les horizons humifères prélevés sur le terrain, au-dessus des cuirasses. L'autre moitié est stérilisée par une substance antiseptique. Le broyage fin des échantillons favorise l'obtention de conditions anaérobies.

c) Résultats

Après 3 semaines de percolation, le dosage du fer et du manganèse n'indique *aucune libération* de ces éléments dans les *effluents des colonnes stérilisées*. En revanche, des *colonnes ensemencées* sont sortis 280 mg de fer et 23 mg de manganèse. Dans tous les cas, l'analyse par absorption atomique ne détecte ni aluminium, ni silicium dissous. Le fer solubilisé l'est en partie sous forme de Fe^{2+} , car il précipite sous forme d'hydroxyde ferrique rouille dès la mise à l'air.

d) Conclusions

En présence d'un milieu anaérobie, riche en glucose et ensemencé en microorganismes, et *seulement dans ces conditions*, le fer et le manganèse des cuirasses finement broyées, sont solubilisés. Ces conditions de milieu microdivisé, anaérobie et riche en carbone ne sont pas celles des cuirasses des régions étudiées. Ces cuirasses, même très démantelées ne sont jamais microfractionnées, le milieu est toujours aérobie et oxydant, les teneurs en carbone des eaux de percolation sont, on le verra plus loin, pauvres en carbone.

2. ACTION DES PRODUITS VÉGÉTAUX SUR LA MISE EN SOLUTION DU FER

a) Les litières

Les litières et leurs produits de décomposition sont capables de libérer des substances hydrosolubles organiques et minérales (BLOOMFIELD, 1956 ; CARE, 1959 ; LOSSAINT, 1959 ; NYKVIST, 1963 ; MUIR et *al.*, 1964 ; JACQUIN et BRUCKERT, 1965 ; ...). Les litières utilisées dans ces travaux expérimentaux sont celles d'espèces végétales de pays tempérés. JUNG et *al.* (1968), ont analysé des percolats de litières tropicales d'*Acacia Albida*, *Guiera senegalensis* et *Khaya senegalensis* qui sont les espèces courantes des zones étudiées (cf. chap. I). Ces litières libèrent en général davantage de produits organiques : acides aliphatiques, phénols, acides aminés, sucres réducteurs sous forme hydrosolubles, que celles des pays tempérés. LOSSAINT (1959) a montré le pouvoir complexant élevé de ces produits sur le fer et l'aluminium. L'action des litières devrait donc être importante en Afrique tropicale sèche.

Une remarque d'une grande portée doit maintenant être faite. Dans les pays tempérés, les feuilles tombent en automne. Les précipitations abondantes d'automne et d'hiver permettent la macération et la mise en solution des produits complexants à un moment où la vie microbienne du sol est ralentie par le froid. En Afrique tropicale sèche, c'est l'inverse qui se produit. Les feuilles tombent au début de la longue saison sèche. L'activité microbiologique et mésofaunique (Termites) intense fait disparaître très rapidement la litière. On ne voit pas d'humus brut. La matière organique est intégrée dans les horizons A. Quand les premières pluies tombent, le sol est nu, à l'exception de quelques zones déprimées et sous *Acacia albida*, qui est un des très rares arbres à perdre ses feuilles pendant la saison humide. Du fait du cycle végétatif particulier de ces régions, l'action des litières devrait donc être limitée.

b) Action de la rhizosphère

La rhizosphère est la portion de territoire périracinaire. On distingue dans la rhizosphère s.s., une rhizosphère proche, au contact avec les racines. Dans le sol, plusieurs fonctions sont exercées au

niveau des racines : échanges gazeux, absorption, exsudation. L'exsudation est prouvée depuis les travaux de SACHS (1860, *in* BOULLARD, 1967) sur l'altération du marbre sous l'action des racines du maïs.

Des mesures *in situ* ont été effectuées autour des racines d'un arbre, *Albizzia lebbek* (Mimosées), 2 jours après une pluie. Ces racines percent une cuirasse développée à partir des tufs volcaniques tertiaires de Bel-air à Dakar (GORODISKI, 1952). Les parois des canaux racinaires de la cuirasse présentent des auréoles très fines d'hydroxydes de fer rouille qui tachent les doigts. Le pH de la rhizosphère proche, mesuré *in situ* est de 4,0, alors que celui de la cuirasse broyée est de 6,5. Les indices d'activité microbiologique de la respiration (dégagement de CO₂) et du pouvoir enzymatique sont plus de 10 fois ceux des tubulures partiellement comblées et non colonisées. La mesure du Eh est de 0,4 V en bordure des racines contre 0,75 à 0,70 V ailleurs.

Ces observations montrent que la rhizosphère crée des conditions physico-chimiques et microbiologiques, anaérobies, acides (et complexantes ?) particulières, qui rendent possible la solubilisation et la mobilisation localisées du fer.

3. CONCLUSIONS

Les expériences et les observations précédentes témoignent, dans le milieu biologique actuel des cuirasses, de l'impossibilité du fer de circuler et de migrer hors des cuirasses. C'est seulement dans des sites particuliers, et plus spécialement autour des racines, que le fer peut se redistribuer et se concentrer. On verra dans les interprétations finales que cette concentration a un rôle important dans l'enrichissement des cuirasses.

III - GÉOCHIMIE DES EAUX

Pendant plusieurs années consécutives, des prélèvements d'eaux de diverses origines ont fait l'objet d'analyses. Ces prélèvements proviennent de Haute-Volta et du Sénégal, et concernent des nappes d'arènes, de puits de recherche ou d'alimentation, des suintements et sources sous cuirasse, d'eaux de ruissellement, d'écoulement de "marigots", de mares sur cuirasse, de nappes stagnantes marécageuses et de fleuves à régime permanent. Une partie de ces analyses a été présentée dans le chapitre I.

A - COMPOSITIONS CHIMIQUES MOYENNES

Elles sont consignées dans le tableau VI et comparées aux moyennes de différents auteurs qui ont travaillé dans ces régions. L'échantillon prélevé (1 litre) est filtré sur papier filtre DURIEX 200. Aucune addition d'acide n'est effectuée. Les analyses ont été faites au laboratoire de spectrométrie de Bondy.

Les compositions moyennes des nappes d'arènes de Haute-Volta et du Sénégal, bien que légèrement différentes, sont comparables. La composition chimique des eaux de la Falémé et de la Gambie est également très comparable. La comparaison entre la composition des nappes d'arène et celle des eaux fluviales indique que ces dernières sont de 2 à 3 fois moins chargées que les eaux des nappes. *Les teneurs en fer et en aluminium, toujours très faibles dans toutes les eaux, correspondent à des teneurs d'éléments en traces, alors que ces éléments se rangent parmi les trois constituants majeurs des roches et des formations superficielles* (tabl. LXXIX). La somme EM des métaux de transition V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, est sujette à des fluctuations saisonnières intéressantes dans les eaux de la Gambie. La moyenne annuelle de 3,82 mg/l peut doubler après les premières pluies, fin juillet. Le ruissellement qui suit les premières averses emporte donc une partie de ces éléments métalliques, dont la première partie de ce chapitre a montré qu'ils se concentraient surtout dans les formations ferrugineuses indurées de surface.

Tableau LXXIX

Composition chimique moyenne des eaux

| | pH | HCO ₃ ⁻ mg/l | Cl ⁻ mg/l | SO ₄ ⁻⁻ mg/l | SiO ₂ mg/l | K mg/l | Na mg/l | Ca mg/l | Mg mg/l | Fe µg/l | Al µg/l | ΣM (1) µg/l | |
|--------------------|--------------|---------------------------------------|-------------------------|---------------------------------------|--------------------------|-----------|------------|------------|------------|------------|------------|-------------------|------|
| Les eaux d'arène | | | | | | | | | | | | | |
| Haute-Volta | | | | | | | | | | | | | |
| N=11 | \bar{x} | 6,90 | 75 | 13,15 | 10,7 | 42,5 | 8,3 | 20,5 | 19,7 | 13,7 | 16 | 5 | 9,8 |
| | σ (2) | 1,15 | 80 | 8,6 | 15,2 | 28,8 | 7,5 | 16,2 | 19,2 | 21,5 | 8,1 | 7,3 | 6,5 |
| Sénégal | | | | | | | | | | | | | |
| (3) | | 7,4 | 73 | 14,0 | 4,9 | 56,0 | 3,7 | 10,4 | 31,2 | 12,8 | 5 - 20 | <10 | - |
| (4) | | 7,1 | - | 4,0 | 1,5 | 51,0 | 3,0 | 17,3 | 20,7 | 12,2 | 19 | 3 | 12,7 |
| Les eaux courantes | | | | | | | | | | | | | |
| Falémé (5) | | | | | | | | | | | | | |
| | | - | 55 | 1,4 | - | 13,4 | 2,2 | 3,1 | 8,0 | 4,2 | - | - | - |
| Gambie | | | | | | | | | | | | | |
| N=28 | \bar{x} | 7,0 | 54 | 0,7 | <2 | 13,0 | 1,3 | 1,9 | 6,0 | 2,3 | <50 | <100 | 3,82 |
| | σ | 1,2 | 16,1 | 0,5 | | 1,5 | 1,5 | 0,8 | 3,0 | 0,6 | | | |
| Sénégal (6) | | | | | | | | | | | | | |
| | | 7,5 | 21 | <1 | - | 9 | 1,2 | 1,7 | 4,1 | 1,9 | - | - | - |

(1) ΣM : somme de V+Cr+Mn+Co+Ni+Cu. (2) : moyennes des eaux d'arènes de roches granitiques et roches basiques. (3) : BLOT A. (1970) moyennes des eaux de roches granitiques et basiques. (4) WACKERMANN J.M. (1975) moyennes des eaux de roches granitiques et gabbroïques. (5) BLOT A. (1979). (6) : GROVE A.T. (1972) eaux du Sénégal à la confluence de la Falémé.

Le calcul indique que la dilution de ces eaux les place bien en dessous du taux de saturation de la calcite. La moyenne des mesures de Eh va de 0,38 V dans les eaux d'arène, à 0,44 V dans les eaux courantes. Ces valeurs situent l'ensemble des eaux étudiées dans le domaine aérobie (BAAS BECKING *et al.*, 1960, *in* MOHR *et al.*, 1972). Ce domaine se confond avec le domaine de stabilité de l'hématite dans le diagramme Eh-pH de GARRELS et CHRIST (1967). Le log PCO₂ moyen de - 2,5 est celui de l'atmosphère de la plupart des sols (GARRELS et MACKENZIE *in* LEPP, 1975).

B - ESSAI DE CARACTÉRISATION DES MILIEUX D'ALTÉRATION PAR LA COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX

La composition chimique des eaux permet de caractériser les grands types d'altération où ces eaux se localisent ou transitent. Deux modes de calcul peuvent être utilisés. PEDRO (1964, 1966b) compare le rapport moléculaire $L = \text{SiO}_2/\Sigma$ des eaux aux rapports $R = \text{SiO}_2 \text{ combinée}/\Sigma$ et $R_k = \text{SiO}_2 \text{ combinée} - 2\text{Al}_2\text{O}_3/\Sigma$ des roches. Σ est la somme moléculaire $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO}$. Il définit alors 3 domaines d'altération :

- $L > R$, les bases et la silice sont totalement évacuées, il y a formation de *gibbsite*, c'est l'*al-litisation* ;
- $L = R_k$, les bases sont totalement évacuées, la silice l'est partiellement, il y a formation de *kaolinite*, c'est la *monosiallisation* ;
- $L < R$, les bases et la silice sont peu évacuées, il y a formation de *smectites*, c'est la *bisiallisation*.

Ce mode de calcul n'est possible que lorsque l'on dispose des teneurs en silice combinée dans les roches. Les analyses triacides fournissent ces teneurs.

TARDY (1968, 1969) propose pour les roches granito-gneissiques un indice moléculaire :

$$RE = \frac{6K_2O + 6Na_2O + 2CaO - SiO_2}{K_2O + Na_2O + CaO}$$

qui exprime le bilan dans les eaux et équivaut à l'indice $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ des produits secondaires (HARRASSOWITZ, 1926). Seules les analyses d'eaux de substrats granito-gneissiques ont été utilisées. Les résultats des deux méthodes sont concordants avec toutefois l'obtention de valeurs plus basses par la méthode de PEDRO. La figure 40 regroupe le résultat des calculs effectués grâce à l'indice de TARDY. Les eaux utilisées sont les suivantes :

1. Kédougou, suintement de fin d'hivernage sous la cuirasse et dans les altérations bariolées de la coupe KED 3 (fig. 28). - 2. Kédougou, nappe d'arène dans les altérations basales du profil KED 5. - 3. Suintement intermittent dans les altérations bariolées sous cuirasse au Nord de la Haute-Volta. - 4.5.6. Sources temporaires sous cuirasse en Haute-Volta centrale. - 7.8. Eaux de la Gambie en saison des pluies. - 9.10. Eaux de la Gambie en saison sèche. - 11. Eau d'arène du Sénégal oriental (TARDY, 1969). - 12. Ecoulement de fin d'hivernage à la base de la toposéquence de Thion. - 13. Nappe d'arène temporaire de la toposéquence de Thion. - 14.15. Nappes d'arène temporaires des puits NAY 3 et 3b de la toposéquence de Nayouri.

Ces faits permettent de mettre en évidence :

- un décalage des indices géochimiques des eaux du Nord vers le Sud, les zones les plus méridionales ayant les rapports les plus bas ;
- à cette zonation latitudinale s'ajoute une zonation verticale ; plus on descend vers la roche dans un même profil, plus les eaux recueillies ont des rapports élevés.

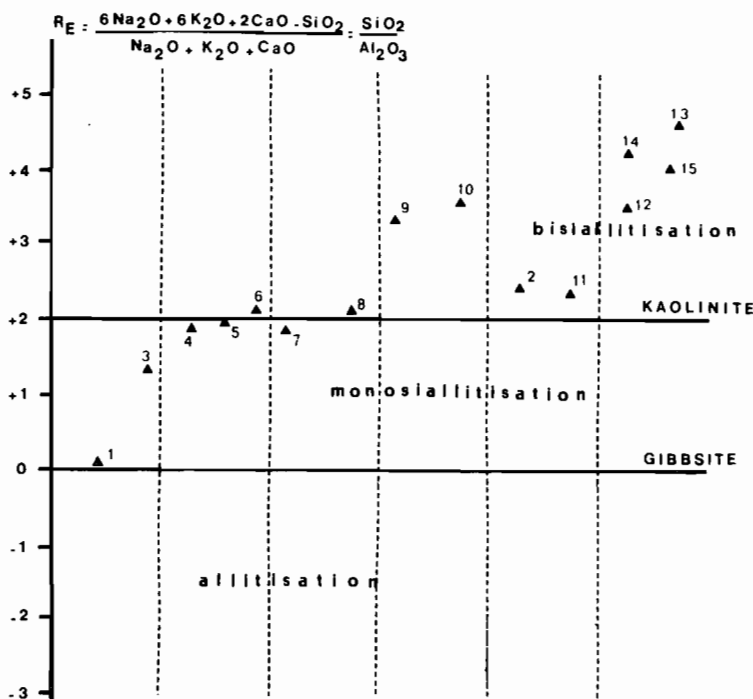


Fig. 40 - Rapports RE de différentes eaux de Haute-Volta et du Sénégal

Ces exemples sont en accord avec les données minéralogiques et géochimiques des profils cuirassés étudiés dans les chapitres précédents. Les eaux qui percolent à travers les cuirasses et leurs niveaux sous-jacents dans lesquels le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est faible, sont situées dans le domaine monosiallitique. Plus on descend vers le Sud et plus ces eaux se rapprochent du pôle allitique. Au contraire, les nappes des altérations profondes en partie smectitiques ont des indices qui les placent dans le domaine bisiallitique. La géochimie saisonnière des eaux fluviales traduit les variations précédentes. La géochimie des eaux d'écoulement superficiel de saison des pluies exprime les milieux kaoliniques traversés, celle des eaux de saison sèche manifeste les milieux smectitiques des arènes.

Plusieurs enseignements se dégagent de ce qui précède. La géochimie des eaux prélevées en un

lieu donné ne suffit pas à caractériser le milieu géochimique actuel en ce lieu. La nature des milieux drainés, leur position dans les profils d'altération et la période du prélèvement sont aussi importants, sinon plus, que la position géographique latitudinale. Plus le milieu traversé est éloigné de la roche altérée et proche de la cuirasse, plus les eaux sont diluées et pauvres en bases et en silice. De la même manière, plus on va vers le Sud et vers des pluviosités croissantes et plus les teneurs en bases et en silice des eaux sont basses. On reviendra sur ces enseignements et leurs conséquences dans les chapitres suivants.

C - TENEURS EN FER ET EN CARBONE DES EAUX DE SURFACE. INFLUENCE DU pH. CORRÉLATIONS.

Nous avons vu que la teneur en fer des eaux des profils cuirassés était très faible. Nous allons maintenant essayer de voir quels sont les paramètres qui sont à l'origine de telles concentrations.

TENEURS MOYENNES

a) Résultats

Le tableau LXXX regroupe les résultats de nos analyses. Ces analyses ont été effectuées au Laboratoire de Chimie du Centre O.R.S.T.O.M. de Dakar-Hann. Le dosage du fer est fait par colorimétrie automatique à la phénantroline. Le dosage du carbone dans les eaux passe par le dosage de l'oxygène consommé par la matière organique (RODIER, 1960). On multiplie par 0,3 le taux d'oxygène consommé pour avoir la teneur en carbone et ce dernier résultat par 1,72 pour obtenir la teneur en matière organique. L'analyse se fait sur des échantillons d'eaux reposées et décantées, soit sur place, soit le plus rapidement possible au laboratoire. Certaines eaux de mangrove et de milieux tourbeux ont des pH qui peuvent atteindre 2.

Tableau LXXX

Dosages du fer et du carbone dans les eaux de surface

| | N | Fe (mg/l) | | C (mg/l) | | pH | |
|------------------------------|----|------------------|----------|-----------|----------|-----------|----------|
| | | \bar{x} | σ | \bar{x} | σ | \bar{x} | σ |
| | | Eaux des fleuves | 34 | <0,05 | - | 0,89 | 0,82 |
| Eaux des mares sur cuirasses | 8 | 0,12 | 0,13 | 2,45 | 0,49 | 6,8 | 1,85 |
| Eaux stagnantes permanentes | 27 | 6,68 | 11,5 | 9,78 | 8,17 | 4,15 | 1,63 |

(N = nombre d'échantillons)

L'examen de ce tableau montre que les taux de fer et de carbone croissent quand on passe des eaux fluviales aux eaux stagnantes. Les valeurs du pH suivent la variation inverse.

b) Comparaison avec les eaux des autres régions du globe

* Le fer

En Côte-d'Ivoire, MATHIEU (1972) trouve une moyenne de 8,8 mg/l de fer dans les eaux de ruissellement. MONNET (1972) fournit des valeurs situées entre 0,04 et 0,4 mg/l dans les eaux du Bandama selon les saisons. Pour LE MOALLE (1974) la teneur moyenne est de 0,5 mg/l à l'entrée du lac Tchad. LIVINGSTONE (1963) cite les chiffres suivants : 0,16 et 2 mg/l dans le Nil, entre 0,1 et 2,7 mg/l dans le bassin du Congo entre 0,4 et 2 mg/l au Ghana, la moyenne de 1,3 mg/l de fer pour l'ensemble des eaux courantes d'Afrique et 0,67 mg/l pour la moyenne des eaux de rivière du monde.

* Le carbone

Les analyses de carbone sont rares dans la littérature. CHARREAU *et al.* (1966) trouvent une moyenne de 11,3 mg/l de C (19,57 mg/l de matière organique) dans les marécages du Sénégal occidental et jusqu'à 5 fois plus dans les solutions des sols à hydromorphie permanente. ROOSE (1974b) fournit en Côte-d'Ivoire, des chiffres de 0,06 à 23 mg/l de C. SHAPIRO (1957 et 1958) cite jusqu'à 5 mg/l de matière organique dans les lacs et BAUDRIMONT (1971) en trouve de 2 à 10,5 mg/l dans les étangs français.

Les teneurs en fer et en carbone des eaux prélevées un peu partout dans le monde sont donc tout à fait comparables à celles des eaux des régions étudiées.

c) Formes du fer dans les eaux. Causes des variations dans les analyses

Le fer peut se trouver sous différentes formes dans les eaux. Les formes solubles comprennent le fer ionique (Fe^{+++} ou Fe^{++}) et le fer complexé sous forme de chélates par les acides organiques. Ce sont des solutions vraies. Le fer peut également constituer des micelles d'hydroxyde ferrique et former des solutions colloïdales. Enfin, le fer peut se trouver sous forme solide. C'est le cas des particules microcristallines d'oxydes et d'hydroxydes liées aux argiles et des fines particules (<50 μ) liées à la silice. Il est donc difficile de séparer par filtration le fer soluble du fer particulaire. LE MOALLE (1974) considère comme soluble le fer qui passe au travers d'un filtre de diamètre moyen des pores de 0,45 μ . On voit que filtration, non filtration, et mode de filtration, font varier d'une manière importante les teneurs en fer présentées par les auteurs dans les eaux.

Certains protocoles de prélèvements préconisent l'adjonction de 2 cc de HCl concentré et pur par litre d'eau pour le dosage des éléments en traces et donc du fer. Le calcul, en partant de 2 cc d'HCl 10N conduit à faire passer une eau de pH 7 à un pH de 1,7. A ce pH les microparticules de fer et le fer lié aux argiles sont mis en solution. Ceci permet d'expliquer les teneurs élevées en fer de certaines analyses. TARDY (1969) trouve jusqu'à 2,8 ppm de fer dans les eaux du Sénégal oriental, contre une moyenne de 0,005 ppm dans cette région (BLOT, 1970). Ce dernier auteur, en acidifiant certains prélèvements atteint la teneur de 16 ppm. WACKERMANN (1975) mentionne des rapports de fer de 16 à 59 fois plus élevés dans les échantillons acidifiés.

d) Recherche des corrélations dans les eaux stagnantes de surface

* Diagramme pH-concentration du fer

Le coefficient de corrélation calculé pour 42 échantillons d'eaux stagnantes de surface est de 0,77 contre 0,39 à la limite de probabilité de 0,01. La corrélation entre la concentration en fer soluble et le pH est donc très hautement significative. Le diagramme de la figure 41a illustre la forme de la courbe moyenne qui joint ces points. Cette courbe exponentielle est tout à fait semblable à la courbe classique de solubilisation du fer ferrique en fonction de l'acidité (CHARLOT, 1957). Deux autres courbes ont été reportées sur ce diagramme.

- la courbe de solubilité de l'échantillon de fer amorphe de référence utilisé par de nombreux géochimistes (LATIMER, 1952 ; BERNER, 1971 ; ...) dont le pS pour la réaction de dissociation $\text{Fe}(\text{OH})_3 \rightarrow (\text{Fe}^{3+}) + 3(\text{OH}^-)$ est de 37,1 (produit de solubilité de $10^{-37,1}$) ;
- la courbe théorique de solubilité de la goéthite dont le pS est de 41,2 (FRITZ, 1975).

L'observation de ce diagramme permet de constater :

- que le contrôle du fer en solution correspond à un hydroxyde de fer environ 5 fois moins soluble (pS = 37,8) que le fer amorphe, mais beaucoup plus soluble (10^5 fois) que la goéthite ;
- que les eaux étudiées, prélevées en milieu naturel, s'ajustent sur une courbe identique à celles établies au laboratoire en milieu strictement minéral ;
- que la solubilité du fer en milieu naturel n'est possible qu'en condition acide ;
- qu'au-dessus de pH 3,5, la solubilité du fer devient très faible, à la limite de détection des analyses et ce, malgré des teneurs en carbone qui atteignent 38 mg/l.

Le diagramme précédent ne tient compte que de la solubilité du Fe^{3+} . Il est intéressant de reporter sur un diagramme Eh-pH (LANGMUIR et WHITEMORE, 1971) les quelques échantillons dont le Eh a été mesuré sur le terrain (fig.42). On constate alors que ces échantillons se placent dans le domaine du fer ferreux, ce qui signifie que dans ces cas le fer se trouve à l'état ferreux et non, comme on aurait pu le penser, à l'état ferrique, en particulier lorsque les eaux sont très acides. Le plus souvent ces eaux se placent le long de la droite pS 37,2 qui est produit de solubilité, trouvé ci-dessus.

On peut donc avancer, que les eaux de surface des régions étudiées ne contiennent du fer soluble qu'en conditions hydromorphes et acides, conditions qui sont très éloignées de celles des milieux de toutes les cuirasses étudiées.

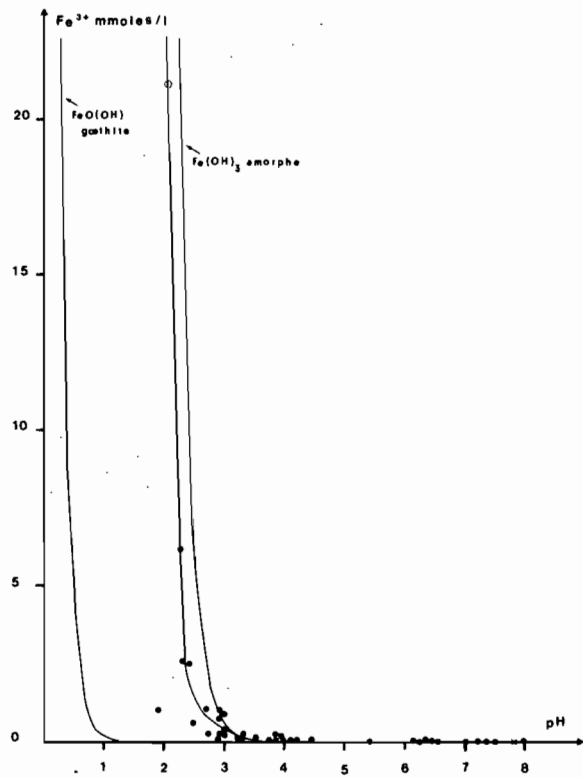


Fig. 41a - Diagramme pH - concentration du fer soluble dans les eaux étudiées

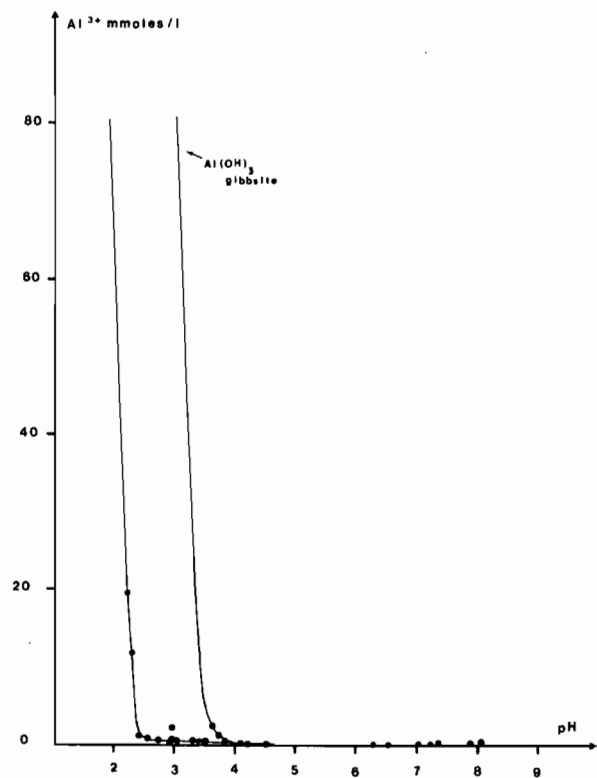


Fig. 41b - Diagramme pH - concentration de Al soluble dans les eaux étudiées

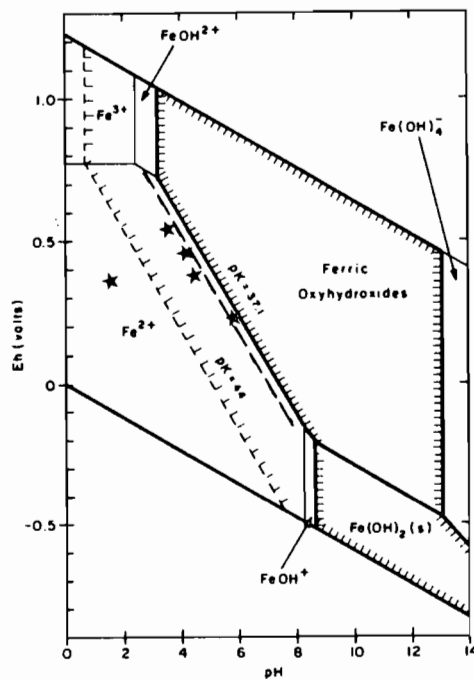


Fig. 42 - Localisation de quelques eaux sur le diagramme Eh-pH de Langmuir et Whitmore (1971)

* Diagramme concentration - pH de l'aluminium

Le coefficient de corrélation entre la teneur en aluminium et le pH, calculé pour 23 échantillons d'eaux de surface est de 0,76 contre 0,50 au seuil de probabilité de 0,01. Cette corrélation est donc hautement significative. Le diagramme de la figure 41b fournit la courbe de solubilisation de l'aluminium des eaux étudiées et la courbe théorique de solubilisation de la gibbsite dont le pS est 33,77 (FRITZ et TARDY, 1973). On peut constater que les deux courbes de type exponentiel, sont semblables et comparables à la courbe de solubilisation de Al^{3+} (CHARLOT, 1957). Le contrôle de l'aluminium en solution dans ces eaux se fait par un composé alumineux bien moins soluble que la gibbsite. Comme dans le cas du fer on peut avancer que la solubilité de Al dans les eaux de ces régions dépend uniquement du pH, et n'est possible qu'en milieu acide à $pH < 4$ et surtout $< 2,5$, et ce malgré la présence d'une quantité variable mais parfois abondante de matière organique.

* Corrélations fer-C, Al-C, et pH-C

Pour 32 échantillons d'eaux de surface, le calcul de corrélation entre les teneurs en fer et les teneurs en carbone (fig. 43) conduit à un coefficient de corrélation nul ($r = 0,00$). Il n'y a donc aucune corrélation entre le fer et le carbone solubles dans les eaux étudiées. De même, la corrélation entre l'aluminium et le carbone est nulle, et la corrélation entre le pH et le carbone n'est pas significative ($r = 0,26$ pour $N = 30$).

* Recherche des chélates fer-matière organique

L'absence de corrélation signalée au paragraphe précédent semble indiquer l'absence de réaction de chélation et de complexation entre le fer et la matière organique dans les eaux stagnantes de surface. Pourtant ces chélates ont été mis en évidence par de nombreux chercheurs dont SCHNITZER et al. (1959), CHAMINADE (1946), ALEXANDROVA (1954 et 1960), DUCHAUFOR (1953)... in SEGALEN (1964).

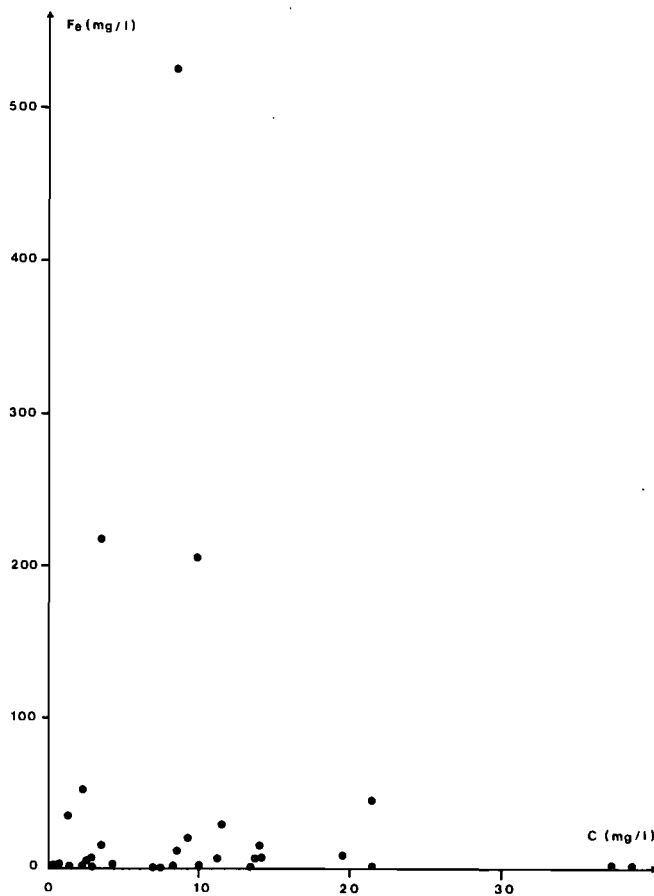


Fig. 43 - Diagramme de corrélation fer-carbone dans les eaux

Des analyses complémentaires ont été effectuées afin de déterminer l'absence ou le masquage de ces chélates. Les tableaux LXXXI et LXXXII réunissent une partie des résultats analytiques obtenus. Le tableau LXXXI présente les analyses effectuées sur une gamme d'échantillons à pH et teneur en carbone variables avant filtration et après filtration au filtre millipore 0,50 μ , et avant et après une attaque à l'eau régale. L'examen de ce tableau appelle les commentaires suivants :

- l'effet de la filtration fine n'a pas d'effet sur les résultats, le fer et la matière organique se présentent donc sous *forme soluble* dans les solutions *vraies* ;
- la teneur en fer dosé après l'attaque agressive à NO_3H et HCl varie très peu, en particulier pour les teneurs élevées mesurées avant cette attaque ;
- les teneurs en fer soluble ne sont importantes que lorsque les pH sont bas (< 3,5).

Sur une série d'échantillons plus riches en matière organique, situés dans un contexte à teneur plus abondante en fer (sables argileux du Continental terminal) et dont certains sont très acides (milieu mangrovien), le fer a été dosé, d'abord directement sur l'eau prélevée, puis après une attaque à l'eau régale puis à l'eau oxygénée (Tabl. LXXXII). De l'examen de ce tableau il ressort :

- que l'attaque conjointe par l'eau régale et l'eau oxygénée libère environ deux fois plus de fer ;
- que seules les eaux très acides contiennent des teneurs en fer élevées ;
- que les valeurs obtenues après l'attaque se situent sur la courbe pH-concentration (fig. 41a) des eaux étudiées.

Cela signifie que la matière organique complexe et bloque le fer soluble en milieu acide et que cette complexation est efficace puisqu'il faut une attaque agressive acide et oxydante pour détruire cette matière organique et libérer ce fer. Ces complexes et chélates se trouvent en milieu engorgé et réducteur d'eaux stagnantes permanentes, riches en matière organique et en particulier en composés humolimniques (DUSSART, 1966).

Tableau LXXXI

Influence de la filtration et de l'attaque à l'eau régale sur quelques eaux

| | | pH | C(mg/l) | M. org. (mg/l) | Fe (mg/l) sans attaque | Fe (mg/l) $\text{NO}_3\text{H} + \text{HCl}$ |
|-------|---|--------|---------|-------------------|---------------------------|---|
| DK 77 | 2 | F 3,0 | 1,3 | 2,2 | 35,5 | 39,0 |
| | | NF 3,0 | 0,7 | 1,2 | 30,5 | 32,5 |
| 3 | | F 3,5 | 0,5 | 0,9 | 1,7 | 3,0 |
| | | NF 3,5 | 0,8 | 1,4 | 1,0 | 1,9 |
| 4 | | F 8,0 | 4,7 | 8,1 | 0,2 | 0,2 |
| | | NF 7,9 | 4,1 | 7,1 | <0,1 | 0,2 |
| 5 | | F 4,0 | 1,6 | 2,8 | 0,2 | 0,6 |
| | | NF 5,0 | 0,9 | 1,6 | <0,1 | 0,2 |

F = filtrée. NF = non filtrée.

Tableau LXXXII

Influence de l'attaque conjointe à l'eau régale et à l'eau oxygénée sur le fer soluble des eaux

| | pH | C(mg/l) | M. org. (mg/l) | Fe(mg/l) sans attaque | Fe(mg/l) $\text{NO}_2\text{H} + \text{HCl} + \text{H}_2\text{O}_2$ |
|--------|-----|---------|-------------------|--------------------------|---|
| DK 101 | 2,2 | 6,87 | 11,82 | 525 | 1 197 |
| 102 | 2,3 | 2,79 | 4,80 | 217 | 337 |
| 103 | 6,5 | 3,36 | 5,78 | 1 | 4 |
| 104 | 2,4 | 8,16 | 14,04 | 217 | 550 |
| 105 | 6,2 | 7,92 | 13,62 | 1 | 3 |

CONCLUSIONS

Les résultats qui ressortent de la lecture de ce chapitre doivent être séparés, car ils concernent des phénomènes différents pris à trois niveaux distincts. D'un côté, les corrélations géochimiques qui existent entre les cuirasses et leurs roches-mères et les cuirasses entre elles, correspondent à *l'intégrale de mécanismes qui ont une longue histoire*. D'un autre côté, la biogéochimie des cuirasses ferrugineuses a été abordée par le biais de l'action des microorganismes et de la végétation actuels. Enfin, la géochimie et la biochimie des eaux et du fer dans les eaux rendent compte de *l'évolution actuelle*. Ces précisions apportées, *trois séries d'enseignements importants peuvent être dégagées*.

1. *La géochimie des cuirasses* est l'image de la géochimie des roches sous-jacentes, et cette image permet une identification des grands groupes pétrographiques masqués par les profils d'altération. Les étroites corrélations entre les éléments de la cuirasse et ceux de la roche indiquent, que malgré l'épaisseur des altérations, la forte évacuation de certains éléments et les perturbations qui affectent le haut des profils, *la géochimie de la roche se retrouve en partie dans la cuirasse*. La roche est donc bien une roche-mère qui transmet un *héritage* aux matériaux transformés sommitaux. A cet héritage minéralogique de la roche-mère, s'ajoutent des *associations géochimiques nouvelles* fournies par les minéraux de néoformation. Une infime fraction de composés du fer, supposés amorphes est extractible au réactif acide. La quasi totalité des oxy-hydroxydes de fer, goethite et hématite sont donc bien cristallisés et par conséquent pratiquement non solubles dans l'eau.

2. *Les expériences et observations biochimiques* montrent que les microorganismes prélevés sur place peuvent, dans certaines conditions, solubiliser le fer et le manganèse des cuirasses. Mais, ces conditions d'anaérobiose, de fractionnement, de richesse en matière organique, ne représentent *dans aucun cas*, celles caractérisant le milieu des cuirasses étudiées. L'absence de litière abondante et la chute des feuilles durant la saison sèche doivent réduire considérablement l'action des produits hydrosolubles sur les composés ferriques. En revanche, les conditions de milieu créées par la rhizosphère dans les tubulures des cuirasses, prédisposent à une certaine mobilisation localisée du fer.

3. *La géochimie des eaux* permet de constater qu'alors que le fer est l'un des deux éléments les plus abondants des cuirasses de ces régions (>30%), la quantité de fer soluble dans les eaux étudiées est très faible (<0,1 ppm en moyenne). Cette quantité très faible, mais mesurable, est cependant supérieure à celle que permet la solubilité des produits cristallisés de la cuirasse. Il convient alors de préciser que cette concentration résulte de la mise en solution du fer de l'ensemble des profils d'altération et des sols traversés par les eaux, et *pas seulement* du fer qui aurait pu s'échapper des cuirasses. La géochimie des eaux issues des profils d'altération révèle une *première zonation, qui est latitudinale et climatique* : les eaux sont de plus en plus favorables à la bisiallitisatation en allant du Sud vers le Nord. Une *deuxième zonation* est mise en évidence. Elle est *verticale* et montre que dans les profils les eaux sont d'autant plus favorables à la bisiallitisatation que l'on se rapproche de la roche. En conséquence, les équilibres géochimiques des eaux ne *permettent pas* de qualifier le milieu d'altération actuel du lieu de prélèvement, mais seulement de caractériser *la nature géochimique* des niveaux magasins ou traversés. *Seule la géochimie des eaux de bas de profils, là où l'altération est actuelle, peut témoigner de la voie de cette altération actuelle*. Les teneurs en aluminium et en fer dans les eaux étudiées dépendent du pH et non du taux de carbone. La solubilité des composés du fer est contrôlée par un hydroxyde moins soluble que les composés amorphes.

4. Ces données géochimiques et biochimiques permettent de saisir *l'extrême faiblesse* de la mise en solution et de l'exportation du fer dans les cuirasses prises dans leur ensemble. Ceci n'est pas en contradiction avec les redistributions à petite échelle de fer, telles qu'elles ont été maintes fois décrites dans les faits. En effet, pour rendre compte de la concentration et de l'accumulation du fer mises en évidence dans les cuirasses, on doit faire intervenir, en plus de l'accumulation relative, *des redistributions locales d'origine biologique et mécanique*. On a vu que les tubulures racinaires participent aux redistributions biologiques. Les phénomènes mécaniques comprennent le lessivage, l'éluviation, la concentration par tassement. D'autres mécanismes mis en évidence dans les chapitres antérieurs n'ont pas été évoqués ici. Il s'agit de la dissociation entre le fer et les argiles des cutanes au sein du plasma et autour des nodules, mécanismes qui échappent aux investigations géochimiques de ce chapitre. Ils mettent en jeu des micro-phénomènes physico-chimiques d'hydratation et d'oxydo-réduction différentielles, et conduisent à une concentration et à une redistribution du fer à *l'échelle millimétrique*.

5. Au total, nous devons distinguer ces redistributions à petite échelle qui aboutissent à la concentration du fer dans le plasma et les nodules des cuirasses, du phénomène global. *A l'échelle de la cuirasse elle-même, nous ne disposons ni de preuves chiffrées, ni de mécanismes plausibles pour assurer une mise en solution et une exportation du fer des cuirasses telles qu'elles apparaissent actuellement*. En effet, les oxy-hydroxydes de fer bien cristallisés, le milieu oxydant, neutre ou faiblement acide, pauvre en matière organique de ces cuirasses, *s'opposent à la mise en solution du fer, et rendent son exportation hautement improbable*.

CHAPITRE VIII

LA DÉGRADATION DES CUIRASSES FERRUGINEUSES. MÉCANISMES ET CONSÉQUENCES

INTRODUCTION

Nombreux sont les auteurs qui ont décrit des phénomènes de dégradation de cuirasses ferrugineuses en Afrique de l'Ouest (de CHETELAT, 1938 ; SCAETTA, 1938 ; ROSEVEAR, 1942 ; AUBERT, 1949 et 1963 ; WAEGEMANS, 1953 ; D'HOORE, 1954 ; FOURNIER, 1956 ; ALEXANDER *et al.*, 1956 et 1962 ; ALEXANDER, 1957 ; MAIGNIEN, 1956 et 1966 ; LAMOTTE et ROUGERIE, 1962 ; MICHEL, 1973 ; ...). Les mécanismes de dégradation y sont toujours attribués par ces auteurs à la mise à l'affleurement, à l'activité biologique et à l'action hydrodynamique. *Il s'agit, pour l'essentiel, d'une désagrégation mécanique superficielle.*

Dans des articles plus récents (LEPRUN, 1971, 1972 et 1977a), un *autre* mécanisme de nature pédologique et conduisant à la dégradation interne et basale des cuirasses ferrugineuses a été mis en évidence. Or, ce mécanisme, qui s'ajoute à la dégradation superficielle, est le moteur essentiel du décuirassement actuel d'un ensemble de régions où le cuirassement ferrugineux est encore considéré *comme un processus contemporain actif*. Il faut donc reconsidérer ce problème et étudier maintenant *l'ensemble des mécanismes de dégradation* qui provoquent le démantèlement des cuirasses.

I - RAPPEL DES FAITS

Dans les chapitres précédents, il a souvent été question des manifestations du démantèlement des cuirasses *au sein de profils verticaux*. Il est nécessaire, avant d'étudier les mécanismes de la dégradation des cuirasses, de regrouper les faits les plus importants qui se rattachent à cette dégradation.

A - LES FAITS MORPHOLOGIQUES

Dans un grand nombre de profils étudiés, la cuirasse sommitale se présente sous la forme de dalles diaclasées et de blocs. Les diaclases, verticales, ont souvent la forme d'un entonnoir à l'envers et le niveau sous cuirasse, situé au-dessus de la carapace, est alors désagrégé (Bancotiè-re de Kaya et KAY 1). Dans d'autres profils (KAY 5, NAY 1 ...), la cuirasse n'est pas diaclasée, mais acquiert dans sa masse, un feuilletage horizontal. La cuirasse se disloque alors en donnant

des écailles ; en même temps des vides sous-lamellaires apparaissent alors, liés à un saupoudrage de sables fins blancs. Les débris lamellaires disjointes présentent *le plus souvent* un pourtour brun rouille et *un centre noir*. A Thion, l'effet du démantèlement sous cuirasse est maximum. Le niveau induré est entièrement disloqué. Les nodules diminuent de taille, leur coeur est noir. On aboutit vers le bas à un niveau sableux et graveleux, dans lequel persistent quelques nodules. Ce niveau a une très forte porosité et est très fragile. Dans le profil une nette opposition se manifeste à ce niveau, entre la partie supérieure dégradée, et la partie basale constituée d'argile d'altération. Entre ces deux parties, se développent des horizons A₂ éluviaux et B illuviaux. Dans certains cas, ces horizons peuvent manquer et des blocs de cuirasse sont alors posés sur les argiles tachetées sous cuirasse (KOU 21), ou emballés dans une matrice argileuse smectitique (DEM 64).

A cette dégradation interne ou basale, s'ajoutent des transformations qui affectent le sommet de la cuirasse. Les nodules qui étaient noyés dans la matrice et coalescents, deviennent peu à peu, vers la surface, plus distincts, puis sont déchaussés et enfin libérés, pour donner des "gravillons" ferrugineux. A cette libération des nodules, correspondent une élimination de la matrice et la création de vides. La cuirasse prend, en surface, un aspect pseudo-conglomératique. Les gravillons sont particulièrement abondants, lorsque la cuirasse est enterrée (NAY 6, KND 1 et 7). *Les deux dégradations interne et superficielle aboutissent à la formation de nodules. Mais il y a création de nodules à centre noir vers le bas dans le premier cas et libération de nodules bruns ou violets ("gravillons") vers le haut dans le second.*

B - LES FAITS MICROMORPHOLOGIQUES

Dans les chapitres précédents, il a été mis en évidence dans toutes les lames minces observées, en allant du bas vers le haut des cuirasses, une succession ordonnée de micro-organisations. Les assemblages sont successivement porphyrosquelique, aggloméroplasmique puis intertextique. Cela signifie qu'au fur et à mesure que l'on se rapproche de la surface, les vides et les fissures périnodulaires augmentent, les nodules ferrugineux et les néoferranes corticaux s'épaississent, tandis que les surfaces matricielles diminuent. Lorsque la désorganisation est intense, comme à Thion, l'assemblage intertextique devient granulaire. De même, du bas vers le haut des carapaces et des cuirasses, le plasma asépique et masépique devient vosépique. Lorsque la cuirasse se fissure horizontalement, le plasma peut devenir squelsépique (NAY 1). L'ensemble de ces manifestations a été dénommé pédoturba-tion. *En général il y a continuité entre les différentes micro-organisations ; toutefois, une dégradation interne importante, conduisant à la formation d'un horizon éluvial peut détruire cette continuité. De même, en l'absence de ces horizons mais lorsque les blocs de cuirasse sont emballés dans une gangue argileuse smectitique (DEM 64), l'apparition des premiers nodules en profondeur est brutale, et ces nodules se trouvent en discontinuité par rapport au fond matriciel. Les cutanes de manganèse (manganés) des nodules de dislocation interne à centre noir sont bien visibles sous le microscope.*

En résumé, à partir de l'assemblage porphyrosquelique, c'est-à-dire continu de la cuirasse intacte, on peut assister aussi bien vers le haut que vers le bas, mais avec des modalités différentes, à la formation d'assemblages discontinus résultant de la différenciation de nodules et de l'appauvrissement du plasma.

C - LES FAITS ANALYTIQUES

Le niveau d'argile situé immédiatement au-dessous de la cuirasse ou de la carapace et les horizons cuirassés ou carapacés dégradés de certains profils peuvent présenter des caractéristiques physico-chimiques *peu courantes* : les pH sont supérieurs à 8 ; la capacité d'échange des argiles, qui sont des kaolinites, dépasse 25 méq/100 g ; les proportions de Na échangeable sont importantes et cet élément domine largement tous les autres cations basiques du complexe absorbant. C'est le cas de la bancotiène et des profils de Kaya. *Dans tous les profils*, le résidu de minéraux primaires est plus important dans la cuirasse qu'en surface et que dans les argiles tachetées et bariolées sous-jacentes. Ces minéraux primaires sont essentiellement des feldspaths, des plagioclases et des minéraux lourds facilement altérables (épidote, amphibole ...). Les feldspaths peuvent être partiellement kaolinisés tout en conservant une réserve de cations basiques difficilement extractible. Les quartz

de certaines carapaces sur roches granitiques (NAY 1) sont plus sains que ceux des argiles sous-jacentes. La dégradation des niveaux indurés a pour effet une concentration importante des minéraux lourds résistants et opaques. Dans tous les exemples observés, la dégradation des cuirasses s'accompagne d'une *concentration centripète du manganèse* dans les débris cuirassés et les nodules issus de cette destruction. Un niveau induré démantelé a *toujours* un taux de manganèse supérieur à ceux des niveaux sous-jacents, et alors que la concentration du fer domine celle du manganèse dans les cuirasses, c'est l'*inverse* qui se produit quand ces cuirasses se dégradent (cf. THN 1, chap. IV).

D - ENSEIGNEMENTS TIRÉS DU RAPPEL DES FAITS. INFLUENCE DE LA ROCHE

On peut regrouper les mécanismes précédents et leurs manifestations en trois types distincts de dégradations :

- Une *dégradation superficielle à caractère mécanique dominant* est due à l'action des racines et de la faune qui fissure et disloque la partie supérieure de la cuirasse. Le ruissellement des eaux pluviales contribue au phénomène, en déchaussant les nodules qui libérés, forment les "gravillons". Actions mécaniques et pédologiques s'associent pour former un sol à partir de la cuirasse qui fonctionne alors comme roche-mère.
- Une *dégradation interne et basale à caractères physico-chimiques dominants* se produit sous l'action des eaux de percolation et de circulation latérales et des alternances d'humectation et de dessiccation. Il y a désagrégation de la cuirasse massive en débris de plus en plus petits dont le centre est manganésifère. Cette désagrégation aboutit à l'individualisation d'un horizon A₂ sableux particulière.
- A ces deux dégradations visibles à l'oeil, et dont les manifestations morphologiques sont importantes, s'ajoutent, observés à l'intérieur des cuirasses et des blocs intacts, des mécanismes ténus, à l'échelle des observations micromorphologiques qui *deviennent et préparent les deux types de dégradation dont il vient d'être question*. Ces mécanismes comprennent la micronodulation et la nodulation par concentration plasmique, la fissuration périnodulaire, l'accroissement cortical du fer, la dissociation plasmique du fer, l'illuviation et la redistribution du plasma argileux ... Ces mécanismes sont d'ordre physico-chimique, géochimique et pédologique. Ce sont des mécanismes habituels de la *pédoplasation et de la pédoturbation* (cf. chap. II).

Si cette "pré-dégradation" à l'échelle microscopique est générale à toutes les cuirasses, bien qu'elles puissent revêtir des aspects différents dans chaque cas, *les deux autres dégradations peuvent se produire ou pas, ensemble ou pas, avec des intensités variables*. Selon la nature de la roche-mère dont est issue la cuirasse, l'une des dégradations prévaudra sur l'autre. Ainsi, dans les cuirasses sur roches basiques ou granito-gneissiques à tendance basique (Bancotière et profils de Kaya, profils KOU, HOG, du chapitre V ...), *la dégradation interne et basale, ou ses manifestations visibles*, sont absentes ou réduites. En revanche, dans les cuirasses des profils développés sur roches granitiques acides ou neutres (NAY, THN, KED, ...), cette dégradation interne trouve un terrain de choix, et s'aggrave. Dans le chapitre VI, une dégradation interne plus intense encore a été mise en évidence dans les profils à horizon Bfe carapacé sur matériau granitique acide, à grains grossiers.

Avant de passer en revue les différentes formes de dégradation observées dans les divers types de cuirasses et carapaces étudiés, et les modalités de ces dégradations, il paraît opportun de dresser un tableau d'un certain nombre de caractéristiques physico-chimiques et morphologiques des cuirasses, des roches-mères et profils cuirassés (tabl. LXXXIII).

L'ordre de classement horizontal n'est pas arbitraire mais suit, de manière plus ou moins stricte, les variations de l'indice de basicité de RITTMANN (1963), ainsi que les taux de silice et de quartz des roches. On peut ainsi grouper ces profils cuirassés en 6 familles de roches : ultrabasiques, basiques, granito-gneissiques à tendance basique, migmatitiques, granitiques, à un ou deux micas, à grain fin ou moyen, granites leucocrates à gros grain. Il convient maintenant d'analyser les dégradations de ces cuirasses et carapaces.

Tableau LXXXIII

Caractéristiques physico-chimiques et morphologiques de quelques profils cuirassés développés sur différents types de roches

| Roche - mère | Profil | Epaisseur | | Taille du grain | | Indice Rittman | Roche | | | Cuirasse | |
|--|--------------|--------------------|------------|-----------------|---------|----------------|----------------------|-------|----------|------------------------------------|-------|
| | | Cuir. + Carap. (m) | Profil (m) | Roche | Q (mm) | | SiO ₂ (%) | Q (%) | Q+Fk (%) | Fe ₂ O ₃ (%) | Q (%) |
| Roches ultrabasiq.ues | KOU 21 | 0,5 | ? | fibreuse | sans | 0,96 | 39,40 | 0 | 0 | 48 | 7 |
| | DEM 64 | 0,2 - 0,5 | 6 - 10 | moyen à fin | sans | 0,68 | 49,26 | 7 | 17 | 36 | 12 |
| Basalte roches dolérite basiques | HOG 8 | 1,5 - 2 | 2,5 | fin | sans | 0,36 | 46,6 | 6 | 34 | 57 | 4 |
| | KND 1 | 2 - 2,5 | >10 | fin | <0,2 | 0,33 | 51,7 | 16 | 26 | 30-35 | 26 |
| Roches granito-gneissiq.ues à tendance basique | Bancotièr. e | 2 | ≥20 | fin | 0,2 | - | - | - | - | ≥50 | 2 |
| | KED 5 | 1,6 | 15 - 20 | fin | 0,2 | 0,32 | 70,0 | 35 | 44 | ≥30 | 25 |
| | KAY 1 et 5 | 2 - 3 | 15 - 25 | moyen | 0,6 | 0,12 | 61,3 | 19 | 40 | ≥40 | 21 |
| Migmatites | THN 1 | 0,5 - 1 | ≥3 | grossier | 1,5 - 2 | 0,26 | 63,6 | 27 | 42 | ≥30 | 21 |
| Granites fins ou moyens à un ou deux micas | NAY 1 | 2 - 2,5 | 4 | moyen à fin | 1 | 0,11 | 71,9 | 25 | 61 | 28 | ~35 |
| | KND 7 | 1 | 6 | moyen | 1 - 1,5 | 0,03 | 73,5 | 32 | 62 | ≥20 | 34 |
| Granites leucocrates à gros grain | DIE 10 | 0,3 | 2 | T. grossier | 2 - 2,5 | 0,05 | 70,7 | 31 | 64 | 8,7 | 79 |
| | OUR 40 | ~0,5 | 1,5 | T. grossier | ≥2 | 0,08 | 69,6 | 30 | 69 | 8-12 | 75 |

II - LES MÉCANISMES DES DÉGRADATIONS DES CUIRASSES. LEURS CAUSES

Les dégradations des cuirasses développées sur chacune des familles de roche précédentes seront examinées en s'appuyant simultanément sur les données des chapitres antérieurs, les rappels ci-dessus et les éléments du tableau LXXXIII. Il ne sera donc question, ici, que des dégradations qui affectent les profils cuirassés *verticaux* les plus complets étudiés, et non le développement latéral de ces dégradations le long des toposéquences. Cette évolution latérale et ses effets seront examinés dans le chapitre IX.

A - DÉGRADATION DES CUIRASSES SUR ROCHES ULTRABASIQUES

1. CARACTÈRES ESSENTIELS

Les cuirasses étudiées, développées sur les roches ultrabasiq.ues, sont celles des profils DEM 64 et KOU 21. Ces cuirasses sont peu épaisses (quelques centimètres) et moyennement dures. Elles ne présentent que *peu ou pas de nodules*. L'épaisseur de l'altération bariolée kaolinique est faible ou nulle ; en revanche, l'altération "pistache" smectitique peut être très épaisse. L'indice de basicité est très élevé (>0,68). Le taux de fer est important, mais par rapport à la teneur dans la roche, la concentration en fer est *faible*. Il n'y a pas de quartz dans la roche et la cuirasse, ou très peu, et, dans ce cas le quartz est très fin.

2. INTERPRÉTATIONS

La dégradation mécanique superficielle est faible, car la nodulation dans la cuirasse est réduite ou absente. La dégradation interne et basale est importante, mais discrète dans ces manifestations morphologiques. En effet, en l'absence de squelette quartzeux, l'horizon éluvial caractéristique du sequum ne peut se former. Seules, la présence de quelques débris noduleux à centre noir sous la cuirasse, l'apparition brutale de ces nodules et sous le microscope la présence d'argilanes et la discontinuité de bordure des nodules par rapport au fond matriciel, indiquent une descente de la cuirasse démantelée dans les altérations sous-jacentes et *une illuviation verticale*. L'altération kaolinique peu épaisse peut avoir disparu, mélangée à l'altération smectitique. L'accumulation sur place des argiles smectitiques et kaoliniques conduit alors à la formation d'un horizon vertical situé entre 1 et 2 m. Cet horizon vertical est important dans l'individualisation du sol qui suit, dans le temps, le démantèlement de la cuirasse (chap. IX). *La dégradation interne est donc le phénomène qui domine le démantèlement des cuirasses sur les roches ultrabasiqes.*

B - DÉGRADATION DES CUIRASSES SUR ROCHES BASIQUES

1. CARACTÈRES ESSENTIELS

Deux profils cuirassés ont été étudiés dans les chapitres précédents : KND 1 sur dolérite et HOG 8 sur basalte et tufs. Le profil HOG 8 est très particulier, et peu épais, car juvénile. De très nombreux profils cuirassés développés sur des roches basiques ont été observés et étudiés, tant en Haute-Volta qu'au Sénégal et au Mali. Les cuirasses sont épaisses de plusieurs mètres, massives, et très dures. La nodulation est moyennement développée. Le profil d'altération atteint et dépasse 10 m, et l'épaisseur des argiles smectitiques est égale ou supérieure à celle des argiles bariolées kaoliniques. L'indice de basicité est assez élevé (>0,30). La teneur en fer est forte (30 à 57%), tandis que les quantités de quartz et de feldspath K sont peu élevées. Le grain de la roche est fin, les grains de quartz sont rares et petits.

2. INTERPRÉTATIONS

La dégradation superficielle qui aboutit aux "gravillons" de surface se produit, mais est peu spectaculaire. La cuirasse ne se fissure pas en blocs, ou très rarement, et les blocs sont alors de grandes dimensions et les diaclases étroites. Il n'y a pas ou que très peu de dégradation interne et basale, et peu de débris et de nodules à noyau noir. Cette résistance au démantèlement est due aux caractères *massif*, peu tubulaire, fin, dur et épais de l'ensemble cuirasse-carapace. Il n'y a donc pas de sequum d'horizon A₂ - B sous les horizons indurés, mais, au contraire une continuité entre les argiles bariolées, les argiles tachetées, la carapace et la cuirasse. *Les cuirasses développées sur les roches basiques sont celles qui se démantèlent le moins et qui opposent la plus grande résistance aux dégradations superficielles et profondes.*

C - DÉGRADATION DES CUIRASSES SUR ROCHES GRANITO-GNEISSIQUES A TENDANCE BASIQUE

1. CARACTÈRES ESSENTIELS

Les exemples décrits, la coupe de la bancotière, les profils KAY 1 et 5, auxquels on peut joindre le profil KED 5, et les nombreux autres profils observés, montrent que les ensembles cuirasse-carapace sont parmi les plus épais (2 à 3 m et plus), qu'ils sont durs et qu'ils comportent des nodules abondants qui dominent le volume matriciel. Les profils d'altération sont très épais, de l'ordre de deux à plusieurs dizaines de mètres, et les altérations kaoliniques bariolées dominent en épaisseur les altérations smectitiques basales. L'indice de basicité varie entre 0,12 et 0,32 et est intermédiaire entre celui des roches basiques et des granites. Le taux de fer est élevé (30 à 50%). Les quartz et les feldspaths K de la roche sont moyennement abondants mais leur taux diminue beaucoup dans la cuirasse. Le grain de la roche et des quartz est fin à moyen.

2. INTERPRÉTATIONS

La cuirasse se présente le plus souvent sous la forme de gros blocs diaclasés. Les diaclases sont partiellement comblées par des nodules et de la matrice disjointes. La désagrégation superficielle libère de nombreux "gravillons" à partir de la surface pseudo-conglomératique des blocs. Les gravillons les plus nombreux sont des dragées violettes qui cassées, se révèlent être des nodules violets. La libération des "gravillons" de surface est facilitée par la forte nodulation qui se développe du bas vers le haut de ces cuirasses, la réduction du ciment matriciel, l'augmentation des fissures, des tubulures et des micro-assemblages lacuneux. La dégradation interne et basale est moins spectaculaire, mais peut provoquer un tassement de produits meubles à la limite de la cuirasse et de la carapace. Il n'y a pas ou que peu de nodules à centre noir sous la cuirasse et pas de sequum A₂ - B. La filiation des ségrégations ferrugineuses aux nodules est bien visible (chap. II). Les phénomènes les plus intenses et les plus importants échappent à l'observation à l'oeil nu. En effet, la micro-morphologie montre la nodulation croissante vers le haut, la fissuration périnodulaire, la dissociation du fer et de l'argile. Une conséquence importante de ces mécanismes est l'augmentation des vides. On a vu, dans l'étude des profils de Kaya (chap. III), que l'eau s'infiltra rapidement dans la cuirasse et la carapace, et atteint le sommet des argiles bariolées. En circulant entre les nodules des niveaux indurés, l'eau a accès aux plages de matrice à structure conservée et les traverse. Les minéraux altérables encore présents de ces plages, qui sont de fine taille et peut-être, en partie, détériorés par le long séjour dans la gangue ferrugineuse, vont pouvoir s'altérer et lâcher en premier, *comme dans toute altération*, leurs cations basiques. Trois cas peuvent se présenter.

a) Le premier cas, le plus fréquemment rencontré dans les régions étudiées, est celui des buttes cuirassées des zones sahéliennes et sahélo-soudaniennes, dont le bassin versant qui est très court, comme à Kaya, ne reçoit que les faibles précipitations actuelles. On a vu dans le chapitre I, que cette eau était juste suffisante pour humecter le profil, mais qu'il n'y avait pas *d'écoulement profond, ni d'émergence*. L'eau chargée de cations et en particulier de Na, atteint la partie supérieure des argiles bariolées et s'y trouve freinée par la diminution de la porosité. L'accumulation du sodium, sa fixation sur les argiles, son effet dispersant qui diminue encore la perméabilité, empêche l'évacuation des solutions et provoque leur concentration par évapo-transpiration. Tout ceci explique les pH inattendus qui peuvent atteindre des valeurs de 10, les teneurs élevées en cations et spécialement en sodium et même, comme à Kaya, l'apparition de la calcite.

b) Le second cas, moins fréquent, est celui des bassins versants cuirassés étendus (plusieurs kilomètres) de zones sahéliennes et des grandes buttes témoins cuirassées des zones soudaniennes. *Ici, un écoulement temporaire se produit sous la cuirasse* pendant les premiers mois de la saison sèche et donne naissance à de petites sources situées dans la partie supérieure des argiles bariolées. Ces suintements sont repérables même après leur tarissement, par les auréoles d'arbustes verts qui entourent la base de la cuesta cuirassée. Les taux de sodium de ces eaux fluctuent fréquemment entre 10 et 30 mg/l en Haute-Volta orientale et au Sénégal centre-Est. A Koumbri, au N de la Haute-Volta (cf. chap. VI, fig. 33, Pl. VIII, 1), une analyse de l'écoulement sous cuirasse fournit la composition suivante (tabl. LXXXIV).

Ce deuxième cas montre l'accumulation préférentielle du sodium dans les niveaux argileux sous cuirasse, même s'il existe un écoulement temporaire à la saison humide.

Tableau LXXXIV

Composition chimique des eaux de la source de Koumbri (Haute-Volta)

| pH | Ca _• | Mg _• | Na _• | K _• | SiO ₂ _• | Cl _• | SO ₄ _• | Fe _{••} |
|-----|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|-------------------------------|-----------------|------------------------------|------------------|
| 6,1 | < 1 | 0,70 | 12,8 | 0,55 | 36,25 | 3,0 | 3,3 | < 10 |

• mg/l •• µg/l

c) Le troisième cas est celui des zones sud-soudaniennes où la pluviosité augmente, et avec elle l'écoulement. Ainsi à Kédougou, au Sud du Sénégal, les eaux qui circulent sous les cuirasses des roches granito-gneissiques n'ont pas plus de Na que de Ca, ou de Mg, les teneurs de ces cations sont faibles, et les pH plus bas. *Diluées dans des écoulements plus abondants les teneurs en cations basiques restent faibles, sans constituer de réserves sous les cuirasses.*

3. CONCLUSIONS

Les cuirasses développées sur les roches granito-gneissiques à tendance basique accusent une dégradation superficielle accentuée, mais une dégradation interne et basale plus réduite. Ces cuirasses présentent surtout des mécanismes de dissociation prononcée des assemblages micro-morphologiques qui facilitent le passage de l'eau et l'altération des minéraux altérables des lithoreliques, et en particulier des plagioclases sodiques. Cette altération tardive des feldspaths est démontrée par ces teneurs "anormales" en sodium et les valeurs inattendues du pH sous les cuirasses, en même temps qu'elles en fournissent l'explication. Ceci est une pièce importante du raisonnement qui montre la reprise de l'altération dans les cuirasses en voie de dégradation, altération d'un tout autre type que celle qui leur a donné naissance.

D - DÉGRADATION DES CUIRASSES SUR ROCHES MIGMATITIQUES

1. CARACTÈRES ESSENTIELS

Deux profils ont été traités dans le chapitre IV. Il s'agit de THN 1 et 1b. Un autre a été décrit, celui de GON 5, dans le même chapitre. La migmatite du profil THN 1 présente des caractéristiques particulières (tabl. XXXIX). La cuirasse et la carapace sont peu épaisses (1 m en tout), à faciès massif peu nodulaire, à dureté moyenne. Le profil d'altération est peu épais, il n'y a pas ou que peu d'argiles tachetées kaoliniques, mais l'horizon smectitique profond peut être épais. L'indice de basicité est assez élevé (0,26). La teneur en fer de la cuirasse (30%) et la teneur en quartz de la cuirasse et de la roche sont moyennes, ces quartz sont grossiers (1,5 à 2 mm).

2. INTERPRÉTATIONS

La dégradation superficielle est peu intense et libère quelques nodules. La cuirasse est largement diaclasée en blocs métriques. Ces diaclases rejoignent, sous les blocs cuirassés, les horizons de dégradation interne accentuée, qui désorganisent les assemblages, créent des vides lacuneux, des débris puis des nodules à centre noir et réduisent ces nodules. Le démantèlement s'aggrave vers le bas et donne naissance à des horizons sableux dans lesquels se concentrent les minéraux lourds. On aboutit ainsi à une véritable fonte sur place de la cuirasse (et de la carapace) et à la création d'horizons nouveaux. On a vu que les minéraux altérables des lithoreliques sont plus nombreux dans la cuirasse que dans les horizons démantelés. On sait que les teneurs en bases échangeables, peu élevées, décroissent vers le bas avec l'accentuation du démantèlement. Il y a donc altération des lithoreliques par les eaux qui circulent et effondrement des structures. Les cations basiques libérés sont entraînés le long des horizons A_2 . Les pH sont, de ce fait, faiblement acides (autour de 6). L'argile, dissociée du squelette sableux, migre et s'accumule sous forme d'argilanes dans le B illuvial sous-jacent. *En résumé, le phénomène de dégradation interne, très agressif dans ce type de cuirasse à squelette quartzique grossier détermine une destruction et une transformation des niveaux en un matériau sableux meuble.* Le rôle de la taille du squelette doit être important, puisqu'à Gonsé (chap. IV), sur une migmatite à grain plus fin, on ne constate pas ce démantèlement.

E - DÉGRADATION DES CUIRASSES SUR ROCHES GRANITIKES A UN OU DEUX MICAS, A GRAIN FIN OU MOYEN

1. CARACTÈRES ESSENTIELS

Plusieurs profils cuirassés peuvent être pris en exemple. Il s'agit des profils NAY 1 et 6 (chap. IV) et KND 7 (chap. V). La cuirasse et la carapace ont une épaisseur moyenne de 1 à 2 m. Le faciès est massif, à nodules peu distincts à l'oeil. Les cuirasses sont dures, et même très dures. L'épaisseur des profils est inférieure à 10 m. L'altération smectitique basale est réduite ou absente, les argiles tachetées kaoliniques sont bien développées. Les indices de basicité sont faibles (<0,12). Le taux de fer des cuirasses varie entre 20 et 30%. Le grain de la roche est fin à

moyen, les quartz de taille moyenne (1 mm) sont assez abondants dans la roche (25-30%), mais plus nombreux encore dans la cuirasse.

2. INTERPRÉTATIONS

La dégradation de surface est faible quand la cuirasse affleure, mais les gravillons épars augmentent quand la cuirasse est recouverte (NAY 6, KND 7). On peut attribuer ce démantèlement de surface au passage préférentiel de l'eau d'infiltration à travers les sols sableux de recouvrement, et à la circulation de cette eau au-dessus du niveau d'arrêt que constitue la cuirasse enterrée. En effet, la cuirasse est massive, continue, à très rares diaclases verticales quand elle n'en est pas totalement dépourvue. La dégradation interne se manifeste par la formation de fissures horizontales à vides sous-lamellaires et saupoudrage de sables fins blancs. Il y a éluviation des éléments fins. Le phénomène le plus important est d'ordre micro-morphologique. Il regroupe tous les mécanismes qui, dès la base des argiles tachetées et vers le haut, conduisent à la dissociation et à la recombinaison des organisations, des masses nodulaires et des plasmas argilo-ferrugineux. On assiste à des mécanismes de pédoplasation et de pédoturbation successifs (cf. § I. C 3, chap. IV). Cette sorte de "piétinement" sur place de la cuirasse peut permettre d'expliquer l'augmentation des teneurs en quartz par rapport à la roche. *Les cuirasses développées sur les granites à un ou deux micas et dont le grain est fin à moyen présentent des dégradations superficielles et internes modérées, mais des manifestations micromorphologiques de pédoplasation et de pédoturbation c'est-à-dire de "pré-dégradations" importantes.*

F - DÉGRADATION DES HORIZONS Bfe CARAPACÉS SUR ROCHES GRANITIQUES LEUCOCRATES A TRÈS GROS GRAIN

1. CARACTÈRES ESSENTIELS

Le profil DIE 10 et les profils d'Oursi (chap. VI) sont pris comme exemples. La carapace se présente sous la forme d'une trame ou d'îlots indurés. Elle est rarement continue, et a une extension spatiale réduite. Cette carapace est peu indurée, et a une épaisseur faible (quelques décimètres). L'ensemble du profil ne dépasse pas 3 m d'épaisseur. L'indice de basicité est très faible (0,05 à 0,08). La teneur en fer de la carapace est faible et tourne autour de 10%. Les teneurs en quartz et en feldspath K de la roche et de la carapace sont élevées, et il y a 2,5 fois plus de quartz dans la carapace que dans la roche. Le grain très grossier (2 à 5 mm et plus) est dû aux gros cristaux de quartz et de microcline.

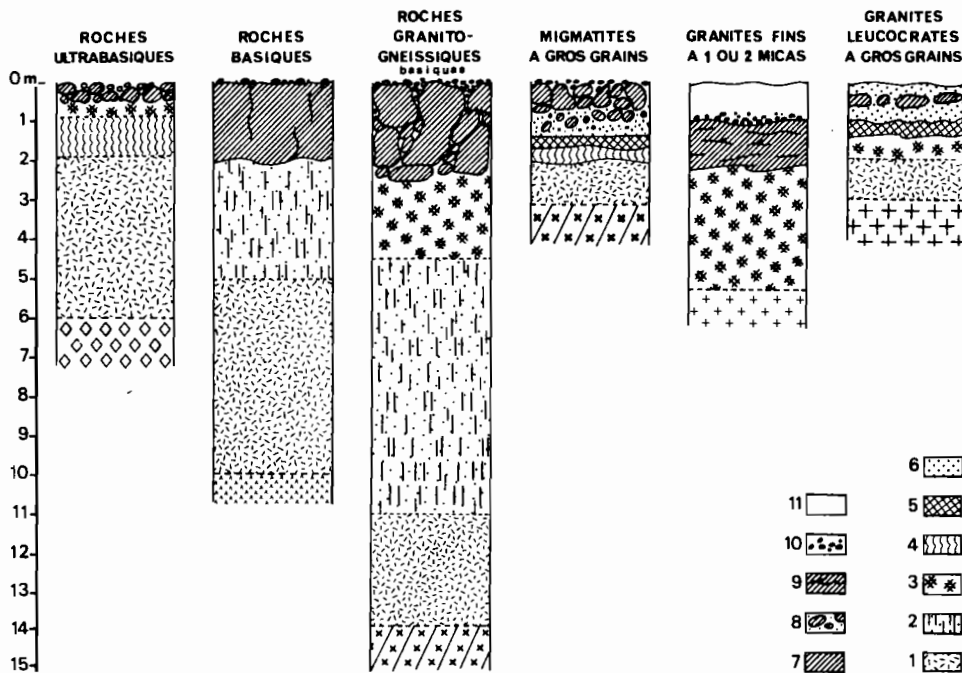
2. INTERPRÉTATIONS

Des interprétations ont été avancées au cours de l'étude de la toposéquence de Diébiga (chap. VI). L'absence de nodulation, la faible induration, l'accumulation très réduite du fer et le grain grossier du matériau favorisent le passage latéral de l'eau par l'intermédiaire de deux horizons A₂, l'un sommital, l'autre basal, puis par leur réunion. *La désagrégation physique domine l'altération*². La trame carapacée qui résulte de cette désagrégation par éluviation est constituée de zones décolorées lessivées et d'îlots indurés, à quartz et minéraux altérables abondants. Ce phénomène de dégradation interne est particulier. Alors que jusqu'à présent, les mécanismes des dégradations internes étudiées intervenaient après l'induration, ici, la dégradation est précoce et se produit avant que l'induration n'ait lieu et que l'altération ne soit avancée. *Dégradation et induration sont synchrones et interdépendantes*. L'agressivité de la dégradation est telle, qu'elle aboutit le plus souvent à la destruction totale de la trame carapacée, lorsque celle-ci est enterrée. Il ne subsiste alors que des îlots arenacés rougis. Ainsi, *c'est dans les granites leucocrates à grain grossier que les dégradations internes sont les plus spectaculaires.*

G - CONCLUSIONS

On peut donc avancer, que l'influence du type de roche-mère, par les caractères physiques, minéralogiques et géochimiques qu'il imprime et lègue au cuirassement et au carapacement, est prépondérante sur la nature et l'intensité de la dégradation qui affecte, ou peut affecter ces indu-

rations ferrugineuses. L'absence, l'abondance et le grain des quartz semblent jouer un rôle majeur dans le processus de dégradation interne. On a pu, en effet, constater une dégradation analogue et intense sur les migmatites de Thion (profils THN 1 et 1b) et sur les granites de Diébiga et d'Oursi (chap. VI), roches qui, bien que de composition chimique différente, ont en commun des quartz grossiers. La figure 44 illustre l'influence de la roche-mère sur les profils cuirassés et la dégradation des cuirasses.



| | | | | | | | |
|------------------------------|---------------|------------------|--------------|------------|-----------------------------------|--------------------------|--------------------------|
| NODULATION | sans | | moyenne | abondante | moyenne | faible | sans |
| DURETÉ | faible | | forte | forte | moyenne | moy. à forte | faible |
| DÉGRADATION | superficielle | faible | | forte | faible | variable | faible |
| | interne | importantes mais | faible | moyennes à | importantes | moyennes | forte |
| | basale | peu visibles | | faibles | | | très import. |
| ÉCOULEMENT LATÉRAL | faible | | faible | moyen | fort | moyen | très fort |
| pH SOUS CUIRASSE ET CARAPACE | neutre | | très alcalin | alcalin | neutre à faibl ^t acide | faibl ^t acide | faibl ^t acide |
| DIACLASES | sans | | faibles | abondantes | abondantes | horizontales | — |

Fig. 44 - Relations entre le type de profil cuirassé, la dégradation des cuirasses et la roche-mère.

1. Altération "pistache". - 2. Argiles bariolées. - 3. Argiles tachetées. - 4. Horizon vertique. - 5. Horizon illuvial. - 6. Horizon éluvial. - 7. Cuirasse. - 8. Cuirasse démantelée. - 9. Cuirasse fissurée horizontalement. - 10. Nodules de surface. - 11. sol de recouvrement.

III - CONSÉQUENCES DES DÉGRADATIONS DES CUIRASSES ET CARAPACES

A - FORMATION DE SOLS NOUVEAUX

Que la dégradation ne concerne plus spécialement que la surface, mais qu'elle agisse plutôt sur les parties internes, médianes ou basales des indurations, le démantèlement qui en résulte, s'il est suffisamment accusé, engendre des horizons et des sols nouveaux. Ces sols ont alors pour roche-mère, soit la cuirasse ou la carapace dégradée, soit la partie supérieure des argiles tachetées ou bariolées sous-jacentes. Il s'agit alors d'une véritable altération secondaire qui attaque les minéraux primaires relictuels, et redistribue les minéraux non altérés (le quartz) et les minéraux néoformés (argiles et oxyhydroxydes de fer). Suivant la nature de la roche-mère initiale, l'allure du modelé et l'intensité du démantèlement, ces sols se répartiront de manière ordonnée suivant des chaînes de sols ou catenas. Le chapitre suivant traitera du développement de ces sols et de leur répartition séquentielle.

B - "DESCENTE" DE LA CUIRASSE ET DE LA TOPOGRAPHIE CUIRASSÉE

Dans tous les cas où la dégradation interne et basale est importante, la destruction des horizons indurés inférieurs et d'une partie ou de la totalité du niveau d'argiles kaoliniques sous-jacents, lorsque celui-ci est peu épais, conduit à un *abaissement* de la topographie. C'est le cas des carapaces situées au-dessus des granites leucocrates à gros grain, pour lesquelles la dégradation bute sur les horizons illuviaux qu'elle a, elle-même, mis en place. C'est aussi le cas des cuirasses situées au-dessus des roches ultrabasiqes, pour lesquelles la dégradation aboutit à une disparition des argiles bariolées kaoliniques et à l'enfoncement des blocs de cuirasse dans les argiles smectitiques pistache. Cet enfoncement se produit également, mais de manière moins spectaculaire, dans le cas des cuirasses développées sur les roches basiques ou granito-gneissiques. Le grignotage de la base des horizons indurés et de la partie supérieure des argiles tachetées, provoque la pénétration des produits de dégradation des horizons supérieurs dans les horizons sous-jacents. On a alors un *télescopage et un mélange* des nodules ferrugineux de démantèlement et des nodules plus ou moins bien individualisés des argiles tachetées, *qui rendent difficile leur distinction*. Le soutirage dû à la dégradation interne et à l'écoulement latéral de l'eau sous les cuirasses peut localement s'aggraver. Il se produit une suffosion intense et la création de véritables cavernes ou "aven". Ces cavités peuvent stocker l'eau qui, soustrait à l'évaporation, persiste durant une partie de la saison sèche et est utilisée par le bétail. De nombreux auteurs ont décrit de telles formes, en Guinée notamment (de CHETELAT, 1938...). En régions plus sèches de la Haute-Volta et du Mali, les cuirasses peuvent s'effondrer au-dessus des excavations. Il en résulte des cuvettes à bords cuirassés, dont le diamètre peut atteindre plusieurs dizaines de mètres. Les géologues ont dénommé "cratères" ces zones déprimées sans pouvoir les expliquer (PALAUSI, 1958 ; REICHEL, 1972).

C - FAUCHAGE DES FILONS DE QUARTZ ET MISE EN PLACE DE "STONE-LINES"

Le fauchage des filons de quartz est une conséquence directe de la "descente" de la cuirasse. Les filons de quartz, de pegmatite quartzo-feldspathique et d'aplite, sont extrêmement fréquents dans les roches du socle granito-gneissique. Leur taille et leur disposition spatiale sont diverses. Certains sont minces, à flancs parallèles, avec une épaisseur de l'ordre du centimètre. D'autres ont une épaisseur variable, mais garnissent des faces structurales de la roche encaissante. D'autres enfin, sont amygdalaires et de grande taille (Pl. X). Ces filons peuvent recouper le profil cuirassé horizontalement (bancotière de Kaya, fig. 9 toposéquence de THN II, chap. IX), verticalement (Pl. VIII, 2) ou le plus souvent obliquement (cf. profils THN 1, DIE 4 ...). Lorsque le niveau induré, traversé par le filon, se démantèle, perd de la matière et se tasse, le filon se disloque, s'infléchit et se retrouve *plaqué horizontalement sur le niveau argileux sous-jacent*. Plusieurs cas s'observent : le

filon peut, par exemple, être orienté obliquement dans le sens de la pente, il se fauche alors vers l'aval. Le filon peut être orienté obliquement à contre pente, il se fauche alors vers l'amont. Ce cas n'est pas rare et permet alors de renforcer l'interprétation d'un tassement sur place aux dépens du "creeping" qui, obligatoirement, dirigerait le filon vers l'aval. Un dernier cas est celui du filon vertical qui se tasse en un amas en forme de chapeau de champignon, au-dessus du filon en place. En général, les débris quartzeux du filon et ferrugineux de la cuirasse sont mélangés, mais il arrive, lorsque les argiles sous cuirasse sont atteintes par la dégradation, que les nodules ferrugineux soient placés au-dessus du filon fragmenté. Les gros quartz du filon fragmenté présentent le plus souvent un aspect brun patiné, une surface picotée à inclusions ferrugineuses, des arêtes très émoussées et des coins arrondis. Cette "usure" chimique faite sur place prend l'aspect trompeur d'une usure mécanique par transport (BOYÉ, 1960), lorsque la continuité avec le filon en place est rompue. *La concentration des quartz filoniens et des débris et nodules ferrugineux le long de la pente permet la constitution de "nappes de gravats" ou "stone-lines" quasi continues* (Thion, Pl. VIII, 3).

Cette interprétation de la mise en place *in situ*, de certaines "stone-lines" africaines, s'ajoute aux nombreuses autres interprétations déjà avancées. Parmi celles-ci, il faut citer les théories dites "allochtonistes" de BOURGEAT et PETIT (1966) à Madagascar, de MARCHESSEAU (1965) au Gabon de VINCENT (1965) au Congo et au Gabon ; l'hypothèse dite de "retournement" par recul des versants de SEGALEN (1967) et la théorie de la migration verticale d'éléments grossiers de LAPORTE (1962). Deux pédologues ont fait appel à des processus d'éluviation et de concentration sur place pour expliquer les sols à horizon caillouteux. Il s'agit de HUMBEL (1968) au Nord-Cameroun et de COLLINET (1969) au Gabon.

D - CONCENTRATION DES MINÉRAUX LOURDS. CAS DE L'OR

Dans les horizons démantelés de Thion, dans les horizons fissurés et éluviaux de Nayouri et dans le B carapacé de Diébiga, une concentration de minéraux lourds a été mise en évidence. La forte proportion de minéraux opaques ferrifères et titanifères indique que cette fraction lourde provient de la destruction des niveaux indurés. Les minéraux transparents sont surtout formés de zircon, minéral résistant à l'altération. Les concentrations peuvent être de plusieurs dizaines de fois celles obtenues dans la cuirasse. La concentration s'opère par deux mécanismes. *D'abord, par une accumulation relative* de la fraction lourde la moins soluble héritée de la roche ou néoformée dans la cuirasse, par départ des éléments solubles. Ensuite, par *l'enlèvement mécanique de la gangue argileuse* par les eaux de circulation latérale. Cette concentration naturelle est comparable à celle pratiquée dans l'industrie minière ("deschlammage") et dans la batée des chercheurs d'or. L'exemple de l'or est démonstratif et intéressant. Les pays soudaniens qui composaient l'empire médiéval du Ghana, recèlent un grand nombre d'exploitations artisanales d'or anciennes et abandonnées, qui ont été à l'origine de la prospérité de cet empire, et d'exploitations récentes et actuelles. De nombreux puits, tranchées et galeries d'orpaillage ont été étudiés en Haute-Volta (Dossi, coord. 11° 30'30"N - 3°24'40"E ; Tankiedougou, 11°07'30"N - 3°26'11"E ... fig. 2) et au Sénégal oriental le long de la Falémé (LEPRUN et PION, inédit). Le métal est recherché par les orpailleurs de manière empirique mais constante, *dans les niveaux graveleux et sableux sous cuirasse*. L'accumulation de l'or dans ce niveau provient d'une part de la concentration de la minéralisation diffuse dans la cuirasse, puis dans ses produits de démantèlement, et d'autre part de la concentration de l'or des filons quartzeux fauchés et disloqués, où se localisent préférentiellement les pépites. Ainsi, ces sequums d'horizons A₂ -B sous les cuirasses sont de véritables gîtes minéraux, qui seraient à classer dans les gîtes de concentration résiduelle ou éluviale selon les termes de ROUTHIER (1963). L'or de ces gîtes est le plus souvent lié au fer, et en particulier à la goethite (LESURE, 1971). C'est "l'or rouillé" de LACROIX (1918) et l'or de "deuxième génération" de MACHAIRAS (1963). Ces gîtes éluviaux africains ont été admirablement étudiés et décrits dès le début du siècle par LEVAT (1898), CHAUTARD et LEMOINE (1908) et LACROIX (1918). Ils sont malheureusement tombés dans l'oubli depuis. D'ailleurs, de nombreux minéraux pratiquement inaltérables peuvent se concentrer de la même manière dans les éluvions et parmi les plus intéressants du point de vue minier, il faut citer le platine, la cassitérite, le zircon, le diamant ... *Les mécanismes de destruction des cuirasses créent des concentrations minéralogiques résiduelles qui peuvent s'avérer économiquement intéressantes lorsqu'il s'agit de métaux nobles ou de pierres précieuses.*

E - CONCENTRATION DU MANGANÈSE

L'étude des profils cuirassés sur différentes roches des chapitres précédents a mis en évidence une accumulation très fréquente du manganèse associé au fer au sein des cuirasses et carapaces ferrugineuses. Dans la plupart des exemples de dégradation interne de cuirasse, il a été noté que, dans les débris noduleux et les nodules qui proviennent de cette dégradation, le manganèse présentait une différenciation centripète. Les analyses chimiques indiquent un net accroissement du Mn au sein de ces niveaux. L'exemple le plus probant est celui du profil THN 1, pour lequel l'horizon de cuirasse dégradée accumule 15 fois le taux de MnO de la roche et 5 fois celui de la cuirasse sus-jacente. Lorsque la teneur en Mn de la roche est élevée, ces horizons indurés démantelés peuvent contenir des taux de MnO d'une dizaine de pour-cent. C'est le cas dans certains puits de la toposéquence de DEM (DEM 59 et 61, Pl. XII et paragraphe 8G, chap. IX). Cette concentration est semblable à celle du minéral de démantèlement" des gisements manganésifères de Côte-d'Ivoire (CHOUTEAU, 1962, *in* GRANDIN, 1973).

F - CAS DES TERRES DE "CURES SALÉES"

Les "cures salées" sont des excavations artisanales dont on retire la terre pour la faire ingérer au bétail qui, deux fois par an, manifeste des besoins géophagiques impétueux. La satisfaction de ces besoins se traduit par une transhumance traditionnelle des éleveurs de la zone saharo-sahélienne de l'Afrique de l'Ouest et du Mali en particulier. La plupart des zones de cures du Gourma malien ont été étudiées (LEPRUN, 1976b et 1978a). Celles-ci se situent toutes sur des cuirasses démantelées de points hauts du modelé, au sommet d'altérations kaoliniques de schistes argileux à intercalations dolomitiques ou calcaires des formations du "Groupe d'Ydouban" (REICHELT, 1972). L'altération est différentielle et suit la schistosité. Alors que les bancs schisteux sont très altérés, les passées dolomitiques ou calcaires présentent des efflorescences de cristaux, qui, aux rayons X donnent les réflexions du gypse et de la calcite. L'interprétation est la suivante. L'altération kaolinique qui a affecté les passées schisteuses et éliminé la quasi-totalité des cations basiques de ces passées, n'a pu, en revanche, évacuer entièrement ces cations basiques des intercalations calcaro-magnésiennes. La destruction des niveaux cuirassés supérieurs donnent alors aux eaux pluviales l'accès à ces intercalations et permet leur altération. La faible pluviosité du climat sub-aride n'assure pas l'exportation des cations basiques libérés. D'autre part, l'évaporation intense (>2m/jour) les remonte en surface, avec cristallisation de gypse et de calcite. En définitive, ces mécanismes se ramènent à l'altération des lithoreliques, déjà mise en évidence dans l'étude de la bancotière de Kaya. Ici, les lithoreliques sont les intercalations calcaro-dolomitiques.

CONCLUSION

Ce chapitre VIII traite de la dégradation des cuirasses ferrugineuses, étudiées au sein de profils verticaux et non le long de toposéquences. Les mécanismes de dégradation des cuirasses et carapaces peuvent être regroupés en trois grandes catégories. Les deux premières sont visibles à l'échelle macroscopique, et aboutissent à des transformations spectaculaires. Il s'agit des dégradations pédologiques de surface d'ordre essentiellement mécanique qui libèrent les nodules sous la forme de "gravillons" et de "dragées" violettes, et des dégradations internes et basales, d'ordre essentiellement physico-chimique, qui conduisent au démantèlement et à la fonte des niveaux indurés. Cette dégradation passe par des nodules et peut aboutir à un horizon A₂ sableux et particulaire. La troisième catégorie de dégradation n'est observable qu'à l'échelle microscopique. Elle est d'ordre physico-chimique, géochimique et pédologique, et agit par l'intermédiaire de la pédoplasation et de la pédoturbation. Elle constitue comme on l'a mis en évidence dans le chapitre II et pour chacune des cuirasses étudiées, le processus de différenciation générale des cuirasses du bas vers le haut.

Elle fait intervenir la concentration plasmique, la fissuration et l'enrichissement en fer périnolulaires. Il s'agit donc d'un *processus à double effet* : effet d'évolution et d'enrichissement des cuirasses d'une part, c'est-à-dire *constructif*, et effet de "pré-dégradation" c'est-à-dire *potentiellement destructif* d'autre part, si les conditions hydrodynamiques ou stationnelles s'y prêtent ou s'aggravent. Ces catégories de dégradation n'affectent pas au hasard les cuirasses, mais *dépendent étroitement du type de roche-mère* qui leur a donné naissance et donc des caractères hérités. Les caractères les plus importants semblent être l'appartenance aux diverses grandes familles de roches-mères, mais aussi pour les roches quartzieuses la taille et l'abondance des quartz. On a ainsi été amené à étudier les mécanismes de dégradation des cuirasses suivant les grands groupes de leurs roches-mères.

- Les cuirasses issues des roches ultrabasiques présentent une dégradation interne très importante qui aboutit à la dislocation de la cuirasse peu épaisse et à la constitution d'horizons verticaux sous-jacents, dans lesquels l'argile est en partie illuviée et provient des horizons indurés détruits. Il n'y a pas d'horizon A_2 , car il n'y a pas de quartz dans la roche et la cuirasse.

- Les cuirasses issues des roches basiques se dégradent peu. Elles sont épaisses, nodulaires et leur différenciation verticale est continue.

- Sur les roches granito-gneissiques à tendance basique, seules les dégradations de surface sont importantes mais la "pré-dégradation" micromorphologique laisse pressentir des risques de dégradation interne importants en position topographique privilégiée, dégradation qui sera présentée dans le chapitre suivant.

- Les roches migmatitiques à grain grossier et les granites leucocrates à gros grain accusent une dégradation interne et basale spectaculaire de leurs cuirasses et carapaces. Celles-ci se réduisent alors en un horizon entièrement lessivé sableux.

- Enfin, les cuirasses développées à partir des granites micacés à grain fin ou moyen se dégradent modérément en surface mais présentent des micro-organisations de "pré-dégradation" importantes.

Les enseignements principaux que l'on peut tirer de cette étude des phénomènes de dégradation des cuirasses sont multiples. Citons-en deux plus spécialement.

1) En premier lieu se dégage le rôle très important de la roche-mère. Il est vrai que son influence peut parfois s'estomper, puisque, dans certains cas, ce cuirassement arrive à modifier l'héritage de la roche mère. Ainsi, à Kaya, les quartz hérités de la roche-mère sont dissous ou épigénisés dans la cuirasse, si bien que celle-ci ne se comportera plus comme une cuirasse développée sur une roche cristalline quartzieuse. Mais, dans l'ensemble, nous avons vu que *les mécanismes de dégradation sont liés à la famille pétrographique des roches-mères et à la granulométrie de ses cristaux et, s'il y a lieu, des quartz*.

2) En deuxième lieu, ce phénomène de dégradation externe, interne et basal dans les cuirasses, conditionne et souvent *détermine toute une série de conséquences*. De nouveaux sols sont créés. le *modèle* est modifié et souvent rectifié en surface. Les horizons lessivés internes *concentrent des minéraux lourds* et parfois des minéraux ou métaux utiles ou précieux. Certaines "stone-lines" y trouvent leur origine. *En conclusion, il est nécessaire aujourd'hui de tenir le plus grand compte des mécanismes de dégradation des cuirasses si l'on veut élucider nombre de phénomènes qui affectent la couverture pédologique des régions sèches de l'Afrique de l'Ouest.*

CHAPITRE IX

ÉTUDE PAR TOPOSÉQUENCES DES VERSANTS CUIRASSÉS. LES DIFFÉRENTS HORIZONS ET LES SOLS QUI EN DÉRIVENT

INTRODUCTION

Dans les chapitres précédents, l'étude des cuirasses et des altérations a été réalisée grâce à l'analyse de profils verticaux complets, c'est-à-dire développés depuis la roche saine jusqu'aux horizons indurés sommitaux, le plus souvent à raison de deux profils par demi-interfluve, sur la même roche. Cette étude a montré les fortes analogies existant entre ces deux profils. Ces profils s'intègrent dans des chaînes de plusieurs puits pour constituer des toposéquences. Ainsi, l'étude de nombreux puits par toposéquence autorise à dresser une coupe synthétique du demi-interfluve et permet de représenter la répartition latérale des horizons et leurs variations. Le moment est donc venu de présenter maintenant ces toposéquences. Sur plus de vingt toposéquences étudiées, dix seulement seront examinées ici. Elles ont été choisies en raison de leur représentativité, pour satisfaire à la gamme des roches-mères cristallines, et parce qu'elles comprennent les différents profils verticaux étudiés dans les chapitres précédents. La surface topographique de toutes les toposéquences a été tracée avec l'aide d'un niveau à bulle, excepté à Koussane, où le clisimètre a été utilisé. Le schéma de ces toposéquences se trouve sous forme de planches à la fin du mémoire.

I - LES PRINCIPALES TOPOSÉQUENCES. LEURS TRAITES ESSENTIELS

Les figures 2 et 3 fournissent la localisation géographique des toposéquences. Le rappel des conditions du milieu et les descriptions des séquences seront volontairement succincts. L'examen attentif des coupes permet, en effet, de compléter les observations. Les toposéquences seront traitées dans l'ordre des chapitres antérieurs, ordre dans lequel les profils ont été étudiés.

A - TOPOSÉQUENCE DE KAYA

a) Présentation et milieu

Deux profils cuirassés, KAY 1 et KAY 5, ont été étudiés au cours du chapitre III. Située en Haute-Volta centrale, sous 700 mm de pluviosité annuelle et sur granodiorite, la toposéquence, longue de 400 m, inclut une butte cuirassée escarpée et un versant court, et compte 7 puits. La pente moyenne est d'environ 5 % ce qui est beaucoup pour ces régions (Pl. IX).

b) Caractères essentiels

Du bas vers le haut de tous les profils, la succession des horizons est la suivante : arène et altération "pistache" réunies, argiles bariolées, argiles tachetées, carapace, cuirasse. Ces deux derniers niveaux peuvent manquer et être remplacés par un horizon gravillonnaire. Les altérations sont épaisses et la roche saine est atteinte entre 15 et 25 m de profondeur. Le niveau d'altération "pistache" est continu, mais s'épaissit sous la butte et vers l'aval. Ces variations lui donnent une forme déprimée en cuvette à l'aplomb de la zone de raccordement de la butte et du versant (knick). Les fluctuations d'épaisseur des niveaux sus-jacents miment grossièrement celles de l'altération "pistache" et la forme déprimée persiste ainsi jusque vers le haut. Elle affecte alors le sommet des argiles tachetées, prend l'allure d'une gouttière qui entoure la butte et est comblée par une formation sableuse que les caractères granulométriques et morphoscopiques rattachent aux couvertures éoliennes septentrionales de ces zones (BOULET, 1968 ; BOULET et LEPRUN, 1970 ...). L'ensemble cuirasse-carapace ferrugineuses a une extension latérale *discontinue*. Il se localise en deux positions, à l'amont au sommet de la butte, et vers l'aval au tiers inférieur de pente. Il manque donc au niveau du knick, s'amenuise et disparaît à proximité de l'axe de drainage. La surface du témoin cuirassé aval est rectifiée par la surface topographique. L'aplanissement du versant est dû à cette rectification et au comblement des irrégularités de la topographie des profils cuirassés par les formations superficielles détritiques. *En résumé, la coupe schématique de la toposéquence de Kaya révèle la disposition générale grossièrement parallèle des horizons, leur forme déprimée sous le knick, la discontinuité des niveaux indurés sommitaux et l'incision insignifiante de l'axe de drainage qui se trouve ainsi perché bien au-dessus du front d'altération de la roche.*

c) *La succession des sols est la suivante. Le manteau sableux de la zone de raccord porte des sols du type ferrugineux tropicaux peu lessivés profonds. En dessous, le matériau argileux et noduleux du sommet des argiles tachetées déprimé en "gouttière", développe des sols à faciès solonchastique constitués d'un horizon supérieur prismatique à sommet arrondi en colonnette, très compact et riche en sodium échangeable, suivi d'un horizon polyédrique moins compact à taches et pseudomycellium calcaire. La fosse 4 b présente la morphologie d'un sol peu différencié gravillonnaire à faciès ferrugineux. La cuirasse qui affleure en 5, se présente comme un lithosol. Les fosses 6 et 7 recourent des sols hydromorphes à pseudo-gley qui reposent sur la cuirasse en partie démantelée. Comme on le voit, les sols de cette toposéquence se développent soit sur des matériaux détritiques d'apport ou/et de démantèlement de cuirasse, soit sur la partie supérieure des altérations sous cuirasse quand la cuirasse est absente ou détruite. Ces matériaux résiduels qui donnent naissance aux sols possèdent un patrimoine d'altération acquis d'une histoire antérieure.*

B - TOPOSÉQUENCE DE NAYOURI

a) Présentation et milieu

Deux profils de la toposéquence de Nayouri ont été étudiés dans le chapitre IV. Il s'agit de NAY 1 et NAY 6. Cette toposéquence est localisée en Haute-Volta, au N de Fada-N'Gourma, sous 900 m de pluviosité annuelle. La roche reconnue dans les puits, est un granite fin à biotite. Les interfluves sont longs de plusieurs kilomètres, pratiquement plans, sans butte cuirassée, à talweg peu incisé. La pente moyenne est très faible (0,4 %). Trente-cinq puits, dont la moitié seulement a été reportée sur le schéma de la planche IX, s'échelonnent sur 2800 m.

b) Caractères essentiels

Les profils cuirassés complets étudiés, comme ceux de NAY 1 et 6, comprennent une arène, des argiles tachetées, une carapace et une cuirasse. L'épaisseur des profils, de l'ordre de 4 m est à peu près constante, et cette suite ordonnée d'horizons se prolonge tout au long du versant, selon une inclinaison parallèle à celle de la surface topographique, excepté vers l'aval où elle plonge sous d'épaisses alluvions. La cuirasse n'apparaît qu'à l'amont et en tiers inférieur de pente. L'ensemble cuirasse-carapace disparaît en aval du profil 8. *Le talweg est perché plusieurs mètres au-dessus de la cuirasse enterrée et du "bed rock" sain, mais est situé à une cote bien plus basse que le front d'altération de toute la moitié amont du versant.*

c) *La répartition des sols est la suivante de l'amont vers l'aval. La portion A (Pl. IX) est constituée de lithosols et de sols peu différenciés gravillonnaires sur cuirasse. La portion B, celle où manque la cuirasse, comprend des sols qui peuvent être assimilés à des sols ferrugineux tropicaux à taches, puis à pseudo-gley profond. Ces sols possèdent un sequum d'horizons A₂ - B*

identique à ceux des profils de Diébiga (chap. VI). Ce sequum démarre par la formation d'un horizon éluvial au sommet des profils 2 et 3, suivie de l'apparition de l'horizon illuvial en 4. Dans les portions C à E, on passe de *sols peu différenciés gravillonnaires* à des *sols ferrugineux tropicaux lessivés* à taches, puis à pseudo-gley profond, et enfin à des *sols hydromorphes*. De même qu'à Kaya, tous les sols de cette toposéquence se différencient à partir de matériaux *détritiques apportés* par l'axe de drainage ou de niveaux indurés initiaux *transformés*.

C - TOPOSÉQUENCE DE THION

a) Présentation et milieu

Les profils THN l et l b de cette toposéquence située en Haute-Volta ont été étudiés dans le chapitre IV. La pluviosité atteint 700 mm. La roche est une migmatite à grain grossier. Dix fosses et plusieurs sondages ont été réalisés sur un peu moins de 120 m. Un petit replat cuirassé est suivi d'un versant rectiligne. La pente de 4,5 %, est assez accusée (Pl. X).

b) Caractères essentiels

Le profil cuirassé du replat amont est constitué d'une arène, d'un horizon d'altération verticale à nodules calcaires, d'un horizon d'altération polyédrique, d'un horizon illuvial puis éluvial (sequum), d'horizons à nodules ferrugineux disjoints, puis d'une cuirasse massive. Au replat cuirassé amont, correspond une zone déprimée du front d'altération. L'arène et la roche saine remontent vers l'aval et se rapprochent alors de la surface topographique, à l'endroit où la cuirasse se trouve entièrement démantelée (profil 3). *Malgré ces fluctuations, la disposition d'ensemble des horizons est parallèle à la surface topographique. L'axe de drainage entaille la roche saine et se trouve à une cote plus basse que le front d'altération de l'ensemble de la toposéquence.*

c) *La succession des sols de l'amont vers l'aval est la suivante. Les sols des tronçons A et B cuirassés sont des lithosols. Au niveau du profil 3, la dégradation interne de la cuirasse fournit un profil de sol intergrade entre un sol ferrugineux tropical lessivé et un sol brun eutrophe. En effet, l'horizon A₂ disparaît et il y a jonction de l'horizon illuvial et des horizons argilo-sableux issus du démantèlement. Cette réunion constitue l'horizon B des sols bruns eutrophes. Tout le tronçon C est recouvert de sols bruns eutrophes peu épais. Le tronçon D aval est occupé par des plano-sols d'épaisseur variable, dont les horizons sableux supérieurs reposent en discontinuité sur le matériau d'altération migmatitique verticale et calcaire. Sur tout le versant, la partie supérieure des profils se développe sur des matériaux indurés ou issus de leur dégradation. La partie basale se fait aux dépens de l'altération de la roche.*

D - AUTRE TOPOSÉQUENCE DE THION (THION II, Pl. X)

a) Présentation et milieu

La toposéquence de Thion II s'étend sur un interfluve voisin de celui qu'occupe la toposéquence précédente. Les conditions de milieu sont donc les mêmes. Cette toposéquence est complexe. Elle comprend une partie aval développée sur la même migmatite qu'à Thion, mais qui est recoupée verticalement par d'épaisses amygdales de quartz fissuré, et d'une partie amont constituée d'une butte cuirassée escarpée, développée au-dessus d'épaisses altérations. Ces altérations présentent en profondeur la structure conservée de gneiss amphiboliques. Dix-sept fosses se succèdent sur moins de 500 m. La pente moyenne générale est de 3 %. La pente et le modelé de la section située en aval du profil 17 sont *identiques* à ceux de la toposéquence précédente.

b) Caractères essentiels

Au changement de roche de l'amont, correspond le profil cuirassé escarpé épais. Ce profil sur gneiss comprend une altération "pistache" basale atteinte au fond du profil 9, des argiles bariolées, une carapace et une cuirasse. Les profils issus de la migmatite, peu épais, sont constitués d'horizons *comparables* pour l'essentiel à ceux des profils de Thion. La même succession de sols est observée de la cuirasse vers l'aval. Comme dans les toposéquences précédentes, la cuirasse n'est présente qu'à l'amont sur la butte, et entre le milieu et le tiers inférieur de pente du ver-

sant. Au pied de la butte, une dépression en gouttière affecte l'ensemble des horizons et est comblée par une formation sableuse qui la masque (Profil 10 a). Le long du versant, *la cuirasse n'existe qu'à la verticale de la migmatite, de part et d'autre des amygdales de quartz qui n'accueillent aucune accumulation de fer.* Sur le versant, les horizons se succèdent dans le même ordre, et leurs limites suivent *fidèlement* les fluctuations de front d'altération et de la surface topographique. L'axe de drainage est situé à *une cote plus basse que le front d'altération du versant, mais plus haut que celui du profil cuirassé de la butte.*

E - TOPOSÉQUENCE DE GONSÉ

a) Présentation et milieu

Le profil GON 5 de la toposéquence de Gonsé a été traité à la fin du chapitre IV. On rappellera que cette toposéquence de Haute-Volta centrale dont la pluviosité est d'environ 850 mm se situe presque entièrement sur une migmatite à grain fin et intercalations d'amphibolite et de pegmatite. A l'extrémité aval, un puits rencontre une altération de roche basique du type diabase. Vingt puits s'échelonnent sur 1400 m. La pente, *très régulière* est inférieure à 1 % (Pl. XI).

b) Caractères essentiels

Le profil cuirassé amont 1 est moyennement épais et comprend une arène et une altération "pistache" confondues, des argiles tachetées, des argiles tachetées à nodulations, une carapace et une cuirasse. Ce profil s'épaissit et se complique par l'altération des intercalations. Ainsi, l'altération "pistache" devient distincte avec l'apparition des passées d'amphibolites. Malgré des fluctuations d'épaisseur, cette *succession ordonnée d'horizons se poursuit vers l'aval.* On doit noter que la cuirasse, affleurante à l'amont, s'enneie progressivement, se réduit à des niveaux gravillonnaires et disparaît vers le milieu du versant, suivie peu après par la carapace et les argiles tachetées à nodulations. L'ensemble de ces horizons est entaillé à l'aval. Cette profonde entaille est comblée par des alluvions à la base desquelles des lits de gravillons ferrugineux soulignent la discontinuité, avec les argiles bariolées à structure fine de la roche basique. Cette entaille est interprétée comme étant le lit ancien du Massili qui a été ensuite remblayé par des alluvions. Le lit actuel, peu marqué, se trouve maintenant perché au sommet de ces alluvions à *une cote bien plus élevée que celle du front d'altération de l'ensemble de la toposéquence.*

c) Aux lithosols amont sur cuirasse succèdent, à la faveur d'une dégradation superficielle de la cuirasse, des *sols peu différenciés gravillonnaires* qui prennent un faciès de *sols ferrugineux* vers l'aval. Ces sols passent ensuite à des *sols ferrugineux lessivés profonds*, puis à *pseudo-gley de profondeur* et enfin à des *sols hydromorphes lessivés*, au niveau des profils 18 et 19. On voit que ces sols se différencient à partir de matériaux issus de la dégradation des cuirasses dans la partie amont de la toposéquence, et à partir des mêmes matériaux plus ou moins liés à des alluvions, dans la partie aval. *La pédogenèse affecte donc un matériel déjà très évolué.*

F - TOPOSÉQUENCE DE KOUSSANE

a) Présentation et milieu

Le profil KOU 21 à cuirasse démantelée au sommet, a été étudié dans le chapitre V. Ce profil fait partie de la toposéquence de Koussane située au Sénégal oriental. Le climat est soudanien avec 850 mm de pluviosité annuelle. Douze puits recoupent un interfluve entier sur près de 270 m. Le modelé est convexe. Il est développé au S W sur des serpentinites, dans sa partie élevée sur des talcschistes garnis d'un chenal gréseux, et au N E à partir d'albitophyres. La roche-mère du puits 21 est une serpentinite. Les pentes moyennes sont de l'ordre de 4 à 5 % (Pl. XI).

b) Caractères essentiels

Le profil 21 comprend une épaisse altération "pistache" à argiles gonflantes, un niveau d'argiles bariolées appelé sur le schéma de planche XI, altération à individualisations ferrugineuses, et un sol brun eutrophe ferruginisé à débris de cuirasse. La cuirasse affleure 3 m plus bas. Sur les talcschistes, les profils sont épais, l'altération "pistache" est remplacée par une altération

talqueuse, le niveau kaolinique est plus épais. Sur les albitophyres, les altérations sont verticales à ségrégations calcaires, l'altération bariolée et la cuirasse manquent. *Chaque roche possède donc sa propre altération argileuse profonde.* En revanche, l'ensemble du modèle est recouvert d'une enveloppe d'altération kaolinique, grossièrement parallèle à la topographie. *L'axe de drainage du versant S W est situé bien au-dessus du front d'altération, la roche saine n'ayant pas été atteinte dans les puits.*

c) *Les sols qui couvrent le versant N E sont peu différenciés, à faciès ferrugineux, sur matériau gravillonnaire, sur le versant S W différents sols bruns eutrophes se succèdent, ferruginisés en amont, vertiques vers l'aval (profil 23). Les sols de cette toposéquence s'organisent à partir de matériaux de démantèlement de cuirasse et de l'altération kaolinique sous-jacente. La mince épaisseur de cette dernière, permet à certains sols de s'approfondir aux dépens de l'altération "pistache" smectitique (sols bruns vertiques).*

G - TOPOSÉQUENCE DE DEM

a) Présentation et milieu

Cette toposéquence est celle qui comprend la cuirasse-carapace à éléments allochtones DEM 54 b traitée dans le chapitre VI. Le profil DEM 64 étudié dans le chapitre IV est situé à quelques centaines de mètres en contrebas. La toposéquence est localisée en Haute-Volta, à 15 km à l'W de Kaya (coordonnées 13°09'30" N - 1°11'40" W) dont elle possède le climat. Cette toposéquence est complexe car elle comprend plusieurs buttes cuirassées qui s'étagent sur 460 m, avec une dénivellation de plus de 70 m. La pente moyenne de 15 % est la plus forte relevée sur toutes les toposéquences étudiées. Le modèle d'ensemble apparaît comme un versant concave cuirassé, réentaillé. Les dix puits profonds de cette toposéquence recoupent une succession de séries métamorphiques et volcaniques obliques qui alternent (Pl. XII).

b) Caractères essentiels

Tous les profils cuirassés comportent des argiles bariolées très épaisses, une carapace et une cuirasse. Aucun des puits profonds (plus de 10 m) n'atteint ni l'altération pistache, ni la roche. L'ensemble cuirasse-carapace ourle la surface des buttes, avec des épaisseurs et des faciès caractéristiques de chaque type de roche dont il est issu. Alors que jusqu'à présent, dans tous les cas, les cuirasses étudiées étaient situées à la verticale des roches-mères dont elles dérivent, ici, l'obliquité des pendages détermine des faciès de cuirasse qui se rattachent au niveau d'altération le plus haut, et non à la roche ou au niveau d'altération vertical le plus profond. En effet, les puits montrent le passage tranché de passées obliques de roches altérées différentes, chaque passée ayant son propre faciès d'altération. De même, chaque cuirasse a un faciès distinct qui se répète obliquement, lorsque la même roche se répète. Ainsi, les schistes manganésifères se prolongent obliquement par une cuirasse sombre à nodules manganésifères, et aux roches basiques correspondent des faciès fins scoriacés et nodulaires ... La zone de piedmont de la grande butte amont comporte, sur une trentaine de mètres, un niveau induré à éléments allochtones, étudié dans le profil 54 b. Le talweg, situé au-delà du profil 61 est situé à une cote bien inférieure à celle du front d'altération moyen des roches déterminé par la prospection géophysique à une trentaine de mètres. En revanche, le profil DEM 64 situé 25 m en contrebas de la toposéquence, possède un épais manteau d'altération "pistache" et pas d'argiles bariolées, mais un horizon argileux vertical sous cuirasse. Vers l'aval, en quelques dizaines de mètres, la cuirasse se démantèle, l'horizon vertical vient en surface et donne naissance à un sol brun eutrophe verticale, puis à un vertisol (Pl. VIII, 4).

H - TOPOSÉQUENCE DE NASSOUGOU

a) Présentation et milieu

Cette toposéquence se localise en Haute-Volta orientale, à 80 km à l'E de Fada N'Gourma (Coordonnées 12°06'20" N - 1°01'20" E). Le climat est soudanien, la pluviosité se situe autour de 900 mm par an. La roche est une migmatite hétérogène souvent riche en ferromagnésiens, qui passe à un gneiss amphibolique au niveau de la butte cuirassée. Echelonnés sur 1200 m, 15 puits partent d'une cuesta cuirassée pour aboutir, après un long versant plan de pente < 1 % à un petit talweg à roche saine sub-affleurante (Pl. XII).

b) Caractères essentiels

Le profil cuirassé amont NSG 1 comprend du bas vers le haut et directement au-dessus de la roche cohérente, un épais niveau d'argiles bariolées, des argiles tachetées qui comportent des nodules à leur sommet, une carapace et une cuirasse très épaisse et très dure, à nombreux nodules violets. Le versant abrupt de la butte entaille ces différents horizons. Au niveau de la zone de raccordement ou knick, sous les argiles bariolées qui se terminent en biseau, se localise une poche d'altération "pistache" smectitique. La remontée du front d'altération fait apparaître des horizons argileux vertiques peu épais, qui couvrent ensuite tout le versant. *Le talweg se situe plus bas que le front d'altération du versant, mais à une côte à peine inférieure à celle de la zone dépressive du knick.*

c) Les sols passent de l'amont vers l'aval de *planosols à faciès solonetzique à des solonetz solodisés* bien typés (portions A et B du knick), puis à un mélange de ces sols avec des *vertisols lithomorphes* (portion C), à des *vertisols et paravertisols* (portion D) et enfin à des *sols bruns hydromorphes vertiques* en bordure de l'axe de drainage. Il faut noter *l'opposition entre les épais- ses altérations kaoliniques sous cuirasse de l'amont, et les sols peu épais à altération smecti- tique du versant.*

I - TOPOSÉQUENCE DE NATIABOUANI

a) Présentation et milieu

La toposéquence de Natiabouani (Pl. XIII) se situe en Haute-Volta orientale à 53 km au S de Fada N'gourma, en bordure de la piste vers Pama (coordonnées 11°36'40" N - 0°31' E). Le climat est soudanien, et la pluviosité atteint 1000 mm. La roche-mère atteinte par les fosses est une migmatite riche en ferromagnésiens et en particulier en épidote et amphibole. Dix fosses recoupent un demi-interfluve court (300 m), à cuirasse discontinue, peu ondulé et tronqué vers l'aval par l'entaille profonde d'un axe de drainage qui dégage la roche saine. La pente moyenne est de 2 %.

b) Caractères essentiels

Le profil cuirassé amont NAT 1 est constitué de l'arène, de l'altération "pistache", des argiles bariolées, des argiles tachetées suivies des argiles tachetées à nodulation, et enfin de la carapace et de la cuirasse. Dans la partie médiane du versant, entre la cuirasse amont et le témoin cuirassé du rebord aval, le front d'altération sur lequel repose l'altération "pistache", *est déprimé*. Ce front remonte donc vers l'aval, fait passer l'altération "pistache" à des horizons vertiques peu épais, pince et fait disparaître les argiles bariolées, les argiles tachetées et la carapace. De puissants horizons A₂ rongent et démantèlent la carapace et la cuirasse, qui manquent donc sur une large portion du versant et sont alors remplacées par des horizons nodulaires. L'axe de drainage est situé à *une cote supérieure à celle du front d'altération de la partie amont de la toposéquence, mais plus bas que le front de l'entaille aval.*

c) Les sols développés sur les deux témoins cuirassés sont des *lithosols*. Sur les niveaux nodulaires, on trouve des *sols peu différenciés à faciès ferrugineux*. L'entaille du talweg porte des *sols ferrugineux* à sequum A₂ - B puis des *planosols* vers l'aval.

J - TOPOSÉQUENCE DE GUÉBOURIA

a) Présentation et milieu

Cette toposéquence est située aux confins sénégal-guinéens, à l'E de Kédougou, en bordure de la Falémé (Coordonnées 12°39'50" N - 11°26'30" N). Le climat est soudano-guinéen avec une pluviosité qui tourne autour de 1400 mm/an. Au nombre de 16, les fosses explorent jusqu'à la roche l'interfluve entier sur 300m. Cette roche est constituée par des kératophyres quartziques à épidote et chlorite. Le versant S W qui nous intéresse plus spécialement a une pente de 0,8 % (Pl. XIII).

b) Caractères essentiels

Cette toposéquence fournit un exemple de *versant entièrement cuirassé* à dégradation sous cuirasse. Le profil cuirassé le plus compliqué comprend une arène mélangée d'altération "pistache", l'altération "pistache" proprement dite, un horizon argileux illuvial, des argiles tachetées partiellement éluviées par un horizon A₂, une carapace, une cuirasse et un horizon gravillonnaire superficiel. Les altérations "pistache" se localisent dans des poches du "bed rock" et manquent donc dans certains profils. De même, la base des profils de la partie amont de l'interfluve ne possède qu'une arène kaolinique sans altération "pistache", ni horizon illuvial. Cet horizon illuvial est sous-jacent à l'horizon éluvié qui affecte les argiles tachetées et lui est associé jusqu'à l'aval. Ces deux horizons constituent un sequum qui recoupe la structure en poches des latérations "pistache" sous-jacentes, remonte avec le front d'altération vers l'aval en grignotant successivement la base, puis toute l'épaisseur des argiles tachetées, la base puis toute la carapace et enfin attaque et dégrade la cuirasse au niveau du talweg. L'entaille du talweg qui fait affleurer la cuirasse est située 2 à 3 m au-dessus du front d'altération ondulé de l'ensemble de la toposéquence.

K - CONCLUSIONS

De la description et de l'observation des schémas synthétiques des dix toposéquences précitées, on peut dégager les enseignements marquants suivants :

- Le manteau d'altération cuirassé de chaque toposéquence est constitué d'une *suite ordonnée d'horizons* dont certains peuvent manquer, mais qui se *prolongent* tout au long des interfluves lorsque la roche reste de même nature ;
- Ces horizons forment des bandes parallèles dont les limites *suivent* grossièrement les fluctuations du front d'altération de la roche et de la surface topographique. Ce parallélisme est perturbé ou rompu dans les cas ci-après : changement de roche-mère, poches d'altération "pistache", mise en place du sequum sous cuirasse, absence ou disparition locale de la cuirasse, en particulier au niveau de l'entaille aval ;
- Les poches d'altération "pistache" localisées à la verticale du knick ou entre les deux lambeaux cuirassés apparaissent comme une *suraltération privilégiée de la roche* ;
- Le parallélisme des horizons sous cuirasse et leur persistance le long du versant peuvent être prolongés jusqu'aux cuirasses elles-mêmes, d'autant que les cas de versants entièrement cuirassés sont connus. En joignant les lambeaux cuirassés d'un interfluve par l'intermédiaire des horizons gravillonnaires et démantelés, on peut obtenir une *surface cuirassée unique et ondulée* ;
- Les buttes cuirassées amont dont l'escarpement est tel que l'on hésite à envisager cette surface unique, peuvent être situées sur la même roche que le reste de la toposéquence comme à Kaya, mais *traduisent* dans un grand nombre de situations un *changement de roche*. C'est le cas des toposéquences de Thion II et de DEM. La toposéquence de DEM illustre d'ailleurs bien la réalité d'une surface cuirassée unique bien que très ondulée, surmontant des roches différentes tout au long d'un interfluve ;
- Aucune entaille profonde ne recoupe les horizons des profils cuirassés épais qui constituent les versants d'un grand nombre de toposéquences (Kaya, Nayouri, Gonsé, Koussane, Natiabouani, Guébouria). D'autre part, les lits des axes alluviaux sont, soit profondément entaillés à l'aval, soit au contraire situés à la verticale de leur ancien lit remblayé. Le volume de ce remblaiement quand il existe, est faible à l'échelle de ces vastes régions. Cela signifie que les axes importants du réseau hydrographique sont *restés longtemps à la place qu'ils occupent aujourd'hui, que c'est le niveau de base qui a bougé, qu'il y a eu permanence du modelé* avec ses points hauts et ces points bas et que, par conséquent, *on ne peut faire intervenir une quelconque inversion des reliefs*. Cette inversion est en effet souvent avancée par de nombreux auteurs pour lesquels la butte cuirassée représente un ancien bas-fond mis en relief. On ne trouve d'ailleurs nulle part le tonnage énorme des dépôts qu'aurait entraîné ce bouleversement de la topographie ;
- La position de l'axe de drainage par rapport au front d'altération permet de distinguer deux sortes de toposéquences ou portions de toposéquences distinctes. Dans le premier cas, l'axe de drainage est situé *au-dessous* du front d'altération, l'entaille est importante, le matériau sain est proche dans la partie aval, le drainage est possible, *il n'y a pas d'altération "pistache"*. Dans le second cas, l'axe actuel est situé *au-dessus* du front d'altération, l'entaille est faible, l'altération profonde, le drainage réduit ou difficile, *l'altération pistache se développe* et il y a suraltération.
- Enfin, grâce à la configuration spatiale des différents horizons de l'ensemble des toposéquences on peut établir *l'ordre dans lequel ils ont commencé à se développer*. Si l'on retient que *l'altération progresse du haut vers le bas*, et que le dernier horizon en contact avec la roche est

le plus récent, on peut avancer, que les matériaux de surface qui vont donner après une longue évolution la cuirasse et la carapace, sont affectés *en premier* par l'altération. La roche sous-jacente atteinte *ensuite* par l'altération va fournir les argiles tachetées. Les argiles bariolées se forment *plus tard*. Enfin, peuvent alors se développer les altérations "pistache". L'entaille peut se produire et décaper tout le profil jusqu'à l'altération "pistache" (toposéquence de Nassougou) et constituer un versant aval à roche subaffleuranse. *A ce moment* intervient le démantèlement qui attaque, tronque et se surimpose aux argiles tachetées et à l'altération "pistache" (Toposéquence de Guebouria). *En même temps* et jusqu'à présent, l'altération smectitique se poursuit à la base des profils, ainsi que sur les roches affleurantes du versant, pour différencier des sols bruns, des vertisols et des solonetz. Il est bien évident que ces phases d'altération ne sont pas discontinues dans le temps, mais qu'elles se poursuivent au sein des niveaux les plus anciens, c'est-à-dire les plus hauts, pendant que les niveaux sous-jacents sont atteints et se forment. L'évolution de ces niveaux se continue encore aujourd'hui, puisque les analyses d'eaux (chap. VII, III, B) révèlent un type d'altération proche de l'allitisation au niveau des cuirasses, monosiallitique dans les altérations argileuses médianes et bisiallitique en bas de profil (fig. 40). *Ce qui est indiqué ici est l'ordre chronologique du début de l'altération* des principaux niveaux au cours de l'enfoncement du profil, et *non l'évolution finale* de ces niveaux tels que l'on peut les observer aujourd'hui. Cette chronologie relative importante et peu orthodoxe qui se dégage d'une manière brutale des enseignements apportés par les seules toposéquences, *va être conforté dans le chapitre suivant* par de nombreux autres arguments.

II - CARACTÉRISATION GÉNÉRALE DES DIFFÉRENTS HORIZONS DES MANTEAUX CUIRASSÉS ET ÉTUDE DE LEUR DISTRIBUTION LATÉRALE

Dès la première moitié du XIX^e siècle, certains horizons de coupes cuirassées "latéritiques" ont été distingués et décrits (BENZA, 1836). Plus tard, WALTHER (1915) puis HARRASSOWITZ (1930) ont tenté d'établir l'orthotype du profil "latéritique" complet. Ce dernier auteur cite en partant du bas, la roche, la zone d'altération primaire à kaolinite, l'horizon latéritique proprement dit, et la zone superficielle à croûte et concrétions ferrugineuses. Après l'étude des profils cuirassés verticaux développés sur différentes roches, et l'examen des toposéquences précédentes, il paraît nécessaire d'essayer maintenant de définir la distribution et de regrouper les principaux caractères de ces différents horizons en partant de la roche (cf. fig. 44).

A - L'ARÈNE

a) Nomenclature

L'arène a été incluse dans la "zone de départ" de LACROIX (1913, 1934). C'est la "première zone ou zone d'hydratation commençante" de HARRISON (1933).

b) Répartition

L'horizon arénique n'est présent qu'à la base des profils sur roches granitiques et migmatitiques. C'est, sur ces roches quartzieuses, un horizon constant qui ourle sur tout le versant, les ondulations de la roche saine. Lorsque la quantité de ferromagnésiens et le caractère basique de la roche augmentent, l'arène diminue en épaisseur, et peut se confondre avec l'altération "pistache" (migmatites de Gonsé). Sur les roches franchement basiques, l'arène est absente, et le passage des altérations à la roche est rapide, voire brutal.

c) Caractères morphologiques

La structure de la roche est reconnaissable. On peut suivre les filons qui la traversent malgré la présence de diaclases. Les minéraux sont désengrenés, mais moyennement à peu altérés et peu

friables, excepté les ferromagnésiens. La couleur est pâle, blanche ou grisée. L'horizon est frais à humide parfois. Sous le microscope on distingue très peu de plasma. Les quartz sont microfissurés, les microclines non altérés, les plagioclases séricitisés, les muscovites non altérées, les biotites sont altérées en kaolinite et libèrent du fer, les amphiboles présentent une altération maillée incomplète caractéristique, à chlorite et smectites fréquentes.

d) Caractères physico-chimiques et minéralogiques

La densité ne représente plus que la moitié de celle de la roche saine. La valeur du pH est variable. Légèrement acide sur granites bien drainés (Nayouri), le pH peut devenir très basique (> 9) sur migmatites en position de mauvais drainage (Thion). La capacité d'échange est faible par manque d'argiles; en revanche, la somme des bases échangeables est élevée du fait de l'hydrolyse des minéraux primaires. Cette hydrolyse conduit à la formation de kaolinite, d'illite et d'interstratifiés. Ces deux derniers minéraux sont peu abondants, mais c'est dans cet horizon qu'ils le sont le plus. La montmorillonite apparaît vers l'aval. C'est la montmorillonite dite "fugace" de la base des profils "latéritiques", mentionnée par de nombreux auteurs et dont on parlera à plusieurs reprises.

e) Géochimie

Tous les éléments majeurs et en particulier les alcalins et alcalino-terreux sont en partie évacués. Fe et Mn s'accumulent parfois en faibles proportions dans les arènes granitiques.

f) En résumé, premier horizon au-dessus de la roche, l'arène ne se développe que sur les roches à quartz, elle est la conséquence d'une hydrolyse qui désagrège la roche par altération des minéraux les plus altérables et conduit au départ *modéré* des éléments.

B - L'ALTÉRATION "PISTACHE" OU VERTIQUE BASALE

a) Nomenclature

L'altération "pistache" est déjà signalée par BLANFORD en 1859, et est décrite sous le terme de "pallid zone" par WALTHER (1915). La couleur pâle est attribuée au lessivage du fer. Elle entre dans "zone de départ" de LACROIX, et correspond à la Zersatzzone des auteurs allemands.

b) Répartition

Cette altération est très *dépendante du type de la roche*. Elle n'apparaît pas sur les granites, est moyennement développée sur les roches granito-gneissiques et les migmatites, devient importante sur les roches basiques et représente la presque totalité du profil sur les roches ultrabasiques. Un *gradient latitudinal* est également discerné: sur un même type de roche, l'épaisseur de l'altération "pistache" *augmente vers le Nord*. Elle n'est présente que lorsque le profil d'altération dépasse plusieurs mètres. Dans le cas contraire, elle cède la place à une altération argileuse verticale à nodules calcaires (Thion, knick de Nassougou, entaille aval de Natiabouani ...). L'amincissement du profil peut être dû à la nature de la roche, à une entaille par le réseau hydrographique, à la remontée du front d'altération vers l'aval ... L'altération verticale basale constitue alors l'horizon profond d'un sol. L'examen de toutes les coupes des toposéquences permet de localiser de *manière assurée* l'altération "pistache" dans les zones privilégiées déprimées ou planes du front d'altération, et *uniquement* lorsque l'axe de drainage aval est situé à une cote supérieure à celle de ce front d'altération (toposéquences de Kaya, Thion, Gonsé, Koussane, Nassougou, Natiabouani, Guébouria). *On peut ainsi mettre en évidence le rôle prépondérant de la faiblesse du drainage externe sur l'apparition et le développement de l'altération "pistache" smectitique.*

c) Caractères morphologiques

L'aspect est celui d'un "tweed" à ponctuations et granules blancs, gris, brun pâle et surtout vert pistache, d'où le nom que nous avons donné à ce niveau. Chaque granule est un minéral en cours d'altération. Les minéraux les plus altérés sont les plagioclases, les amphiboles et les biotites qui fournissent respectivement la kaolinite, les smectites et la kaolinite ferruginisée et conduisent à un altéropasma argileux sans orientation préférentielle. Les microclines sont perthitisés. C'est l'altération des amphiboles qui donne la couleur pistache.

d) Caractères physico-chimiques et géochimiques

La densité est faible et inférieure à la moitié de celle de la roche. La quantité d'argile est supérieure à la quantité d'argile de l'arène et peut être très importante (40 à 50 %) sur les roches sans quartz. Le pH varie entre 7 et 9. La capacité totale d'échange et la somme des bases échangeables ont les valeurs les plus élevées du profil, ce qui détermine une saturation du complexe absorbant. L'équilibre des bases échangeables est le suivant : $Ca > Mg > Na > K$. Les bilans géochimiques font de ce niveau une zone de départ partiel de tous les éléments. Seul K, et quelquefois Na et Mg se concentrent faiblement sur les roches ultrabasiqes.

e) Les argiles sont représentées par les smectites et la kaolinite. La proportion de ces deux types de phyllites dépend de la nature et des proportions des minéraux de la roche. Plus la fraction des ferromagnésiens autres que les micas (celle des amphiboles en particulier) augmente, plus la quantité des smectites augmente. Lorsque cette fraction est moyenne, comme à Kaya, les smectites représentent 30 % des argiles ; quand elle est maximum, comme dans certaines passées à Gonsé, les smectites représentent la totalité des argiles. On a vu (chap. III et IV) que chaque minéral primaire s'altérait de manière pseudomorphique et sélective pour donner un type d'argile ou de paragenèse minérale. L'oligoclase s'altère en kaolinite avec un peu de calcite, la biotite en kaolinite et goethite, les hornblendes en diverses montmorillonites. En général, on a affaire à des beïdellites ferrifères sur les roches granito-gneissiques et à des nontronites sur les roches ultrabasiqes. L'altération de l'épidote ne se produit pas par pseudomorphose et conduit à un mélange de beïdellites peu ferrifères et à des montmorillonites s.s. plus alumineuses et magnésiennes. La présence de ces différentes smectites à la base des profils cuirassés pose un certain nombre de problèmes qui seront évoqués et discutés dans le chapitre suivant.

C - LES ARGILES BARIOLÉES

a) Nomenclature

LACROIX en 1913 parle d'altérations "argileuses" des syénites néphéliniques de Guinée. MILLOT (in BONIFAS, 1959) les décrit dans l'île de Kassa comme des argiles bariolées roses ou violettes.

b) Répartition

Ce niveau est présent *uniquement* sur les roches granito-gneissiques à tendance basique (granodiorites, migmatites ...) et sur les roches basiques. Epais de plusieurs mètres et pouvant même dépasser 10 à 20 m, ce niveau s'amincit vers l'aval par le développement de l'altération "pistache" et la remontée du front d'altération.

c) Caractères morphologiques

Ces argiles bariolées sont des argiles plus ou moins sableuses, pâles, blanches ou beiges, à fines mouchetures ou "flammas" violettes à sanguines, se réduisant en farine sous la pression des doigts. La structure de la roche est reconnaissable. Les ségrégations sanguines proviennent de l'altération des ferromagnésiens. Sous le microscope, l'assemblage est massif, sans vides, les minéraux sont très altérés et fournissent un altéroplasma argileux non orienté.

d) Caractères physico-chimiques, géochimiques et minéralogiques

La densité est légèrement supérieure à celle du niveau "pistache" (1,6 à 1,8 en moyenne). Les pH sont neutres à légèrement basiques et très constants sur toute l'épaisseur de l'horizon. La capacité d'échange et la somme des bases échangeables sont faibles (3 à 4 méq en moyenne). La proportion des cations basiques est la suivante : $Ca > Na > Mg > K$. Tous les éléments chimiques sans exception sont en partie éliminés et Al, Fe, Ti sont les éléments qui sont les moins mobiles. Les argiles sont constituées uniquement de kaolinite. Tous les minéraux, y compris les amphiboles s'altèrent donc en kaolinite.

D - LES ARGILES TACHETÉES

a) *Nomenclature*

C'est la traduction du terme anglais "mottled zone" de WALTHER (1915), appelée encore "spotted zone". Ce niveau correspond à la base de la "zone de concrétion" de LACROIX (1913) et à la "Flackenzone" des allemands. Le terme argiles tachetées a été employé par MAIGNIEN (1956) et par LENEUF (1959). Il comprend la plus grande partie de la "Lithomarge à structure conservée" sur roches granitiques de TARDY (1969) et les "arènes plastiques" de LELONG (1969)

b) *Répartition*

Les argiles tachetées se développent uniquement sur les roches granitiques et granito-gneissiques. Sur les premières, elles constituent l'essentiel des altérations sous cuirasses, sur les secondes, elles coiffent le niveau d'argiles bariolées, et peuvent alors présenter une zone de nodulation à leur sommet (cas de Gonsé, de Nassougou, de Natiabouani...).

c) *Caractères morphologiques*

Les argiles tachetées se présentent comme une matrice argilo-sableuse blanc-gris, à plages ocre, rouges et à amas, taches et nodules ferrugineux peu distincts, non circonscrits, non durcis, de un à plusieurs centimètres de diamètre. Dans la zone de nodulation, quand elle existe, ces derniers caractères s'affirment et les nodules s'individualisent de mieux en mieux vers le haut. Sous le microscope, les vides de l'assemblage augmentent vers le haut et le plasma devient lâche. Ce plasma est formé principalement de ferri-argilanes. Il y a concentration plasmique du fer, formation de glébulles d'hydroxydes de fer et apparition des premiers stades de fissuration et de séparation cutaniques autour des volumes nodulaires. La pédoturbation s'associe à l'altéropiasation.

d) *Caractères physico-chimiques et géochimiques*

La densité est supérieure à celle du niveau précédent. Le pH est variable. Acide sur les roches granitiques, il est neutre sur les roches basiques mais peut alors croître et dépasser 9 au sommet du niveau, sous la carapace. Les argiles tachetées présentent un degré d'altération supérieur à celui des niveaux jaccents. Le complexe est désaturé. La capacité d'échange est du même ordre que celle des argiles bariolées (4 méq) mais la somme des bases chute. L'équilibre des bases le plus courant sur les granites est le suivant : $Ca > Mg > K > Na$. Sur les roches granito-gneissiques à tendance basique et au sommet du niveau, cet équilibre est modifié : $Na > Ca > Mg > K$.

e) *Minéralogie*

La kaolinite est exclusive. Le taux d'argile est inférieur à celui des argiles bariolées. La teneur en quartz croît de la base vers le sommet des argiles tachetées, où il atteint sa valeur la plus élevée.

f) *En résumé*, les argiles tachetées qui représentent la zone d'apparition et d'individualisation des nodules ferrugineux sont à la fois une zone de départ et une zone d'accumulation des éléments chimiques. Le fer, le titane et parfois l'aluminium se concentrent. L'altération y est maximum.

E - LA CARAPACE

La carapace est un terme qui a été utilisé par LACROIX au début du siècle, et consacré par MAIGNIEN (1956). Il n'est pas employé par les anglo-saxons. C'est l'horizon fragilstérimorphe des sols ferrallitiques de CHATELIN et MARTIN (1972). Le mot carapace est réservé aux indurations ferrugineuses plus tendres que les cuirasses et facilement attaquables au pic. En fait, on en vient à l'employer pour signaler dans les profils épais, la présence d'un sous-horizon à la base d'une cuirasse, sous-horizon qui fait passage entre la cuirasse au sommet, très dure, et les argiles tachetées. La carapace a une composition chimique très proche de celle de la cuirasse, et une dynamique géochimique semblable.

F - LA CUIRASSE FERRUGINEUSE

a) Nomenclature

Le premier terme qui a été employé pour désigner les cuirasses est celui de latérite (de later: brique) par BUCHANAN en 1807. C'est le nom qui a eu le plus de succès et il est encore largement utilisé aujourd'hui par le voyageur et le naturaliste "de surface". La définition et l'emploi du mot latérite a fait couler beaucoup d'encre et a nourri de nombreuses polémiques réunies et formulées par FERMOR (1911). En fait, la latérite, pour tous ceux qui l'ont définie désigne *tous les produits de décomposition* des roches où se produisent une concentration de sesquioxides et une élimination des autres éléments, et non *la seule induration sommitale*. C'est pourquoi, dès 1907, LAMPLUGH parle de "ferricrete" et WOOLNOUGH (1927) de "duricrust" pour qualifier cette induration. C'est LACROIX (1913) qui a employé pour la première fois le terme de cuirasse ferrugineuse pour désigner la portion de la zone de concrétionnement en contact avec l'air, zone qui est la plus riche en fer. Un grand nombre d'autres appellations ont cours dans d'autres pays : Eisenkruste, ironstone, Canga, cabook ... (GOUDIE, 1973).

b) Répartition

La cuirasse peut se poursuivre de manière continue sur tout un versant (toposéquence de Guébouria), sur tout un interfluve, et même sur des dizaines de kilomètres de modelés successifs plats et convexo-concaves, accentués suivant la nature de la roche sous-jacente. Ainsi, la cartographie pédologique de la région orientale de la Haute-Volta (BOULET et LEPRUN, 1970) a révélé l'existence d'un arc cuirassé entre le 12° et 13°30 de latitude N. L'étude des toposéquences a montré que, dans la plupart des cas, les interfluves ne comportaient une cuirasse qu'en deux endroits privilégiés : le sommet et le tiers inférieur de pente. Si l'absence de la cuirasse en bas de pente trouve le plus fréquemment une explication par l'incision du lit de l'axe de drainage, en revanche, il est plus difficile de déterminer les causes de sa disparition ou de son absence de la partie médiane du versant. Dans cette portion il peut subsister soit des blocs de cuirasse ou des débris plus petits, soit uniquement des nodules disjoints, si bien que deux interprétations peuvent être avancées. Dans la première, la cuirasse préexistait et a été démantelée par les mécanismes décrits dans le chapitre VIII. Vers l'aval, à la cuirasse continue font alors suite des blocs disjoints, des débris puis des nodules et gravillons. Dans la deuxième, il n'y a jamais eu de cuirasse bien constituée, mais uniquement des nodules. La présence de blocs et la persistance de la carapace sous-jacente dans les toposéquences étudiées (Nayouri, Gonsé, localement Natiabouani) et observées, permettent de faire *intervenir le plus souvent la première hypothèse*. De nombreux cas sont litigieux, à Kaya par exemple. Cependant, le fait qu'à Kaya, les horizons sous cuirasse manquent ou s'amenuisent dans la zone déprimée du knick, précisément à l'endroit où la cuirasse est absente, alors que la continuité et le parallélisme de ces horizons sont assurés à l'amont et à l'aval du knick, milite en faveur d'une dégradation complète d'une cuirasse antérieure. Nous reviendrons sur ces éléments de raisonnement un peu plus loin.

c) Caractères morphologiques

L'ensemble des mécanismes de micro-organisation, d'induration et de concentration du fer qui participent, à partir de matériaux différents, à la formation des cuirasses, provoquent une forte convergence de forme et d'aspect de ces cuirasses, convergence qui peut abuser l'observateur non averti. En effet, l'étude détaillée des cuirasses des profils verticaux a mis en évidence un certain nombre de particularités qui permet de reconnaître, de séparer et de rattacher les cuirasses aux grands groupes de roches dont elles sont issues. En ce qui concerne la morphologie, il s'agit essentiellement de l'épaisseur, de la dureté et du faciès. Les cuirasses développées sur les granites *s.s.* et les roches ultrabasiques sont peu épaisses, peu dures, et ont un faciès peu à pas nodulaire. Sous le microscope, ces cuirasses ne montrent qu'un seul type de matrice et des concentrations plasmiques nodulaires mal circonscrites. Sur les granites, les cuirasses sont quartzeuses et les matrices argilo-sableuses bariolées. Sur les roches ultrabasiques, les cuirasses n'ont pas de quartz, la couleur tire sur le brun-rouge chocolat. Les cuirasses développées sur les roches granito-gneissiques et migmatitiques riches en ferro-magnésiens et sur les roches basiques sont épaisses, dures et très nodulaires. Elles présentent deux sortes de matrice, l'une argileuse jaune, beige et rouge, l'autre finement bariolée de gris, violet et beige, à structure conservée de la roche sous le microscope. Les nodules sont également de deux types, les uns brun-rouille à petits quartz et épais cortex, les autres violets, à structure très fine, comportant de nombreux petits vides et un cortex fin. Au microscope, ces derniers apparaissent comme des lithoreliques. L'épaisseur de la cuirasse *varie parfois* avec la position, en particulier lorsque le modelé comporte une butte cuirassée escarpée et un versant comme à Kaya. En revanche, sur une *même roche* et en position stationnelle différente, le faciès reste *identique*.

d) Caractères analytiques

Ces caractères ont été longuement exposés au cours des premiers chapitres et dans le chapitre VII. Il ressort de ces études que les cuirasses héritent d'une partie de leurs caractères de la roche dont elles dérivent, en particulier en ce qui concerne la richesse en fer et en certains éléments majeurs et en traces. D'autres caractères, communs à toutes les cuirasses, découlent de l'homogénéisation provoquée par le processus de cuirassement lui-même : densité apparente (2,3 - 2,4) ; $K_i < 2$; concentration élevée de Fe, Mn, Ti, des métaux de transitions et aussi de Al mais seulement sur les roches basiques ; faibles teneurs des alcalins et alcalino-terreux avec toutefois un enkystement du Na dans les lithoreliques ; élimination de la silice ... La kaolinite est exclusive, l'hématite est exclusive ou domine largement la goethite, et n'est pas alumineuse. Sur une même roche, la géochimie des cuirasses est la même ou très proche, même pour des stations différentes.

e) En résumé, on peut avancer que les cuirasses ont recouvert, le plus souvent, dans ces régions, l'ensemble du modelé. Dans certains cas, elles sont ainsi conservées. Dans les autres, elles subsistent aujourd'hui seulement au sommet et au tiers inférieur du versant, mais la présence de leurs résidus et l'observation des profils le long des toposéquences permet de réunir les portions de cuirasse démantelée et les lambeaux intacts en une même enveloppe ondulée initiale. De plus, il est démontré que les cuirasses intègrent deux familles de caractères :

- la famille des caractères hérités de la roche-mère et ces caractères sont sélectifs ou discriminants ;
- la famille des caractères issus de la convergence des mécanismes du cuirassement et ces caractères sont communs à toutes les cuirasses.

III - LES SOLS. RELATIONS AVEC LE MATÉRIAU

L'examen des principales toposéquences dans la première partie de ce chapitre a permis de prendre connaissance des grands types de sols qui recouvrent les modelés et de donner leur répartition latérale. Nous allons maintenant nous efforcer d'expliquer brièvement leur pédogenèse et, en particulier, leurs relations avec le matériau et le modelé. L'étude des dégradations des cuirasses au chapitre VIII et ce qui précède, permettent de subdiviser tous les sols recensés en deux grandes catégories. D'un côté, les sols les plus nombreux des régions cristallines étudiées, se forment sur des matériaux résiduels qui ont subi une altération antérieure intense et sont composés, presque uniquement de minéraux secondaires. D'un autre côté, les sols qui se développent sur des matériaux sains à minéraux altérables abondants. Nous ne reprendrons pas ici les descriptions des sols et leurs caractères physico-chimiques. Ces données sont abondamment fournies dans les rapports des cartes pédologiques des zones étudiées et, en particulier, celles de la Haute-Volta (BOULET, 1968 ; KALOGA, 1966 et 1969 ; BOULET et LEPRUN, 1970). La classification des sols utilisée est celle de AUBERT (1965).

A - LES SOLS SUR CUIRASSE FERRUGINEUSE

a) Sols sur cuirasse nue

Ces sols sont appelés sols minéraux bruts ou *lithosols*. Ils peuvent ne pas comporter d'horizon meuble, et alors la cuirasse est affleurante. Ils peuvent également être recouverts par un petit horizon humifère limoneux dont le matériel, fin, est issu du ruissellement des zones amont et de la remontée biologique (Termites *Cubitermes* en particulier). C'est le cas de la cuirasse NAY 1.

b) Sols sur cuirasse à dégradation de surface

Ce sont des sols peu différenciés (ou "peu évolués" c'est-à-dire en fait peu épais) d'érosion

sur matériau gravillonnaire qui ont une très large extension en pays soudanien. A la faveur des diaclases et déchaussement des nodules, les eaux peuvent pénétrer dans la cuirasse et avec elles les racines et la faune. Suivant l'intensité de la dégradation et la nature de la cuirasse, le sol peut prendre le faciès *ferrugineux* s'il est bien drainé, ou *hydromorphe* s'il y a engorgement de profondeur.

c) Sols sur cuirasse à dégradation interne et superficielle

Le sol s'approfondit aux dépens de la cuirasse. Les nodules et débris ferrugineux détruits et la matrice libérée fournissent une fraction de terre fine plus importante. Le sol est du type ferrugineux tropical lessivé, mais comporte un couple d'horizons éluvial-illuvial ($A_2 - B$) ou sequum. Ces sols occupent la portion médiane des versants située entre deux lambeaux cuirassés (Nayouri, Natiabouani ...). Lorsque la dégradation interne est très importante et que le sol comprend des horizons argileux de profils d'altération peu épais comme à Thion, le sol prend alors l'allure d'un sol *intergrade* entre les sols ferrugineux et les sols bruns eutrophes.

B - LES SOLS SUR CUIRASSE FERRUGINEUSE ENTIÈREMENT DEMANTELÉE

De la cuirasse, il ne persiste plus que quelques nodules, du sable et de l'argile. Plusieurs cas peuvent se présenter suivant la nature des horizons d'altération sous-jacents.

a) Sols sur matériau d'altération kaolinique des argiles tachetées des roches granitiques

Le seul sol qui se différencie sur un tel matériau est le sol *ferrugineux* tropical lessivé, sol le plus répandu de l'Afrique occidentale sèche. Si la nodulation du sommet des argiles tachetées est bien avancée, on parle de sols ferrugineux à *concrétions*. Si la base du niveau carapacé persiste localement, on parle de sols ferrugineux *carapacés*. Lorsque la nodulation ferrugineuse est faible, on signale alors des sols ferrugineux à *taches et concrétions*. Enfin, dans les cas où le taux d'argile est élevé et la perméabilité du matériau profond faible, les sols sont des sols ferrugineux à *pseudo-gley*.

b) Sols sur matériau d'altération kaolinique des argiles tachetées des roches granito-gneissiques ou basiques

Les mécanismes qui aboutissent à la formation des sols à faciès *solonetzique* à partir de ce matériau ont été examinés dans le chapitre VIII. Ces sols se localisent exclusivement dans la zone du knick (toposéquences de Kaya, Thion II, Nassougou). Si du sable recouvre les argiles tachetées, on a un *planosol* à faciès *solonetzique*. Si la pente est forte au pied de la butte, les *solonetz* sont solodisés (THN 9, segment B de Nassougou ...). Ces sols halomorphes engendrés aux dépens de niveaux d'altération d'épais profils cuirassés n'ont pas été, à notre connaissance recensés en Afrique de l'Ouest. Ainsi, ceux de BOCQUIER (1971) au Tchad sont développés sur des roches cristallines ou des alluvions peu épaisses. En revanche, de tels sols formés sur des "latérites" démantelées sont connus en Australie (GUNN, 1967).

c) Sur matériau d'altération smectitique

- Cas de l'altération "pistache"

Si cette altération propre aux roches granito-gneissiques, basiques et ultrabasiques arrive en surface ou à sa proximité par démantèlement de la cuirasse ou par tronçature des niveaux sous-jacents, les sols qui vont s'y développer seront bien différents des précédents. Il s'agira de sols bruns eutrophes ferruginisés et vertiques (Koussane), des sols bruns eutrophes vertiques et des vertisols (DEM 64), des vertisols et paravertisols (Nassougou). Ces sols intègrent deux matériaux distincts, l'un sommital, kaolinique et ferrugineux, hérité, provenant du démantèlement et de la "fonte" de la cuirasse ; l'autre basal, montmorillonitique, kaolinique et parfois calcitique. Ces deux matériaux se mélangent dans le ou les horizons supérieurs, et ce processus apporte une explication satisfaisante au problème de la coexistence de ces deux minéraux argileux, dont les conditions de genèse sont différents, et du gradient croissant de la quantité de kaolinite vers le sommet de ces sols (PAQUET, 1969).

- Cas de l'altération verticale basale

Lorsque les profils d'altération cuirassés sont peu épais (exemple de Thion), les altérations basales sont montmorillonitiques, et possèdent une structure verticale et des nodules calcaires. Il en est de même, lorsque les épais profils d'altération sont profondément tronqués (exemple de Nassougou, de Natiabouani ...) et que le matériau d'altération "pistache" est atteint. Selon la nature

des matériaux résiduels de surface, on obtient des planosols en présence de sable, des sols bruns eutrophes hydromorphes en présence d'argile et de sable, ou des vertisols lithomorphes lorsque le matériau est argileux. Ici encore, la partie supérieure du sol peut contenir de la kaolinite résiduelle.

C - LES SOLS SUR MATÉRIAUX DÉTRITIQUES DE DEMANTÈLEMENT ET D'APPORT

Ces matériaux sont ceux qui comblent les irrégularités de la surface des horizons cuirassés, démantelés ou tronqués et qui rectifient ainsi la surface topographique dans le sens de l'aplanissement. Les grands types de sols trouvés sur ces matériaux meubles, sableux et appauvris sont, en allant vers l'aval, les sols ferrugineux, les planosols et les sols hydromorphes.

D - LES SOLS SUR MATÉRIAUX A MINÉRAUX ALTÉRABLES ABONDANTS

Ces matériaux frais, peu épais, issus des arènes et des altérations des roches cristallines n'apparaissent qu'en bas d'interfluve ou le long du versant aval, lorsque l'entaille de l'axe de drainage est importante. C'est le domaine étudié par BOULET (1974) dans les mêmes régions. On y trouve les vertisols, les sols bruns eutrophes, les sols halomorphes, c'est-à-dire tous les sols "lithodépendants", mais pas les sols ferrugineux, à l'exception de ceux qui se développent sur les granites leucocrates à gros grains, comme ceux de Diébiga, étudiés dans le chapitre VI.

E - CONCLUSION

A l'exception des sols développés sur les roches "fraîches" atteintes vers l'aval par les entailles du réseau hydrographique, tous les autres sols du reste des interfluves sont formés sur des matériaux profondément marqués par une *altération ancienne*. Les premiers, ou sols "lithomorphes", qui sont riches en minéraux primaires altérables, sont argileux, smectitiques, et ont un complexe absorbant bien pourvu en cations et en particulier en Ca. En revanche, les sols sur matériau d'altération ancien n'ont pas, ou très peu, de minéraux altérables, sont plus sableux, kaoliniques, lixiviés et riches en oxy-hydroxydes de fer. Leurs caractères physico-chimiques sont donc fortement influencés par cet héritage d'altération. La majeure partie de ces sols se différencie à partir de matériaux cuirassés, issus de la dégradation des cuirasses ou des altérations sous cuirasse mises à l'affleurement par le démantèlement de la cuirasse. Ces sols constituent la majeure partie de la surface des régions sahéliennes et soudaniennes de l'Afrique de l'Ouest. On a vu qu'ils comprenaient l'essentiel des sols ferrugineux tropicaux rencontrés, mais aussi un grand nombre d'autres sols qui se répartissent dans toutes les classes des sols recensées au sein de ces régions.

IV - CONCLUSIONS

Après avoir, tout au long de sept chapitres, traité des profils cuirassés verticaux, ce chapitre qui aborde la répartition latérale de ces profils dans les paysages par l'étude des toposéquences, débouche sur un certain nombre d'acquisitions nouvelles et importantes.

1. Les coupes d'interfluves à profils d'altération cuirassés développés sur les roches cristallines équantes ou orientées dans une direction quelconque, *apparaissent toutes comme stratifiées*. Chaque "strate" correspond à un horizon de faciès, couleur, caractères physico-chimiques et géochimiques caractéristiques. On comprend alors pourquoi certains de ces profils d'altération aient pu être pris, la roche saine n'étant pas atteinte, *pour des formations sédimentaires*. Tout au long des versants, *les cuirasses dépendent de la roche sous-jacente*. Sur une même roche, les profils se répètent semblables à eux-mêmes. *Si la roche change, le profil change*.

2. La persistance et la correspondance latérales des niveaux cuirassés permettent d'avancer que, dans un grand nombre de cas, une couverture cuirassée initiale recouvrait *entièrement* le modelé. La destruction de cette couverture en certaines positions privilégiées, rend cette couverture aujourd'hui discontinue. Bien plus, un certain nombre d'arguments milite en faveur de *l'unicité* de cette couverture cuirassée qui est *ondulée et à ressauts* et non installée sur des glacis étagés d'âges différents.

3. Le modelé est *stable* depuis une longue période, et il n'y a pas eu de phénomène *d'inversion de relief* susceptible de percher en buttes des bas-fonds cuirassés et de déblayer toutes les parties hautes du relief.

4. *Il n'y a pas accumulation aval de fer*.

5. Les profils cuirassés se sont approfondis et s'approfondissent actuellement par l'intermédiaire d'une *suraltération smectitique* qui affecte surtout le pied des buttes et la position médiane des versants. Cette altération smectitique est *semblable* à celle qui affecte actuellement les roches saines affleurantes.

6. La configuration spatiale des horizons permet d'établir un *ordre de formation des faciès d'altération*. La plus vieille altération est celle qui a affecté en premier les niveaux qui après une évolution ultérieure vont donner les cuirasses et carapaces. Ensuite, vient l'altération kaolinique des horizons d'argiles tachetées et bariolées sous-jacents; enfin, apparaissent les altérations smectitiques qui se développent à la base des profils et dans les entailles sur roche saine. Le fait que les cuirasses sont plus riches en minéraux altérables que les argiles tachetées et bariolées nous donne la preuve qu'elles n'en sont pas issues, mais qu'elles correspondent à une *altération antérieure*.

7. Les sols les plus répandus des zones étudiées sont installés *sur les matériaux cuirassés démantelés ou les horizons sous cuirasse mis à nu par la "fonte" de la cuirasse*.

CHAPITRE X

INTERPRÉTATIONS

Après avoir longuement décrit les faits dans les chapitres précédents il est maintenant temps de les regrouper pour tenter de reconstituer l'histoire des manteaux d'altération cuirassés de ces régions, et d'ébaucher celle de la genèse des cuirasses. Seront examinés successivement les trois niveaux principaux qui constituent les profils : altérations "pistache" à montmorillonite de la base, altérations kaoliniques médianes, niveaux ferrugineux carapacés et cuirassés du sommet. On présentera ensuite une comparaison entre les profils cuirassés de la nature et les modèles physico-chimiques, puis un essai de reconstitution d'ensemble de la genèse des profils cuirassés et enfin une discussion sur l'âge de ces profils cuirassés.

I - LES ALTÉRATIONS "PISTACHE" MONTMORILLONITIQUES BASALES

L'étude des altérations "pistache" ou vertiques de la base des profils cuirassés a montré que ces altérations étaient constituées, d'une part de minéraux primaires peu ou non altérés, d'autre part de minéraux argileux kaoliniques et smectitiques. La géochimie indique une perte modérée de l'ensemble des éléments, y compris du fer. Ces altérations sont donc à la fois une zone de départ par hydrolyse des minéraux primaires, et une zone de néogenèse de minéraux secondaires dont les types d'altération monosiallitique et biasiallitique sont différents. Un certain nombre de problèmes se pose donc.

1. DOUBLE GENÈSE DES MINÉRAUX ARGILEUX

Deux modes de genèse des minéraux argileux ont été mis en évidence. Le premier, le plus fréquent, concerne l'altération des amphiboles en beïdellites ferrifères ou en nontronites et l'altération des biotites et des feldspaths en kaolinite. C'est une *néoformation* au sens de MILLOT (1964) mais ici cette *néoformation est pseudomorphique*, car elle conserve la forme du minéral primaire originel, et *intra-cristalline* car elle est le résultat de l'interaction entre la composition du minéral et celle de la solution qui l'imprègne. Chaque minéral primaire s'altère donc pour son compte et en son sein pour donner son propre minéral de néogenèse. Le second mode de formation est celui des altérations vertiques de Thion (chap. IV). L'épidote et la biotite se décomposent entièrement. Il y a cristallisation de montmorillonites *s.s.* et de beïdellites ferrifères à partir des solutions. C'est encore une *néoformation* mais elle peut être qualifiée d'*extra-cristalline* pour la distinguer de la première. Les différents cas étudiés dans ce travail permettent d'avancer qu'à partir des roches à quartz, en condition de drainage faible mais possible, l'altération des amphiboles conduit aux *beïdellites ferrifères*. A partir des roches sans quartz, à amphiboles dominantes et en condition de drainage modéré, ces amphiboles donnent naissance à des *nontronites*. Enfin dans les roches sans quartz et sans amphibole, les épidotes et biotites conduisent à un mélange de *beïdellites ferrifères* et de *montmorillonites s.s.*

C'est ainsi que, pour un unique horizon, les néoformations sont différentes au sein de chaque famille de minéraux originels et que *coexistent avec la kaolinite soit des beïdellites ferrifères, soit des nontronites, soit éventuellement des montmorillonites s.s.*

2. SIGNIFICATION DE LA PHASE SMECTITIQUE BASALE

La présence de montmorillonite ou de minéraux 2/1 à la base des profils "latéritiques" est signalée par de nombreux auteurs (SHERMAN, 1950 ; CAPDECOMME et KULBICKI, 1954 ; NYE, 1955 ; SEGALEN, 1956 ; CAILLIERE *et al.*, 1957 ; BONIFAS, 1959 ; LENEUF, 1959 ...). Cette montmorillonite est qualifiée de fugace ou transitoire par la plupart des auteurs qui l'ont étudiée. Elle peut même être jugée comme une phase d'altération nécessaire (FERGUSSON, 1954 ; SEGALEN, 1956 ; MAIGNIEN, 1961) entre les minéraux primaires de la roche et la kaolinite sus-jacente. *Cette phase smectitique est-elle permanente et indispensable à la progression du front d'altération des manteaux kaoliniques ?* On peut répondre à ces questions en rappelant les faits suivants.

- L'étude par toposéquence a montré que l'altération smectitique apparaissait dans des positions déprimées du front d'altération qui perturbent la planéité des horizons kaoliniques. Elle affecte également la quasi-totalité des roches du socle proches de la surface. Dans ce cas, les sols sont à montmorillonite dominante sur la kaolinite (KALOGA, 1966 ; PAQUET, 1969 ; BOULET, 1970). Ceci montre que l'altération en montmorillonite située à la base des profils cuirassés est récente et occupe les zones suraltérées sous le manteau kaolinique, à la verticale du knick.

- Certaines des toposéquences étudiées (Nayouri, Nassougou, Gonsé ...), admettent des profils amont cuirassés dans lesquels les niveaux d'altération profonds *ne sont pas* smectitiques. Dans ces toposéquences, la montmorillonite n'apparaît qu'à la base des profils de l'aval. *La phase smectitique n'est donc pas nécessaire au développement des altérations kaoliniques supérieures.*

- On a vu que, dans les niveaux "pistache", les amphiboles s'altèrent en montmorillonite par pseudomorphose, avec un aspect tramé fin parallèle au sens de l'allongement. En revanche, les amphiboles des argiles bariolées sus-jacentes sont altérées en kaolinite, conservent leur forme extérieure, mais se chargent d'un épais maillage d'hydroxydes de fer suivant les clivages losangiques des sections normales à l'allongement. Cette altération a été minutieusement décrite par DELVIGNE (1965). *Il ne paraît pas possible de faire passer la forme tramée montmorillonitique du bas à la forme maillée kaolinique et ferrugineuse du haut. L'altération en montmorillonite n'est donc pas une étape antérieure à l'altération kaolinique.*

- D'autre part, un passage *tranché* entre l'altération "pistache" et les argiles bariolées a été noté dans les profils KAY 1 et 5 (chap. III). En quelques centimètres, on passe des amphiboles altérées en montmorillonite aux amphiboles altérées en kaolinite sans qu'*aucun terme de transition* entre les deux altérations ne soit observable. *Il n'y a donc pas passage continu entre les deux types d'altération.* A l'altération kaolinique *succède donc brutalement* l'altération smectitique.

- Il n'y a *aucune relation* entre l'épaisseur de la frange kaolinique et celle du niveau "pistache". Cette épaisseur dépend de la roche-mère et de la position latitudinale. Plus la roche est basique et riche en amphiboles, plus l'altération "pistache" est épaisse. L'épaisseur de cette altération croît également du Sud vers le Nord. Ainsi, sur le même type de roche-mère, les granodiorites, avec des épaisseurs de profils semblables de l'ordre d'une vingtaine de mètres, le stade smectitique peut manquer en Côte-d'Ivoire méridionale (DELVIGNE, 1965), être présent mais faible au centre du pays (LENEUF, 1959) et être épais de plusieurs mètres en Haute-Volta (chap. III). *Les niveaux smectitiques de base et kaoliniques médians sont donc indépendants l'un de l'autre, mais sont liés au type de la roche et à la latitude.*

Au total, nous voyons que l'altération récente en montmorillonite est non seulement *plus récente* puisque basale, mais *indépendante* des altérations kaoliniques et ferrugineuses qui les surmontent. Indépendance dans les épaisseurs et les figures d'altération et hiatus dans les profils, montrent que cette altération *n'est pas une étape* entre les roches-mères et les niveaux kaoliniques. Tout au contraire, elle *succède* aux altérations kaoliniques au cours de l'approfondissement du profil, dans de nouvelles conditions. En corollaire, cette succession dans le temps *interdit* de rechercher dans les niveaux smectitiques, comme MAC LAREN (1906), CAMPBELL (1917) et LEVÉQUE (1975) le proposent, l'origine du fer des concrétions et cuirasses ferrugineuses sus-jacentes.

3. COMPORTEMENT ACTUEL DE L'ALTÉRATION "PISTACHE"

Les calculs géochimiques effectués sur les altérations "pistache" des roches granito-gneissiques indiquent que tous les éléments libérés par l'hydrolyse sont partiellement éliminés et en particulier le fer (20 à 40%), le silicium (40%), les alcalins (K = 40%, Na = 85 à 95%) et alcalino-terreux. On remarque aussitôt que les dépôts des deux alcalins sont très différents. La retenue préférentielle du potassium est à mettre au compte des minéraux potassiques primaires (orthose, séricite, muscovite) qui sont peu altérables. Mais on peut également avancer l'éventualité de néoformation de feldspath K (FRITZ, 1975) qui est à l'équilibre dans les solutions de l'altération en montmorillonite. Tout différent est le comportement du sodium qui, dans le niveau "pistache", est le plus mobile, alors qu'il est *mieux retenu* que les autres cations basiques dans les niveaux indurés supérieurs. On reviendra sur ce cas. De son côté, le fer est assez mobile, ce qui oblige à le faire partir sous forme de fer ferreux, en raison des conditions plus réductrices de la base des profils. Bien que la moyenne de la perte de l'ensemble des éléments soit plus faible que celle de tous les niveaux sus-

jacents, se pose tout de même le *problème de l'évacuation des ions*. On a vu (chap. I) que l'écoulement profond actuel était nul ou très faible dans les régions étudiées. Le chapitre précédent a montré que l'altération "pistache" prenait de l'importance dans les zones déprimées, si bien que les possibilités de drainage sont réduites. D'autre part, la calcite bien cristallisée a été mise en évidence sur les feldspaths en cours d'altération (Pl. III,3) de Kaya, et l'altération verticale de THN 1 comporte des nodules calcaires (chap. IV). *Tous ces faits s'opposent à une évacuation actuelle suffisante des ions* pouvant assurer la perte chiffrée par les calculs géochimiques. Deux possibilités s'offrent alors :

- les altérations "pistache" se sont formées à une époque où l'alimentation en eau était suffisante et le drainage assuré (pluviaux du Quaternaire par exemple) et elles sont freinées actuellement dans la zone sahélienne ;
- le faible drainage actuel renforcé par celui d'années plus pluvieuses suffit à poursuivre l'altération et l'évacuation. Aucun élément d'observation complémentaire ne permet de trancher.

4. CONCLUSION

Le niveau "pistache" de la base des profils cuirassés est dû à une altération smectitique de certains minéraux primaires comme les amphiboles et à l'altération kaolinique d'autres minéraux comme les feldspaths et la biotite. Dans la plupart des cas, ces altérations se font par *néoformation intra-cristalline et pseudomorphose*. Le niveau "pistache" ne doit pas être compris comme une étape de l'altération entre les roches-mères et le manteau kaolinique, mais, *tout au contraire, comme une altération postérieure au manteau kaolinique* et développée récemment à sa base. Ceci dénote un changement important des conditions d'altération. C'est une *nouvelle altération* qui prend le relais de l'altération kaolinique lexivante antérieure. C'est une *suraltération* qui se localise dans certaines dépressions du front d'altération situées le plus souvent sous le knick, aux endroits où la cuirasse est détruite et où l'infiltration de l'eau est favorisée. *C'est un domaine d'altération plus confiné lié aux conditions climatiques postérieures plus sèches.*

II - LES ALTÉRATIONS KAOLINIQUES MÉDIANES

Ces altérations comprennent les argiles bariolées et les argiles tachetées selon le type de la roche-mère et la position dans le profil. Elle sont caractérisées par un taux d'argile assez élevé, de nature exclusivement kaolinique, un maintien du volume, même si la structure de la roche est peu apparente à l'oeil nu (elle l'est sous le microscope), et un bilan géochimique qui révèle un départ important de l'ensemble des éléments, excepté au sommet des argiles tachetées et sur granites où Fe, Mn et Ti s'accumulent. Plusieurs problèmes soulevés dans les chapitres précédents demandent à être examinés.

1. DEGRÉ D'ALTÉRATION ET GENÈSE DES ARGILES

On a pu constater à plusieurs reprises que c'est au niveau des argiles bariolées et tachetées que *l'altération était la plus développée*. Ces niveaux contiennent en particulier *moins de minéraux altérables* que dans les autres niveaux. L'altération des minéraux en argile est donc poussée, mais le rapport $k_i = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ reste égal ou supérieur à 2, c'est-à-dire que l'altération ne dépasse pas le stade kaolinique et que la gibbsite n'apparaît pas. *La paragenèse caractéristique est constituée de kaolinite, de goethite et de quartz*. La goethite est peu ou pas substituée en aluminium ; cette substitution croît vers le haut, c'est-à-dire vers la carapace et la cuirasse. Sous le microscope, cette goethite n'apparaît pas cristallisée, mais comme elle fournit aux rayons X les réflexions caractéristiques, on peut la considérer comme crytocristalline. L'hématite est très peu représentée et dérive de l'altération des magnétites. *Le minéral témoin privilégié de l'altération est, ici encore, l'amphibole*. Altérées de manière pseudomorphique en kaolinite, maillees par des hydroxydes de fer, ces amphiboles altérées sont identiques à celles des zones plus méridionales (BONIFAS, 1959 ; DELVIGNE, 1965) sous climat humide à pluviosité voisine de 2000 mm/an. Cependant, ces zones humides sont le siège de la gibbsitisation, alors que la gibbsite n'est pas mise en évidence dans nos profils. On peut donc considérer le type d'altération des niveaux médians

comme *typiquement monosiallitique*, et définir cette altération, ainsi que l'ont judicieusement proposé PEDRO *et al.* (1975) comme une *ferrallitisation basée sur une altération massive* de tous les minéraux primaires en kaolinite. L'altération kaolinique avec formation de gibbsite sera alors qualifiée d'*ultra-ferrallitique*.

2. ACCUMULATION DU QUARTZ ET SILICIFICATIONS

L'étude des argiles bariolées des profils de Kaya (chap. III), des argiles tachetées de Nayouri et des altérations de Dem (chap. IV), a montré un net accroissement de la quantité de quartz dans ces niveaux (cf. fig. 21 et 26). Des néogènes siliceuses ont été décrites par quelques auteurs, dans les profils d'altération d'Afrique occidentale. Ce sont les bourgeonnements de LENEUF (1959), les bancs siliceux de BONIFAS (1959), les accumulations de quartz, calcédoine et opale de DELVIGNE (1965), les formes diverses allant du grain microcristallin aux filonnets et à la dalle selon le type de roche (WACKERMANN, 1975) et les druses de quartz pyramides de BLOT *et al.* (1976c). Plusieurs remarques sont nécessaires :

- ces néogènes siliceuses se produisent *toutes* au sein d'altérations argileuses "latéritiques" fréquemment *coiffées par des cuirasses ferrugineuses* ;
- la forme et la position de ces néogènes témoignent *d'une accumulation après circulation* ;
- on sait, depuis BAUER (1898) et LACROIX (1913), que l'altération "latéritique" provoque un départ de silice ;
- les niveaux ferrugineux indurés sont le siège de mécanismes qui dissolvent le quartz, déstabilisent la kaolinite et libèrent la silice ;
- les manifestations siliceuses prennent d'autant plus *d'importance* que le *caractère basique des roches-mères s'accroît*. Ténues sur les granites, elles deviennent spectaculaires sur les roches ultrabasiques.

Il est donc possible de relier l'accumulation de silice des niveaux sous cuirasse étudiés, à l'altération "désilicifiante" de la partie supérieure des profils. C'est alors le *taux d'aluminium disponible qui détermine l'importance des néogènes siliceuses*. Si ce taux est élevé, comme c'est le cas pour les roches granito-gneissiques riches en aluminium, l'élaboration de kaolinite à partir de cet aluminium disponible exigera beaucoup de silice. L'excès, s'il y a, sera faible et donnera lieu à des silicifications ténues microcristallines. En revanche, sur les roches ultrabasiques dont le taux d'aluminium est faible, l'excès de silice sera important et avec lui les possibilités de néogènes siliceuses.

3. COMPORTEMENT ACTUEL

On a vu, au cours du chapitre IX, que l'altération du matériau des niveaux kaoliniques médians avait commencé avant celle du niveau "pistache", mais après celle du matériau dont sont issues la cuirasse et la carapace. On a vu également que la faible pluviosité actuelle ne permettait qu'une humectation des profils mais pas d'écoulement profond important. On peut donc raisonnablement penser que l'altération ferrallitique qui a donné naissance aux niveaux médians est *freinée ou arrêtée* actuellement et que l'altération de tous les minéraux altérables primaires en kaolinite étant acquise d'une période humide antérieure, l'évolution actuelle sous climat sec ne peut concerner qu'une lixiviation partielle des cations basiques du complexe absorbant au cours d'années à pluviosité exceptionnelle. La présence de calcite dans quelques pores du niveau supérieur des argiles bariolées de la bancotière de Kaya (chap. II) reflète bien le transit réduit ou nul actuel des solutions dans ces niveaux. En revanche, lorsque la pluviosité augmente au Sud des zones étudiées, les analyses d'eau (chap. VII) mettent en évidence la *poursuite actuelle* de la monosiallisation dans ces niveaux.

4. CONCLUSION

Alors que l'altération, dans les niveaux "pistache", engendre à la fois les smectites ferrifères et la kaolinite, selon les minéraux où elle se produit, l'altération dans les niveaux médians fut *plus poussée*. L'hydrolyse et la lixiviation sont plus intenses, ont épuisé les minéraux primaires et engendré la kaolinite et les oxyhydroxydes de fer. *C'est le domaine de la ferrallitisation dont les conditions ne prévalent plus actuellement* dans ces régions, puisqu'elle est relayée par l'altération montmorillonitique.

III - LES NIVEAUX FERRUGINEUX INDURÉS SOMMITAUX

Au-dessus des deux niveaux d'altération précédents, de la base et du milieu des profils, un troisième niveau supérieur reste à examiner, c'est celui des carapaces et cuirasses. Les problèmes particuliers et originaux, posés par la morphologie, la géochimie, les mécanismes de nodulation, de concentration et d'enrichissement en fer de ces niveaux indurés, exigent d'être étudiés de manière plus approfondie.

1. STRUCTURE ET MICROMORPHOLOGIE DES CUIRASSES

Très tôt, certains géologues ont reconnu la relation entre les cuirasses, les altérations et les roches-mères et ont proposé d'utiliser la structure et le faciès des "latérites" pour reconnaître les types de roches masqués par les manteaux d'altération cuirassés (LOMBARD, 1937 ; HUBERT, 1939). Facilité par les structures orientées caractéristiques de certaines roches (schistes, gneiss) le diagnostic est plus malaisé pour les roches cristallines équantes, pour lesquelles seule la présence ou l'absence du quartz peut aider à la détermination. En fait, dans le cas général, la reconnaissance des roches-mères originelles se fait en cassant les nodules et en les observant. Nombre de ces nodules ferrugineux sont des fragments de roche-mère plus ou moins altérée, dont la structure est conservée et qui sont protégés dans et par la cuirasse. Ces fragments enkystés ont été appelés lithoreliques (chap. II). Déjà, LOMBARD (1937), DU PREEZ (1949), WAEGEMANS (1952), FRIDLAND (1961), LEPRUN (1971) et MULLER (1979) avaient reconnu la présence de telles reliques dans les cuirasses et les nodules. Il a été montré ici que ce phénomène est général mais présente diverses particularités selon les roches-mères. Ces reliques sont fréquentes sur les roches basiques ou granitogneissiques et revêtent la forme de nodules violets ou de matrice à structure conservée de la roche (chap. II à V). Certaines cuirasses développées sur des migmatites conservent des îlots de roche altérée à structure reconnaissable. Dans bien des cas, les granites ne présentent pas ces îlots mais plutôt des minéraux reliques. *Toutes ces observations confirment que des lithoreliques de la roche-mère subsistent dans les cuirasses.*

La comparaison entre les niveaux cuirassés et les niveaux kaoliniques sous-jacents est instructive. En effet, alors qu'il est fréquent, comme on vient de le voir, de trouver des lithoreliques et minéraux reliques dans les niveaux indurés, ces reliques sont absentes ou détruites dans les altérations sous-jacentes, et, en particulier dans les argiles tachetées. Ceci converge avec les observations de LAJOINIE et BONIFAS (1961) qui montrent que les deux niveaux de "pain d'épices" de la base et du sommet du profil sont à structure bien conservée de la roche, alors que celle-ci disparaît dans le niveau argileux intermédiaire. De même, GENSE (1976) fait dériver la cuirasse sommitale de ses profils sur basalte d'une ancienne altération "pain d'épices". Toutes ces observations indiquent que non seulement des lithoreliques se retrouvent dans les cuirasses, mais que ces lithoreliques sont absentes, perturbées ou altérées dans les horizons argileux sous-jacents. *Il s'en déduit que les cuirasses ne peuvent pas être passées par l'état d'altération kaolinique sous-jacente.* Il faut ajouter que, dans les niveaux cuirassés il a été trouvé une quantité de minéraux altérables (cardinaux, accessoires et lourds) faible, mais plus importante que dans les horizons argileux sous-jacents. A tous ces arguments s'ajoutent les enseignements tirés des études sur la lithodépendance des cuirasses. Les profils cuirassés étudiés dans les toposéquences et les tranchées indiquent que les faciès, les micro-organisations et parfois même les épaisseurs des cuirasses sont semblables, quand la roche-mère est constante et qu'ils sont différents lorsque la roche-mère change, alors que les niveaux kaoliniques sont plus monotones dans leur structure et leurs organisations.

Au total, un faisceau d'arguments converge pour montrer que le cuirassement a affecté un matériel plus proche des roches-mères par son faciès et la structure de certains de ces éléments que le matériel argileux sous-jacent. Le matériel offert au cuirassement n'a donc pas dû passer par l'état de l'altération entièrement kaolinique, qui caractérise ce matériel argileux médian, mais par une altération antérieure qui a respecté des îlots et débris de la roche. *On ne peut donc faire dériver les cuirasses des altérations argileuses qu'elles surmontent.*

2. PREUVES DE L'AUTOCHTONIE DES CUIRASSES. CONSÉQUENCES.

a) Preuves morphologiques

Quelques cas privilégiés de filons de quartz recoupant la cuirasse sommitale ont été signalés par de CHETELAT (1938), HUBERT (1939), D'HOORE (1954), ALEXANDER et CADY (1962) et LEPRUN (1971). Il a été possible de rencontrer plusieurs fois en Haute-Volta (Pl. VIII,2) et au Mali, des filons

obliques de quartz qui traversaient les altérations et la cuirasse en se fragmentant mais sans changement notable de direction. Il s'agit toujours de cuirasses et d'altérations d'épaisseur moyenne sur des migmatites et des granites fins. D'autre part, la toposéquence de Thion II (chap. IX, Pl. X) est traversée par d'épaisses amygdales de quartz fracturées. La cuirasse ne recouvre pas l'ensemble du versant et, en particulier, n'affecte ni le sommet, ni la masse des amygdales. Elle n'est présente qu'à la verticale des migmatites, à la partie supérieure du profil d'altération issu de ces roches. *Ceci confirme que les cuirasses respectent les structures antérieures et ne sont déduites ni de produits allochtones, ni de sols meubles et désorganisés, et qu'elles sont donc autochtones.* On a vu également que la structure pouvait être conservée *en petit* dans les lithoreliques, *en grand* dans les cuirasses de certaines roches orientées et dans les cuirasses traversées par les filons de quartz, mais qu'elle n'était pas conservée à moyenne échelle, celle de l'observation de l'échantillon décimétrique. Ces faits renforcent la notion d'autochtonie des cuirasses en y ajoutant une certaine désorganisation du matériel. Toutes les observations précédentes impliquent une *conservation approximative des volumes*, confirmée par les calculs géochimiques à volume et à titane constants, qui, pour certaines cuirasses, convergent de façon remarquable (chap. III). Mais cette conservation approximative des volumes ne s'accompagne pas du maintien des structures à petite et moyenne échelle, sauf dans les lithoreliques. En fait, l'examen de la matrice et de certains nodules de cuirasse montre d'innombrables réorganisations. Ces réorganisations ont été décrites en détail dans le chapitre II et leurs mécanismes regroupés sous les termes de pédoplasation, pédoturbation et disjonction périnodulaire. Ces réorganisations qui se font sur des distances infimes, à l'échelle microscopique, ne perturbent pas de manière spectaculaire le volume en grand, malgré des tassements locaux, mais redistribuent la matière et en particulier le fer, en le concentrant.

b) Preuves géochimiques et minéralogiques

Les calculs de corrélation entre les teneurs en fer des roches et celles des cuirasses (chap. VII) ont permis de mettre en évidence des liens étroits entre les familles de roches et les cuirasses qui les surmontent. Les cuirasses offrent une image de la géochimie des roches qui leur ont donné naissance, et comportent un héritage minéralogique légué par ces roches et spécifique du type de roche. Cette image et cet héritage sont la preuve de la formation *in situ* des cuirasses à partir des roches.

c) Conclusion

Ces faits montrent à la fois : 1) que les cuirasses sont issues d'un matériel de départ proche des roches-mères ; 2) qu'elles ont conservé approximativement le volume d'ensemble de ce matériel ; 3) qu'à l'exception des heureux témoins que sont les lithoreliques, ce matériel est entièrement réorganisé par les structures et les micro-organisations internes des cuirasses ; 4) qu'en conséquence les cuirasses sont autochtones et le résultat de l'évolution sur place des roches.

3. GÉOCHIMIE DES CUIRASSES

L'étude des cuirasses au cours des premiers chapitres et les enseignements du chapitre VII, conduisent à considérer les cuirasses ferrugineuses des zones étudiées comme une *association minéralogique simple et monotone de trois constituants* principaux : les oxyhydroxydes de fer, la kaolinite et le quartz. Les deux premiers forment une paragenèse, le troisième est hérité de la roche et peut donc manquer. Cette *uniformité minéralogique* tranche avec la *diversité des faciès cuirassés et la variété des roches de départ*. Cette altération qui, à partir de matériaux originels différents élabore des produits finals identiques, aboutit à une forte accumulation de Fe, de certains métaux de transition et parfois de Mn, une immobilisation relative de Al et Ti, une élimination modérée de Si mais intense des alcalins et alcalino-terreux. Il convient d'examiner en détail les modalités de cette altération.

a) Caractérisation du type d'altération

Pour PEDRO *et al.* (1975), l'altération qui, à partir des roches cristallines dont les trois éléments cardinaux sont la silice, l'aluminium et le fer, élabore de la kaolinite et des oxyhydroxydes de fer mais pas de gibbsite, est la *ferrallitisation s.s.* Cependant, on a montré que dans les cuirasses et les carapaces, malgré l'absence de gibbsite, la kaolinite était déstabilisée et que l'alumine libérée issue de cette déstabilisation se logeait dans les goethites substituées. On se trouve donc devant un nouveau type d'allitisation que nous qualifierons d'"allitisation du deuxième genre". En effet, au lieu d'engendrer l'alumine libre sous forme de gibbsite ou de boehmite, ce qui correspond à l'allitisation de HARRASSOWITZ (1926) et de PEDRO (1966), elle mène à des sesquioxydes mixtes Fe-Al. Déjà NAHON (1976) et NAHON *et al.* (1977) ont décrit la cristallisation de goethites et hématites alumineuses. Ici nous ne rencontrons que la goethite alumineuse accompagnée ou non de goethite pure. Il paraît important de noter aujourd'hui cette double voie de l'allitisation, tantôt exprimée (1er genre) tantôt "camouflée" (2ème genre). On s'explique ainsi que cette alumine ait

échappé à l'observation. L'association kaolinite, goethite alumineuse, hématite est rencontrée dans toutes les cuirasses ferrugineuses étudiées.

b) Le problème du sodium

Dans la quasi totalité des cuirasses étudiées sur différentes roches, il est apparu que le sodium était *l'élément le mieux représenté des alcalins et alcalino-terreux*, alors que dans les altérations sous-jacentes et en particulier dans les niveaux kaoliniques et les arènes, cet élément est le plus mobile. Déjà, FRIDLAND (1961) trouvait des teneurs élevées en sodium dans les lithoreliques des cuirasses. Or l'altération en climat humide favorise l'altération des plagioclases. Pour expliquer ce maintien inattendu du sodium dans les niveaux indurés, et en particulier dans les reliques, on peut envisager pour l'instant deux hypothèses : 1) ou bien le sodium préexistait dans les reliques parce qu'avant d'y être enkysté, la roche-mère aurait été soumise à un climat sec qui préserve les plagioclases (RONDEAU, 1958 ; MILLOT, 1964) ; 2) ou bien les lithoreliques proviendraient d'un matériau arénique compact diaclasé et bien drainé comme celui de la base du profil amont NAY 1, dans lequel la mobilité du sodium est faible par rapport aux autres cations (chap. IV, tabl. XXXI). Ces deux hypothèses sont plausibles mais encore indémonstrables. D'autres seront peut-être trouvées pour expliquer le *caractère assez énigmatique de ce maintien préférentiel de sodium dans les cuirasses*.

c) Problème de la dissolution du quartz dans les nodules

Outre la libération de silice à partir des kaolinites déstabilisées dont il a été question plus haut, les cuirasses et carapaces sont le siège d'un *départ de silice par dissolution des quartz*. Les figures de dissolution sont manifestes aux microscopes optique et électronique (Pl. II, 10, 11, 12). Si la dissolution du quartz de sols sableux perméables peut être expliquée grâce au schéma de MILLOT et FAUCK (1971), il n'en est pas de même pour les quartz des cuirasses. En effet, même si l'on admet que la concentration en silice des eaux de pluie qui arrivent sur les cuirasses affleurantes est faible (entre $1 \cdot 10^{-6}$ et $6 \cdot 10^{-6}$) et rend possible la dissolution du quartz et en partie de la kaolinite, cette dissolution ne peut s'appliquer qu'à la matrice poreuse dans laquelle ces eaux circulent. En revanche, dans le milieu clos des nodules, cette explication n'est pas satisfaisante. C'est en effet l'inverse qui se produit : les quartz des nodules présentent des figures de dissolution spectaculaires alors que les quartz de la matrice sont peu touchés. Il faut donc faire appel à d'autres mécanismes, et vraisemblablement à l'élaboration de complexes solubles fer-silice souvent invoqués dans la corrosion des quartz.

4. MÉCANISMES DE L'ACCUMULATION DU FER

Les calculs géochimiques et les observations micromorphologiques de la première moitié de ce mémoire ont permis de mettre en évidence, dans les cuirasses, deux phénomènes d'accumulation et d'enrichissement du fer : une accumulation relative par départ des autres éléments et une accumulation absolue due à plusieurs mécanismes et en particulier à la formation et à l'accroissement des nodules à partir de la matrice. Avant d'examiner successivement ces phénomènes, un rappel des faits est nécessaire car pour pouvoir montrer que le fer s'accumule dans les cuirasses il faut d'abord prouver qu'il s'y maintient.

a) Géochimie du fer dans les cuirasses

Il a pu être montré (chap. VII) que les minéraux ferrifères des cuirasses sont cristallisés et que la proportion des composés amorphes est insignifiante. En termes de chimie minérale, la solubilité de la goethite est de l'ordre de 10^{-7} ppm à pH neutre et celle de l'hématite est plus faible encore. Ces solubilités sont donc extrêmement faibles et bien inférieures à celles des autres composants des roches-mères (la solubilité du quartz est de l'ordre de 6 ppm). Dès que les seuils de solubilité sont franchis, la goethite et l'hématite sont stables et ont tendance à croître. Ces minéraux ne sont donc solubles qu'à l'extrême surface de la cuirasse, au contact direct avec l'eau de pluie selon le modèle de FRITZ (1975). Mais dès que les solutions pénètrent dans la cuirasse chargées de quelques milliardièmes de ppm de fer, les minéraux ferrifères sont stables. Même en milieu réducteur, les solubilités sont encore de l'ordre de 10^{-5} ppm (NAHON, 1976). Si bien que même si, en quelque microsite asphyxié (bordure de la rhizosphère par exemple) se produit une certaine dissolution du fer, celui-ci est aussitôt fixé à proximité dans le milieu oxydant de la circulation des solutions dans les cuirasses. *Tout ceci montre que dans le milieu interne des cuirasses, les minéraux ferrifères sont dans les conditions de leur stabilité et de leur cristallisation*. Et tout ceci correspond aux essais expérimentaux et mesures, décrits au chapitre VII, qui ne permettent de détecter aucune dissolution significative du fer des cuirasses. *Ce point doit être souligné car la majorité des hypothèses avancées sur la formation des cuirasses fait état de la mobilisation et de la circulation du fer à l'état ionique*. En fait, les goethites et hématites sont stables dans le milieu intérieur circulant des cuirasses. Il s'en déduit que dans les conditions actuelles, le fer ne quitte pas les cuirasses avec les solutions qui y percolent.

b) Accumulation relative par départ des éléments en solution

Pour pouvoir en partant d'une roche cristalline à minéraux altérables divers, aboutir à la formation d'une cuirasse constituée essentiellement d'oxyhydroxydes de fer, de kaolinite et de quartz le cas échéant, il faut maintenir le fer et évacuer la quasi-totalité des alcalins et alcalino-terreux, la moitié de la silice et une partie de l'aluminium et du manganèse. Cela demande une *hydrolyse poussée, un drainage efficace, un milieu ouvert et une lixiviation intense*, c'est-à-dire une pluviosité suffisante et soutenue et un niveau de base déprimé. La *position dans le paysage* est également importante, car le soutirage sera d'autant plus efficace que le profil sera haut. C'est ainsi que dans le cas de deux cuirasses très analogues développées sur une même roche, la plus haute sera un peu plus épaisse et un peu plus riche en fer, que celle de l'aval (cf. profils NAY 1 et 6, KAY 1 et 5 ... et fig. 38b). *Le type de la roche*, c'est-à-dire la nature de ses minéraux, leurs proportions et la taille des grains, va influencer sur l'hydrolyse, sur l'évacuation des ions, sur l'approfondissement du profil et, donc, sur l'accumulation relative.

c) Accumulation absolue par le sommet de la cuirasse

Le sommet de la cuirasse en contact direct avec les eaux de pluie diluées est le domaine de l'accumulation absolue. Comme l'a montré FRITZ (1975), on se trouve alors dans un domaine de dissolution congruente de tous les minéraux de la roche. Le fer est dissous et migre en solution vers le bas, sur une faible distance. En effet, dès que le seuil de solubilité du sesquioxyde est franchi, celui-ci précipite : goethite dans le schéma de FRITZ et hématite dans nos profils. *Ainsi, la cuirasse se nourrit par accumulation absolue des produits de dissolution* superficielle et le tonnage du fer introduit dans la cuirasse augmente au fur et à mesure que le temps passe. A cet enrichissement absolu s'ajoute aussitôt dans le niveau le plus supérieur de la cuirasse, une accumulation relative. En effet, c'est à ce niveau que quartz et kaolinite sont instables et tendent à disparaître tout à fait. Au fur et à mesure de leur dissolution, le fer cristallise sans modification significative du volume. *Ainsi, les dissolutions intenses de surface tendent, par accumulation absolue à donner au sommet de la cuirasse une composition essentiellement ferrugineuse.*

d) Réorganisations internes. Rôles dans l'accumulation du fer

Le fer accumulé dans la cuirasse soit par départ des autres éléments (accumulation relative), soit à partir des horizons supérieurs dissous (accumulation absolue), est l'objet de remaniements et réorganisations intenses, internes aux cuirasses.

* *La nodulation et ses revêtements.* Les mécanismes de la nodulation ont été étudiés dans le chapitre II. Les premiers nodules qui se forment sont les nodules violets ou lithoreliques à structure conservée de la roche et à concentration du fer dans leur masse par accumulation relative. Tous les éléments, excepté le fer, sont en grande partie évacués, le quartz est dissous, la kaolinite est en partie déstabilisée ; seul le fer, comme dans les expériences de PEDRO (1964), se concentre intégralement. Pendant que se produit cette accumulation, l'altération du matériau restant qui n'a pas fourni les nodules violets, élabore une matrice argilo-ferrugineuse. La pédoplasation et la pédoturbation favorisent la concentration plasmique et l'individualisation de nodules bruns ou pédoreliques. C'est une accumulation absolue pour les nodules (chap. II) mais une simple réorganisation pour la cuirasse. Une fois les nodules formés, ils s'entourent de ferri-argilanes (cas des nodules bruns) et de ferranes (cas des nodules violets) successifs qui vont former un cortex péri-nodulaire pelliculaire, dont le développement va accroître le diamètre des nodules et augmenter de manière importante leur teneur en fer. Une fissure péri-nodulaire, isole le dernier ferrane ou ferri-argilane accolé au nodule de la matrice dont il est issu. Les ferranes et ferri-argilanes les plus internes au nodule et donc les plus anciens, sont les plus riches en fer et sont le plus souvent hématitiques, alors que le fer de la matrice est sous forme de goethite alumineuse. Ces mécanismes d'accrolement, de disjonction et d'accroissement des cortex augmentent du bas vers le haut de la cuirasse. La disjonction du fer de l'argile par l'accrolement successif de ferranes à teneur élevée en fer épuise le fer de l'argile matricielle (chap. III, Pl. III, 6, 10). Le relâchement des assemblages vers le haut de la cuirasse et donc l'accroissement des vides, rend possible un entraînement de l'argile déferrifiée au sommet de la cuirasse et un déchaussement des nodules pouvant aller jusqu'à leur libération. Il ne reste donc plus alors, à ce sommet, *que des nodules violets et bruns à cortex épais, très riches en fer.* Il s'agit ici d'une accumulation relative de fer à l'échelle de la cuirasse.

* *Les vides biologiques.* On a vu par ailleurs que les parois des vides biologiques étaient tapissées de ferranes concentriques et que le fer de ces ferranes pouvait, grâce à l'effet rhizosphère (chap. VII), se redistribuer localement. Ce fer peut donc pénétrer dans la cuirasse au fur et à mesure que les racines qui empruntent les vides créés par la pédoturbation s'enfoncent dans la cuirasse.

* *La dégradation.* Comme les mécanismes précédents de nodulation, pédoturbation et augmentation des vides vers le haut, la *dégradation interne et basale* des cuirasses par la destruction, le soutirage des éléments fins et la concentration des nodules, *est une accumulation relative du fer* sur place, et est un facteur important de la concentration du fer dans les cuirasses.

* *Importance des réorganisations dans l'accumulation du fer.* Outre ces accumulations relatives par départ d'argile du sommet et des horizons dégradés et lessivés internes de la cuirasse, les réorganisations précédentes n'agissent que sur le capital de fer, sans cesse augmenté par l'accumulation relative due au départ en solution des autres éléments et à l'accumulation absolue due à l'héritage du fer issu du sommet de la cuirasse en voie de dissolution. Mais ces réorganisations participent surtout à l'accumulation du fer des cuirasses en le concentrant dans les plasmas et les nodules bruns, en le déposant autour des nodules par les cutanes, en le fixant aux nodules par séparation des argiles et du fer de ces cutanes. *Ces réorganisations exposent les constituants et en particulier la kaolinite aux hydrolyses, en les rapprochant des fissures et des vides. Les réorganisations internes des cuirasses constituent donc un système dynamique de redistribution et de perturbation qui favorise l'accumulation relative, hérite de l'accumulation absolue et hâte l'accumulation généralisée du fer.*

e) *Rôle de la roche-mère*

* *Cas général.* Les corrélations du chapitre VII établissent un rapport entre le taux de fer des roches et celui des cuirasses (fig. 38a et b). Mais il apparaît que le *maximum de fer dans les cuirasses ne correspond pas seulement à la teneur en fer de départ*, mais aussi au type de la roche. Ainsi, les roches basiques et les granodiorites fournissent les cuirasses les plus riches en fer. Or, on peut vérifier que l'altération de ces roches conduit au taux d'argile kaolinique le plus élevé de tout l'éventail des autres roches cristallines (40 à 50% en moyenne, contre 25 à 35 % aux granites s.s. et aux roches ultrabasiques). Ce sont aussi les roches basiques et granito-gneissiques à tendance basique qui élaborent les cuirasses les plus nodulaires (chap. VIII et fig. 44). D'un autre côté, on vient de voir que les réorganisations internes dans les cuirasses qui contribuent grandement à l'accumulation du fer mettent en jeu la matrice, le plasma, les cutanes et *concernent donc surtout l'argile*. On peut donc avancer que les facteurs principaux qui conditionnent l'accumulation absolue du fer dans les cuirasses sont *la teneur en fer initial et le taux d'argile d'altération* et que ces deux facteurs dépendent du type de la roche de départ. Ce rôle important de l'argile dans l'enrichissement en fer des cuirasses, rejoint celui accordé par BOULANGÉ *et al.* (1975) et BOCQUIER (1976) dans l'accumulation des sesquioxides.

* *Cas particuliers de certains granites.* L'enrichissement en fer de certaines cuirasses sur granites à grain fin (Nayouri, Chap. IV), *peut être très élevé*, alors que la teneur en fer dans la roche est faible. Pour expliquer cet enrichissement élevé, il faut faire appel à plusieurs causes : 1) au taux d'argile qui peut être élevé dans ce type de roche (45% dans l'altération kaolinique, 29% dans la cuirasse du profil NAY 1) ; 2) aux mécanismes de pédoplasation et pédoturbation successifs qui affectent les nodules et le plasma, mécanismes qui sont spécifiques à ces cuirasses ; 3) à la destruction des structures et à la non conservation des volumes dans la cuirasse, phénomènes qui provoquent un tassement important ; 4) à la possibilité qui est offerte à la cuirasse, d'après ce qui précède, de "descendre" dans le profil et de gagner sur les altérations tachetées du dessous, altérations déjà enrichies en fer (tabl. XXXI), contrairement à ce qui se produit sur les autres roches. C'est, dans ce cas, *l'ensemble du profil* qui participe à l'enrichissement en fer.

f) *Poursuite actuelle de l'accumulation du fer*

Malgré sa pluviosité faible, le climat actuel peut, 1) grâce à une alimentation en eau favorisée par la position affleurante de la cuirasse et l'infiltration préférentielle dans les vides et les fissures du sommet de la cuirasse ; 2) grâce aux alternances des phases d'humectation et de dessiccation dues au régime des pluies et des saisons ; permettre aux *mécanismes* de réorganisation des cutanes et du fer de *se poursuivre* même dans les zones sahéliennes. En revanche, l'accumulation relative du fer par départ des éléments en solution ne fonctionne que dans les zones soudaniennes méridionales, lorsque la pluviosité atteint 1200 à 1400 mm par an. Ceci est prouvé par les types d'altération monosiallitique et même allitique, mis en évidence par le dosage des eaux de ruissellement et de drainage des cuirasses de ces régions (chap. VII, fig. 40).

5. DIFFÉRENTES FORMES MINÉRALOGIQUES DU FER

a) *Rappel des faits*

Les nombreux profils cuirassés étudiés ont permis de mettre en évidence la présence dans les cuirasses de deux oxyhydroxydes de fer, la goéthite alumineuse et l'hématite, et d'une fraction infime de composés amorphes. On peut noter du bas vers le haut des cuirasses : 1) un accroissement de l'hématite aux dépens de la goéthite ; 2) une augmentation de la substitution en aluminium de cette goéthite au fur et à mesure qu'elle diminue en quantité ; 3) une quasi exclusivité de l'hématite ou une très forte subordination de la goéthite alumineuse dans le haut de la cuirasse ; 4) quelques cas sûrs et une très forte présomption de la nature non alumineuse de cette hématite. Il faut noter que *cette évolution est l'inverse de celle établie par NAHON (1976) et NAHON et al. (1977)*, et que la prédominance de l'hématite sur la goéthite est confirmée par de nombreux auteurs (SEGALEN, 1964 ; HAMILTON, 1964 ; SCHWERTMANN, 1971, ...).

b) Eau de constitution des oxyhydroxydes de fer

Dans l'étude du profil NAY 1 (chap. IV), une quantité d'eau de constitution toujours supérieure à la quantité stoechiométrique a été mise en évidence dans les goethites. Déjà BONIFAS (1959) avait constaté cette anomalie. On peut l'expliquer par le fait que ces produits sont cryptocristallins et retiennent de l'eau entre les microcristallites. Ce sont des produits analogues aux limonites et ocres des anciens auteurs. Mais aucun doute ne subsiste sur leur nature minéralogique, puisque les réflexions diffractométriques sont celles de la goéthite et de l'hématite (cf. GOLDSZTAUB, 1935 et MILLOT, 1964 p. 38).

c) Goéthite alumineuse

* *Rappel bibliographique.* Dans les goéthites alumineuses, l'aluminium prend la place du fer pour former une solution solide goéthite-diaspore ($(\text{Fe}_{1-x}\text{Al}_x)\text{OOH}$). JANOT *et al.* (1971 et NAHON (1976) fournissent une bibliographie importante sur ce sujet. Les méthodes de calcul des taux de substitution ont été mises au point par NORRISH et TAYLOR (1961), THIEL (1962), SOLYMAR (1970) et KARPOFF (1975, cf. Annexe III). Rencontrées par un grand nombre d'auteurs dans les bauxites, la mise en évidence des goéthites alumineuses dans les cuirasses ferrugineuses est due à KARPOFF (1975) et NAHON (1976).

* *Enchaînement des faits.* Pour faire passer une goéthite alumineuse ($(\text{Fe}_{1-x}\text{Al}_x)\text{OOH}$) à une hématite Fe_2O_3 , on doit envisager une évacuation de l'aluminium et une recristallisation du fer en hématite anhydre non alumineuse. On a vu (chap. III) que lorsque l'on monte vers le sommet de la cuirasse et que le taux de fer atteint 50%, la teneur en aluminium chute brusquement. Cette brusque variation est vérifiée sur un grand nombre de cuirasses africaines et est associée à une variation dans le même sens des métaux de transition (BESNUS, 1975). On a mis également en évidence (chap. VII) un départ notable de métaux de transition dans les eaux de ruissellement et de drainage des cuirasses affleurantes. Enfin, les observations au microscope et les manipulations à la microsonde ont montré qu'il y avait accroissement cortical des nodules ferrugineux dans les cuirasses. On a vu plus haut les modalités de cet accroissement et une de ses conséquences : les nodules s'enrichissent en hématite non substituée aux dépens de la goéthite largement substituée en Al (jusqu'à 30%) de l'emballage matriciel argileux. Le passage de la goéthite alumineuse à l'hématite correspond donc à une évacuation d'alumine. Cette alumine libérée peut nourrir dans les horizons inférieurs la genèse de la goéthite substituée et sans doute la genèse de la kaolinite. Une accumulation d'aluminium a en effet été notée au sommet des argiles sous cuirasse de certains profils sur roches à tendance basique (cf. tabl. XX, XII, L, LXIII ...).

Ainsi peut se comprendre l'essentiel de la dynamique des oxyhydroxydes de fer dans les cuirasses. De bas en haut, on assiste à l'hydrolyse de la kaolinite qui livre son aluminium à la goéthite alumineuse, puis à la dissolution incongruente de cette goéthite alumineuse, avec cristallisation de l'hématite. L'alumine libérée migre pour partie vers le bas et participe aux néoformations alumineuses inférieures. La présence d'une concentration importante de métaux de transition dans les cuirasses et leur étroite corrélation avec le fer (chap. VII) d'une part, et l'évacuation d'une partie de ces métaux dans l'eau de drainage de ces cuirasses d'autre part, pourraient permettre, en se référant aux travaux expérimentaux de NALOVIC (1974), d'expliquer à la fois la présence de goéthite substituée dans les cuirasses, et la cristallisation de l'hématite non substituée autour des nodules. Dans ce dernier cas, l'entraînement des métaux de transition qui gênent ou interdisent la cristallisation de l'hématite (NALOVIC *et al.*, 1975) s'effectuerait grâce à la circulation privilégiée de l'eau par les fissures périnodulaires. Les étapes minéralogiques successives du passage de la goéthite alumineuse à l'hématite augmentent encore la concentration du fer dans les cuirasses.

6. CONCLUSIONS

Les interprétations précédentes sur la morphologie, la géochimie et la minéralogie des cuirasses et carapaces permettent de dégager les points importants suivants. Les cuirasses se sont développées sur un matériau lithique peu altéré et peu désorganisé et non sur les altérations argileuses sous-jacentes, qui présentent une perte en fer et un faciès de zones blanchies et de taches ferrugineuses. L'altération de ce matériau lithique est antérieure à celle de ces argiles tachetées, mais la cuirasse n'a cessé d'évoluer jusqu'à nos jours. Cette altération est une allitisation du deuxième genre avec libération d'alumine mais celle-ci se dissimule dans les goéthites. Il y a conservation approximative du volume excepté au sommet, à proximité de la surface. Le mécanisme de l'accumulation du fer dans la cuirasse tient en trois termes essentiels : accumulation relative du fer par départ des autres éléments, accumulation absolue au sommet par dissolution de la surface de la cuirasse, et réorganisations internes et intenses qui redistribuent les constituants de la cuirasse avec entretien de la fixation du fer, exposition renouvelée des constituants et, en particulier, de la kaolinite à l'hydrolyse, et entretien constant de cette hydrolyse et de l'évacuation des éléments libérés. L'intensité de ce cuirassement se révèle donc dépendre à la fois de la teneur en fer de départ et de la teneur en argile, c'est-à-dire de la nature de la roche-mère.

IV - COMPARAISON ENTRE LES PROFILS NATURELS ET LES MODÈLES PHYSICO-CHIMIQUES

Les travaux de FRITZ (1975)

Une partie des travaux de FRITZ (1975) concerne la simulation de l'évolution d'un profil d'altération sur granite soumis à la seule dissolution par des solutions renouvelées par le haut. Cette simulation qui utilise les réactions d'équilibre entre les différents minéraux et les solutions, se fait par petites étapes successives, suivant le progrès de l'altération. Les résultats les plus intéressants de ces travaux sont, dans les conditions de milieu "ouvert" et à 25°C et en ce qui nous concerne, l'ordre de formation et la nature des paragenèses des différents niveaux d'altération obtenus. La comparaison entre ce profil théorique et l'orthotype de profil cuirassé choisi, celui de KAYA 5 (chap. III) en raison des similitudes de la roche, est fructueuse (fig.45).

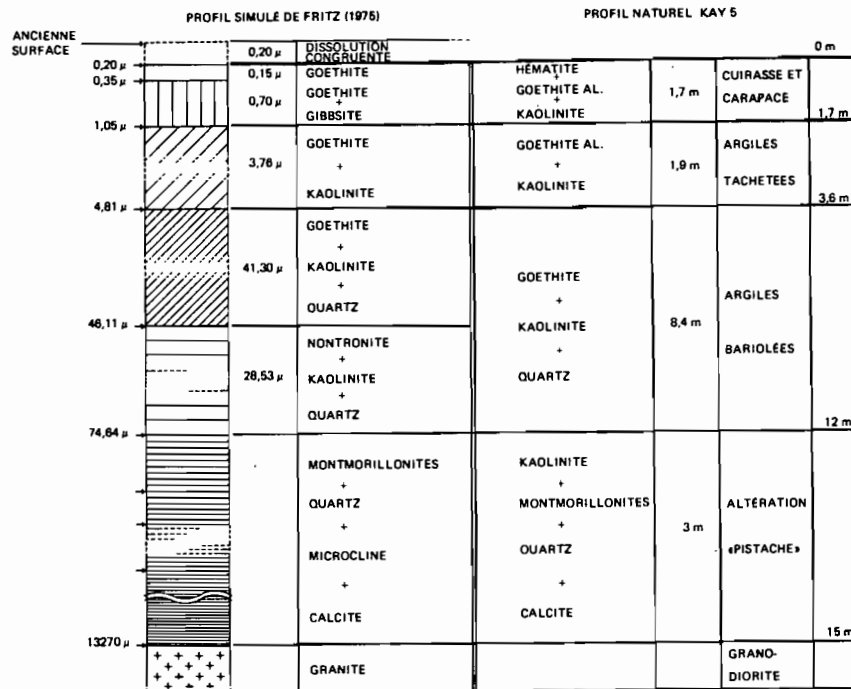


Fig. 45 - Comparaison entre le profil simulé de FRITZ (1975) et le profil naturel KAY 5

* *Analogies. Elles sont remarquables.* Une première constatation est immédiate : la succession et la chronologie des horizons d'altération est la même. De bas en haut on peut distinguer successivement : 1) deux horizons à sesquioxydes de Fe et Al, ils correspondent à la cuirasse ; 2) un horizon à goethite et kaolinite, ce sont les argiles tachetées ; 3) un horizon à goethite, kaolinite et quartz, ce sont les argiles bariolées ; 4) deux horizons profonds qui comprennent des smectites, de la kaolinite, du quartz et de la calcite, c'est l'altération "pistache". Autre constatation : la nature détaillée des paragenèses est la même et coïncide avec deux néogenèses mises en évidence ici, celle du quartz dans les parties médianes et inférieures du profil, et celle de la calcite à sa base.

* *Différences. Elles sont instructives* et concernent à la fois la nature des espèces minérales successives et l'organisation concrète des horizons. Du côté de la nature des espèces minérales, le sommet du profil simulé présente la goethite et non l'hématite. C'est tout simplement parce que le calcul a été conduit en attribuant le fer libéré à la goethite. Ce calcul pourrait être refait avec l'hématite. Le deuxième horizon simulé présente l'association goethite-gibbsite. Cette association est remplacée dans nos profils par la goethite alumineuse, ce qui nous a permis de mettre en évidence l'allitisation du deuxième genre. En dessous, apparaît, dans le modèle, la nontronite, alors que l'association trouvée est celle de la kaolinite avec la goethite. Ceci montre un léger décalage des

conditions de milieu puisque les conditions de genèse de ces deux paragenèses sont très proches (TARDY *et al.* 1974). A la base du profil simulé, le microcline choisi comme feldspath K est indiqué comme stable. Ceci présente une coïncidence avec l'accumulation du potassium dans les altérations "pistache" de nombreuses roches basiques et laisse présager une possible néoformation de feldspath K. Enfin, la base de profil calculé ne présente comme argiles que les montmorillonites. Dans les profils étudiés, on se trouve à un stade un peu plus avancé puisque les amphiboles donnent les montmorillonites, les feldspaths et les biotites fournissent déjà la kaolinite, ce qui mène au mélange montmorillonite-kaolinite qui est une association et non une paragenèse.

Du côté de l'organisation concrète des horizons, il est naturel que le schéma simulé en horizons réguliers superposés ne *correspondent pas aux structures compliquées* des profils et, en particulier, de la cuirasse, avec ses réorganisations et pédoturbations multiples. Ainsi, la cuirasse ne possède pas la tranche superficielle uniquement ferrugineuse du profil simulé, mais aussi de la kaolinite et des lithoreliques. Or, toutes les observations montrent que la kaolinite est en voie de dissolution, *si bien que l'horizon naturel tend lentement vers le statut de l'horizon simulé.*

* *Conséquences.* La comparaison entre le profil calculé et les profils naturels est *riche d'enseignements.* D'abord la *succession des horizons est la même, avec des paragenèses analogues.* Ensuite, les indications offertes par le calcul *confirment les néogenèses discrètes* mises en évidence dans ce travail. Enfin, s'il est clair que, dans la nature, l'altération se produit par des itinéraires discontinus (diaclasses, espaces internodulaires, porosités en grand et en petit) et non en un front linéaire horizontal et continu, il est intéressant de voir le phénomène d'ensemble *pratiquement simulé* par les calculs. *Les résultats de ces calculs éclairent l'interprétation et guident vers de nouvelles découvertes.*

V - ESSAI DE RECONSTITUTION DE LA GENÈSE DES PROFILS CUIRASSÉS

Avant de tenter cette reconstitution, il est nécessaire de faire un rapide tour d'horizon de l'abondante bibliographie qui traite de la genèse du cuirassement.

1. REVUE BIBLIOGRAPHIQUE

Essayer de retracer et de réunir les différents modes de formation des cuirasses d'après la littérature considérable qui traite de ce sujet n'est pas chose aisée. En schématisant beaucoup et en ne citant que quelques auteurs parmi les centaines d'autres, on peut retenir quatre grands types de genèse.

a) *L'accumulation et l'enrichissement en fer se fait à partir des oscillations verticales d'une nappe hydrostatique.* Le fer en solution précipite en milieu oxydant (MAC LAREN, 1906 ; LACROIX, 1913 ; CAMPBELL, 1917 ; HARRASSOWITZ, 1930 ; de CHETELAT, 1938 ; PENDLETON, 1943 ; MOHR, 1944 ...).

b) *L'enrichissement en fer est dû à l'activité biochimique* des bactéries (HOLLAND, 1903 ; BISHOPP, 1937 ...), aux termites (TESSIER, 1959) ou au changement de végétation (ERHART, 1951 et 1956).

c) *La cuirasse représente l'induration d'un horizon de sol* par circulation et accumulation du fer (PENDLETON et SHAVASUVANA, 1942 ; HUMBERT, 1948 ; NYE, 1955 ; MAIGNIEN, 1956 ; MAUD, 1965 ...).

d) *Enfin, le cuirassement résulte d'une accumulation relative* du fer et est le résultat ultime de l'altération et de la lixiviation (RUSSELL, 1889 ; BAUER, 1898 ; GLINKA, 1914 ; HARRISON, 1933 ; VAN BEMMELEN, 1941 ; TRESCASES, 1973 ; MAC FARLANE, 1971 et 1976 ...)

En ce qui concerne les principaux travaux en langue française qui traitent du cuirassement en Afrique de l'Ouest, on peut les résumer brièvement ainsi.

- MAIGNIEN (1956) étudie le cuirassement des sols en Guinée. En plus d'une accumulation relative du fer, il accorde une place importante à la redistribution du fer par migration latérale dans le paysage. Ainsi, le fer amont est mobilisé, migre, se concentre, s'immobilise et s'accumule dans les profils aval. L'analyse géométrique, micromorphologique et géochimique des cuirasses étudiées ici conclut à leur genèse autochtone et à la non exportation du fer.

- MICHEL (1973) reprend les données de d'HOORE (1954) et de MAIGNIEN (1956) pour expliquer la mobilisation, la circulation et la précipitation du fer. Il fait appel aux deux types d'accumulations, relative et absolue, et privilégie la seconde. Le fer provient en grande partie d'anciennes cuirasses perchées, se déplace obliquement le long de trois glacis quaternaires étagés d'âges différents. Le matériel cuirassé est d'apport détritique, le glacis amont nourrissant le glacis aval. Le cuirassement peut donc se mettre en place dans toutes sortes de matériaux : alluvions, colluvions, altérites, sols ... Ces mécanismes de formation du cuirassement s'opposent à l'ensemble des faits d'observation et d'analyse consignés dans ce mémoire.

-NAHON (1976), à partir d'un grès ferrugineux, passe par un ensemble de huit horizons différents, ordonnés de l'amont vers l'aval, pour obtenir deux systèmes cuirassés emboîtés. D'un horizon à l'autre, l'enrichissement en fer se fait par des accumulations relatives et absolues successives, qui relaient des accumulations relatives et absolues de quartz et de kaolinite. Ces deux systèmes cuirassés s'organisent suivant des composantes à la fois verticales et latérales. Les différences fondamentales entre le grès de départ kaolinique et ferrugineux et les roches cristallines de ce travail ne permettent pas de comparer ce mode de genèse au nôtre. On peut seulement faire remarquer que cette genèse est différente malgré certains mécanismes géochimiques semblables.

2. TENTATIVE DE RECONSTITUTION DU CUIRASSEMENT

L'ensemble des données rassemblées dans ce mémoire permet d'envisager la genèse du cuirassement des roches cristallines suivant le cheminement et les possibilités suivantes.

a) Conditions de départ

* *Modèle originel*. Il n'y a pas lieu d'imaginer une surface topographique plane comme on a tendance à le faire quand on pense au cuirassement, *mais un modèle ondulé*, identique à celui des zones sahéliennes et soudaniennes actuelles qui est masqué par les cuirasses. Les points hauts sont alors constitués par les arcs basiques birrimiens et les points bas par les zones granitiques.

* *Matériel originel*. La structure conservée de la roche et la présence de lithoreliques dans les cuirasses obligent à considérer ce matériau originel comme *proche d'une roche-mère peu altérée*. On peut supposer que plusieurs cas se partagent le modèle : des affleurements rocheux continus, des amas de blocs rocheux avec ou sans lithomarge, des sols lithomorphes à horizon C fait de boulders (roches à pôle basique), des sols meubles à minéraux altérables abondants sur arène (roches granitiques). C'est ce genre de matériel proche des roches-mères qui est livré aux altérations qui vont mener aux cuirassements. Le type d'altération permet de reconstituer un climat chaud et humide avec des saisons sèches peu marquées.

b) Altération et début du cuirassement

Dans le cas des affleurements et des blocs rocheux, on peut supposer une altération ferrallitique s.l. avec fragmentation des dalles et des boules, formation de kaolinite et d'hydroxydes de fer. Certaines boules et des fragments rocheux échapperaient à la désagrégation, s'entoureraient d'un cortex ferrugineux comme dans les expériences de PEDRO (1964) et formeraient les lithoreliques. On obtiendrait, alors un mélange de nodules dans un emballage matriciel argilo-ferrugineux. La kaolinite se déstabiliserait lentement, mais de façon continue, en libérant la silice et plus graduellement l'aluminium. Jusqu'ici, *l'accumulation du fer est relative* par départ des autres composants. A ceci s'ajoutent les dissolutions congruentes de surface, selon le schéma de FRITZ (1975), avec descente lente de la surface de la cuirasse. Le fer ainsi mis en solution reprécipite aussitôt dans la partie sommitale de la cuirasse où goethite et hématite sont dans les conditions de stabilité. A l'accumulation relative précédente, s'ajoute *l'accumulation absolue à partir de la surface*. On obtient ainsi un horizon en voie d'altération indurante et croissante, avec descente de sa surface compensée par l'enfoncement à la base du front d'altération. Un exemple concret de cette induration est fourni par le profil HOG 8 (chap. V) sous la forme d'une carapace nodulaire, fossilisée avant que ne se développent les argiles sous-jacentes.

Dans le cas des sols, les mêmes processus d'altération peuvent être avancés, mais les lithoreliques ne se formeraient qu'après dissolution des matériaux meubles des horizons supérieurs une fois la roche atteinte.

c) Formation des niveaux kaoliniques

* *Les argiles tachetées se formeraient ensuite*. Leur morphologie de pseudo-gley avec les taches rouille et les zones décolorées, la conservation du volume, l'altération massive en kaolinite, le départ partiel de tous les éléments, sauf du fer qui se maintient dans les profils sur granite, permettent d'envisager la ferrallitisation s.s. d'un matériau rocheux ou d'une lithomarge, un engorgement temporaire et irrégulier entraînant l'alternance d'oxydations et de réductions. Le ralentissement du drainage responsable de ces phénomènes pourrait être attribué, soit à une remontée du niveau de base, soit tout simplement à la progression du front d'altération vers le bas, le niveau de base restant stable.

* *Les argiles bariolées se développeraient alors.* L'aspect ponctué de ces argiles, la conservation du volume, l'altération kaolinique massive et exclusive, le départ partiel de tous les éléments y compris du fer, indiquent la poursuite de la ferrallitisation s.s., mais cette altération se produirait dans un milieu localement réducteur mais non engorgé dans lequel l'évacuation des solutions serait assurée. On peut envisager une altération kaolinique "atmosphérique" dans le sens de PEDRO (1964).

d) Formation de l'altération "pistache"

L'altération montmorillonitique basale qui succède à la longue altération kaolinique précédente, implique des conditions nouvelles qui se traduisent par un confinement des solutions lié à un transit réduit et à une faible alimentation en eau. Si l'on se réfère à la période actuelle qui est aussi montmorillonitique, le climat est plus sec et comporte une longue saison sèche. L'enfouissement par poche de cette nouvelle altération milite en faveur d'une remontée du niveau de base.

e) Poursuite du cuirassement

Durant tout le temps de la formation des niveaux argileux précédents, l'altération du matériau en voie de cuirassement et l'accumulation relative se poursuivraient. La dissolution des constituants et en particulier, de la kaolinite se continuerait, excepté dans les lithoreliques. Le nouveau climat favoriserait les alternances d'humectation et de dessiccation et donc l'activation des mécanismes de pédoplasmatation et pédoturbation (nodulation, disjonction du fer et de l'argile). Ces phénomènes de réorganisations internes redistribuent les composants de la cuirasse avec fixation constante du fer sous forme de minéraux ferrifères et tendance constante à l'hydrolyse et à l'évacuation de la kaolinite et des autres minéraux (quartz, minéraux reliques). Cet enrichissement croissant en fer est de plus en plus sensible vers le haut de la cuirasse. Les phénomènes de réorganisations internes rendent compte à la fois des modalités de cet enrichissement croissant et de la micromorphologie des cuirasses.

f) Dégradation des cuirasses

On a vu (chap. VIII et IX) que la plupart des cuirasses étudiées présentent des figures de dégradation dont l'intensité et la nature varient avec le type de la roche et la position sur le modelé. Quand les phénomènes de pédoturbation s'exagèrent sous l'influence du climat à saisons contrastées, ils favorisent la concentration du fer, mais peuvent également conduire à la dégradation des cuirasses. Ainsi, la pédoturbation apparaît comme une "pré-dégradation". De nouveaux itinéraires de passage de l'eau sont créés au travers de la cuirasse. Des horizons de dégradation se développent au sein et à la base des cuirasses, isolent ces dernières du reste du profil et canalisent la circulation de l'eau latéralement. Fréquemment, dans le niveau frontrière des horizons de dégradation, s'accumulent le quartz et les débris de cuirasse et se constitue une stoneline autochtone. Non seulement la cuirasse et la carapace ne pourront s'enfoncer dans les horizons sous-jacents, mais elles vont se dégrader de plus en plus, pour donner des blocs, puis des gravillons et enfin un matériau détritique sableux, kaolinique et ferrugineux à partir duquel se développent les sols ferrugineux tropicaux si largement répandus dans les zones étudiées.

g) Evolution actuelle

Le climat sec actuel ne permet pas à l'altération ferrallitique des cuirasses de se poursuivre dans les zones étudiées excepté à leur limite sud. Seul l'enrichissement en fer, par les cutanes périnodulaires continue de se faire. En revanche, les phénomènes de dégradation sont fonctionnels et la cuirasse se détruit plus vite que le front d'altération de la roche ne progresse, l'altération smectitique basale responsable de cette progression étant, on l'a vu, réduite actuellement.

VI - L'AGE DU CUIRASSEMENT

La datation des cuirasses étudiées n'est pas facile. D'une part en raison de leur constitution minérale particulière qui rend difficile la datation par une méthode de géochronologie isotopique, d'autre part à cause de leur développement sur le craton précambrien qui est toujours resté émergé. Plusieurs autres démarches restent possibles.

La première concerne les observations faites au N de Ouahigouya en Haute-Volta (chap. VI). Durant une longue période d'altération, le socle précambrien, les conglomérats postérieurs et le Continental Terminal d'âge Eocène-Miocène ont été cuirassés "en continu". Les roches saines de cette région s'altèrent *actuellement* en sols montmorillonitiques.

La deuxième qui utilise les calculs effectués à partir des pertes de matière dosés dans l'eau, a été tentée dans les pays humides (LENEUF, 1959 ; SIEFFERMANN, 1969). Ces calculs ne sont pas possibles dans les régions étudiées où l'écoulement profond est réduit ou nul.

Une troisième démarche consiste à essayer de dater par une méthode isotopique adéquate les argiles des altérations sous-jacentes à la cuirasse (BOULAD *et al.*, 1977). Les travaux sont en cours depuis plusieurs années (CLAUER et LEPRUN, inédit).

Enfin une dernière démarche fait intervenir trois localisations privilégiées d'épanchements volcaniques datés qui entourent l'Afrique occidentale.

a) A Dakar, en de nombreux points de la côte, les coupes naturelles montrent que le système éruptif miocène (GORODISKI, 1952) d'âge moyen 7 M.A. (CANTAGREL *et al.*, 1976) porte une profonde altération kaolinique surmontée d'une épaisse cuirasse ferrugineuse recouverte en discordance et fossilisée par des coulées doléritiques quaternaires (env. 1 M.A., HEBRARD *et al.*, 1969). Sur ces coulées se différencient des sols bruns eutrophes ferruginisés à minéraux 2/1, abusivement dénommés "latérite récente" (TESSIER et J. LAPPARTIENT, 1967) ou indurations carapacées d'horizons nodulaires (NAHON et LAPPARTIENT, 1977).

b) Au Hoggar, on a vu, au chapitre V, que sur un basalte miocène (17 M.A.) s'était développée une carapace ferrugineuse juvénile, fossilisée par des coulées postérieures pour donner des sols bruns et des andosols.

c) Au Cameroun, sous les basaltes des Kapsikis, au N du pays, le socle granito-gneissique kaolinisé sur plusieurs mètres, est surmonté par une cuirasse ferrugineuse démantelée en gros blocs (DUMORT et PERONNE, 1966). Cette cuirasse est recouverte par des coulées de basalte quaternaire qui porte des *vertisols* (SIEFFERMANN, comm. orale).

Tous ces exemples convergent pour signifier que la période de cuirassement est *vieille, date au moins du Tertiaire, et a été stoppée au Quaternaire pour faire place à une pédogenèse montmorillonitique*. Le cuirassement qui a nécessité sur les roches cristallines de l'Afrique de l'Ouest plusieurs millions d'années pour se constituer, s'entretient encore d'une manière discrète dans les cuirasses déjà formées, mais ne se développe pas sur les roches saines et est pris de vitesse par la dégradation et le démantèlement.

La grande extension et la perennité des conditions climatiques tropicales chaudes et humides durant tout le Tertiaire sont admises par l'ensemble de la communauté scientifique actuelle et sont appuyées par d'innombrables preuves, dont celles de la flore et de la faune. Le changement climatique de la fin de l'ère Tertiaire l'est également. L'admirable synthèse de MILLOT (1964) *confirme de manière éclatante que l'hydrolyse, la lixiviation et l'altération "latéritisante" du craton cristallin émergé sur lequel sont situés les profils cuirassés étudiés, ont été efficaces surtout durant toute la première moitié du Tertiaire, puisque la sédimentation corrélative "chimique-basique" s'est développée à cette époque, aussi bien dans les bassins côtiers que dans les grands bassins sédimentaires intérieurs qui entourent le craton ouest-africain.*

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Au terme de ce travail sur les cuirasses ferrugineuses de l'Afrique occidentale sèche développées sur les roches cristallines, leur manteau d'altération et les sols qui en dérivent, il est nécessaire et agréable, de faire ressortir de la masse des faits et des interprétations, les leçons les plus importantes. Ces leçons seront regroupées en douze points.

1) *L'orthotype du profil cuirassé.* A la suite de l'étude de toute une série de profils, il est proposé pour les zones étudiées, un orthotype de profil cuirassé qui comprend du bas vers le haut les horizons suivants : altération "pistache", argiles bariolées, argiles tachetées, carapace, cuirasse. L'épaisseur relative de ces horizons et l'absence éventuelle de l'un d'eux dépendent de la roche sous-jacente et de la position sur le modelé.

2) *Les altérations "pistache" de base.* D'une manière générale, il est montré qu'à la base du manteau kaolinique cuirassé connu de ces régions, se dispose un niveau d'altération "pistache" d'épaisseur variable, mais qui peut atteindre plusieurs mètres. Ce niveau peut manquer à l'amont de certaines toposéquences développées sur les roches granitiques, mais accuse une épaisseur maxima à l'aplomb des entailles des cuirasses (knick). Cette altération "pistache" contient à la fois la kaolinite et la montmorillonite issues de minéraux primaires différents. Elle est semblable à l'altération qui marque la pédogenèse actuelle des roches de surface. Elle constitue l'altération la plus profonde et la plus récente du profil cuirassé en entier. Elle est postérieure aux niveaux kaoliniques sus-jacents et ne constitue pas une étape d'altération entre la roche-mère et la kaolinite. Au contraire, elle correspond à une nouvelle altération dans d'autres conditions, commence après, et relaie cette altération kaolinique sus-jacente.

3) *Les argiles bariolées et tachetées.* Dans les horizons kaoliniques, dont le faciès est bariolé à la base et tacheté au-dessus, une paragenèse minérale qui comprend la kaolinite, la goëthite alumineuse et le quartz est définie. En effet, il a pu être démontré que l'alumine libérée ne s'exprime pas en gibbsite, mais se substitue au fer dans les goëthites. De même, il a pu être montré que le quartz se néoforme dans cette zone. Ces argiles sont le fruit d'une ferrallitisation s.s. des roches-mères, caractérisée par une décomposition totale de tous les minéraux primaires en kaolinite. Ces niveaux kaoliniques sont isovolume. On vient de souligner que les altérations "pistache" sous-jacentes leur sont postérieures, mais il a été montré par ailleurs, qu'elles sont elles-mêmes postérieures aux cuirasses qui les surmontent. Développées après l'altération qui a affecté le matériau qui fournira la cuirasse, les argiles bariolées et tachetées ne sont pas une étape d'altération entre le niveau "pistache" basal et la cuirasse sommitale.

4) *Autochtonie, lithodépendance et isovolume dans les cuirasses.* Il a été montré que les cuirasses se sont formées à partir des roches-mères, sans transport latéral ni du matériel hôte, ni pour l'essentiel du fer accumulé. A l'échelle de la coupe et de l'affleurement, la conservation de l'orientation des bancs et de la schistosité de la roche, la présence de filons intrusifs et de quartz, le changement de faciès des cuirasses lorsque la roche change et le maintien de ce faciès lorsqu'elle se prolonge, assurent de la conservation en grand des structures. A l'échelle de l'échantillon, la présence de lithoreliques à structure et minéraux résiduels de la roche, indique que la structure est conservée en petit. Enfin, la chimie des cuirasses reflète d'une manière déformée mais reconnaissable la chimie de la roche sous-jacente, cette roche transmet aux cuirasses un héritage minéralogique qui lui est spécifique, et les calculs à volume et titane constants convergent le plus souvent. Ainsi peut-on apporter les preuves que les cuirasses sont autochtones, lithodépendantes et, en grande partie, isovolume.

5) *Le faciès des cuirasses et carapaces. Le matériel d'origine.* Une analyse du faciès pétrographique général des cuirasses est proposée. Son aspect souvent conglomératique, surtout en surface, est une illusion. Ce qui a été pris pour des éléments de conglomérat est en fait, le résultat d'une nodulation au sein d'un emballage matriciel. On peut regrouper les différents nodules et matrices en deux grandes catégories. Les nodules violets et certaines plages de matrice conservent la structure de la roche, ce sont les lithoreliques. Les nodules bruns et les autres matrices n'ont plus la structure de la roche, ce sont les pédoreliques. La présence de ces lithoreliques et le fait qu'elles contiennent encore des minéraux altérables alors que les argiles sous-jacentes n'en possèdent pas, permettent d'avancer que les cuirasses ne proviennent pas de ces argiles, mais de matériaux proches de la roche originelle.

6) *Les autres accumulations ferrugineuses.* Il existe de nombreux cas d'indurations, de carapacements et d'encroûtements ferrugineux qui affectent des matériaux divers qui vont des alluvions aux sols et qui ne sont pas des cuirasses au sens utilisé dans ce travail. L'imbroglio des termes qui servent à désigner les diverses accumulations ferrugineuses et les implications génétiques qu'ils portent, rendent nécessaire un classement. La forte induration, la teneur élevée en fer, l'hématite abondante, les constituants uniquement kaoliniques, quartzeux et ferrugineux, le rapport $Ki < 2$ et la présence d'un profil d'altération sous-jacent sont les critères qui permettent de distinguer les cuirasses étudiées, des autres indurations ferrugineuses. Mais le diagnostic est parfois malaisé, plusieurs critères sont nécessaires, et il existe des cas intermédiaires comme ceux des carapaces sur les granites leucocrates.

7) *L'accumulation relative du fer. L'allitisation du deuxième genre.* Les cuirasses contiennent encore une proportion importante de kaolinite. Ceci témoigne d'une phase de ferrallitisation avec monosiallitisation, mais cette kaolinite est ensuite dissoute de manière incongruente avec évacuation de silice et libération sur place d'alumine. Au lieu de voir apparaître la gibbsite, ce qui serait l'allitisation connue de tous, on voit naître la goëthite alumineuse. Ainsi a pu être définie l'allitisation du deuxième genre, par laquelle l'alumine et l'oxyde de fer syncristallisent dans le même minéral, la goëthite alumineuse qui peut contenir jusqu'à 30% d'aluminium. Cette ultraferrallitisation qui accumule Al et Fe par départ des autres éléments est, par définition, une accumulation relative.

8) *Les minéraux ferrifères et alumino-ferrifères et leur stabilité.* En fait, la goëthite alumineuse n'est pas seule dans les cuirasses, mais coexistent avec l'hématite qui, elle, n'est pas alumineuse. Il a été montré que le degré de substitution en aluminium de la goëthite croît vers le haut au fur et à mesure que la proportion de goëthite diminue et que celle de l'hématite augmente, pour devenir dominante au sommet de la cuirasse. Ainsi est mis en évidence de bas en haut, un relais progressif de la goëthite faiblement substituée à la goëthite fortement substituée, puis à l'hématite pure. De plus, ces minéraux ont, dans les solutions naturelles oxydées qui parcourent la cuirasse, des solubilités extrêmement faibles qui se mesurent en 10^{-7} ppm, ce qui veut dire environ dix millions de fois moins solubles que le quartz. C'est pourquoi, ces minéraux sont les plus stables dans les profils, l'hématite étant le plus stable, car le moins soluble. Si l'eau de pluie peut les dissoudre au premier contact à la surface de la cuirasse, elle se charge aussitôt des quelques parties par milliards suffisantes pour assurer à ces minéraux la stabilité puis la croissance. Ce n'est que dans quelques sites un peu plus réducteurs que des dissolutions peuvent se produire pour aboutir à une recristallisation à proximité. Mais dans les itinéraires normaux de la cuirasse, ces minéraux sont stables et l'on comprend pourquoi un ensemble cuirassé n'exporte pas de fer, ainsi que les observations, les mesures et les expériences l'ont vérifié.

9) *L'accumulation absolue. Les réorganisations internes.* A la surface de la cuirasse, sous l'effet de l'eau de pluie désaturée, se produisent des dissolutions éventuellement aidées par la complexation éphémère avec la matière organique superficielle. Le fer en solution précipite rapidement et entre dans les systèmes internes de la cuirasse. Indéfiniment renouvelée, cette accumulation absolue apporte au sommet du profil des quantités importantes de fer qui s'ajoutent au fer de l'accumulation relative. A partir de ce double stock de fer relatif et absolu, la cuirasse présente d'intenses réorganisations internes. Ainsi se produisent localement des soustractions, des réarrangements et des figures de répartitions absolues à petite échelle : concentration dans le plasma qui mène aux nodules bruns, cortex à la périphérie des nodules, disjonction fer-argile. Indéfiniment répétés au sommet et au sein des cuirasses, tous ces mécanismes entretiennent une accumulation progressive et considérable du fer.

10) *La poursuite entretenue de l'évolution des cuirasses au long du temps.* Depuis l'origine, où un matériel proche de la roche a subi une altération monosiallitique et ultraferrallitique, l'enrichissement en fer par le sommet, l'enrichissement par la poursuite des migrations en solution, le tout entretenu par les réorganisations internes s'est poursuivi. Pendant les longues périodes qui ont permis le développement des argiles kaoliniques et "pistache", l'apport en fer par la surface, l'accumulation par départ des autres constituants, enrichissent la cuirasse en fer. Le cuirassement apparaît donc comme un mécanisme continu au long du temps. Il s'est poursuivi bien après l'altération du matériau dont il est issu, et ne se poursuit que partiellement et "au ralenti" dans les régions sèches étudiées.

11) *La dégradation des cuirasses et ses conséquences.* Bien que le cuirassement se poursuive encore faiblement aujourd'hui dans les cuirasses constituées, il est pris de vitesse, contrarié et détruit par des phénomènes de dégradation, sous l'influence des conditions climatiques de ces régions. Les mécanismes de micro-réorganisation évoqués plus haut, quand ils s'amplifient, aboutissent à la séparation du plasma et du squelette et à l'élargissement des vides. Ainsi, de véritables horizons lessivés se développent à l'intérieur et à la base de la cuirasse. Celle-ci se trouve minée et sapée, puis disloquée et réduite en blocs, morceaux puis gravillons. C'est un nouveau type d'altération, pour lequel la cuirasse est une nouvelle roche-mère. La principale conséquence de la dégradation des

cuirasses est la *formation de nouveaux sols* à partir des matériaux de démantèlement et des argiles sous-jacentes. Cette dégradation est l'une des *manifestations les plus efficaces* et spectaculaires des aspects que revêt le *déséquilibre pédobioclimatique actuel de la couverture pédologique de ces régions* (BOULET, 1974)

12) *L'extension ancienne et le modelé du manteau cuirassé.* L'étude par toposéquences des cuirasses et de leurs produits de dégradation partout présents dans de vastes régions, permet de considérer que la cuirasse était *beaucoup plus étendue qu'aujourd'hui*. Avec des épaisseurs variables qui dépendent des roches-mères et du modelé lui-même, elle devait recouvrir la quasi totalité de ce modelé. De plus, l'observation du passage continu du cuirassement d'un point à un autre quelle que soit la roche-mère, incline à penser que ce cuirassement *était unique, ondulé, avec des ressauts* aux changements brutaux de pente et de roche-mère. Il n'est pas possible dans ces régions de considérer que les cuirasses recouvrent des glacis étagés dans l'espace et dans le temps.

En conclusion, le principal enseignement de ce mémoire revient au rôle prépondérant de la roche non seulement sur la genèse et l'évolution du cuirassement, mais aussi sur ses transformations et sa dégradation. Les cuirasses, formées à partir d'une roche, subissent durant toute leur maturation et jusqu'à leur disparition, l'influence du patrimoine génétique de cette roche. L'appellation de roche-MÈRE prend alors toute sa justification. Les cuirasses longtemps considérées comme un masque trompeur sont en fait une peau qui révèle la matière qu'elle recouvre.

BIBLIOGRAPHIE

- ALBOUY Y., PION J.C. et WACKERMANN J.M. (1970) - Application de la prospection électrique à l'étude des minéraux d'altération. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, 2, p. 161-170.
- ALEXANDER L.T., CADY J.G., WHITTIG L.D. et DEVER R.F. (1956) - Mineralogical and chemical changes in the hardening of laterite. VIth Internat. Congr. Soil Sci., Paris, V, p. 67-72.
- ALEXANDER L.T. (1957) - Special lectures. *Agronomy* 210, Fall.
- ALEXANDER L.T. et CADY J.G. (1962) - Genesis and hardening of laterite in soils. *U.S. Agric. Techn. Bull.*, Washington, 1282, 90 p.
- ALEXANDROVA L.N. (1954) - On the nature and properties of interaction products of humic and humates with sesquioxides. *Pochvov.*, 1, p. 14-29.
- ALEXANDROVA L.N. (1960) - On the composition of humus substances and the nature of organo-mineral colloids in soils. VIIth Internat. Conf. Soil Sci., Madison, 2, p. 74-81.
- ARISTOVSKAYA T.V. et ZAVARZIN G.A. (1971) - Biochemistry of Iron in Soil. *in* : Soil biochemistry, Vol. 2, Mc LARENS et J. SKUJINS (éd.), New-York, p. 386-407.
- ATAMAN G. (1964) - Oligo-éléments dans les argiles. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 19,9, p. 958-969.
- ATAMAN G. (1963) - Utilisation du spectromètre à lecture directe pour le dosage des éléments majeurs des roches sédimentaires et des silicates dans une grande gamme de concentrations. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 16, p. 233-240.
- ATAMAN G. et BESNUS Y. (1965) - Une méthode de dosage des éléments-traces dans les roches par spectrométrie à lecture directe. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 18, p. 179-189.
- Atlas international de l'Ouest africain (1971) - Comm. Sci. Techn. O.U.A.
- AUBERT G. (1949) - Observations sur le rôle de l'érosion dans la formation de la cuirasse latéritique. C.R. Conf. afr. Sols, Part. 2. *in* : *Bull. agr. Congo belge*, 40, p. 1383-1386.
- AUBERT G. (1963) - Soils with ferruginous or ferrallitic crusts of regions. *Soil Sci.*, 95, p. 235-242.
- AUBERT G. (1965) - La classification pédologique utilisée en France. *Pédologie*, Sympos. internat., 3, Class. sols, p. 25-56.
- AUBERT H. et PINTA M. (1971) - Les éléments-traces dans les sols. *Trav. et Doc. ORSTOM*, Paris, 11, 103 p.
- AUBREVILLE A. (1949) - Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale. Soc. Ed. Géogr. marit. et col., Paris, 351 p.
- BAAS BECKING L.G.M., KAPLAN I.R. et MOORE D. (1960) - Limits of the natural environments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. *J. Geol.*, 68, p. 243-284.
- BACHELIER G. (1963) - La vie animale dans les sols. *Mém. ORSTOM*, Paris, 3, 279 p.
- BAGNOULS F. et GAUSSEN H. (1957) - Les climats biologiques et leur classification. *Ann. Géogr.*, 66, p. 193-220.
- BASSOT J.P. (1963) - Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maleins. Thèse Sci. Clermont-Ferrand et *Mém. B.R.G.M.*, 40, 1966, 322 p.
- BAUDRIMONT R. (1971) - Hydrobiologie des étangs du Sud-Ouest : caractéristiques physico-chimiques des eaux. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 273, D, p. 1567-1569.
- BAUER M. (1898) - Beiträge zur Geologie des Seychellen insbesondere zur Kenntnis des Laterits. *Neues Jahrb. Miner.* 2, p. 163-219.
- BENZA P.M. (1836) - Memoir of the geology of the Neelgherry and Koondah Mountains. *Madras J. Lit. Sci.*, 4, (13), p. 241-299.
- BERNER R.A. (1971) - Principles of chemical sedimentology. Mc. Graw Hill (éd.), New York, 240 p.
- BERTHELIN J. et KOGBLEVI A. (1972) - Influence de la stérilisation partielle sur la solubilisation microbienne des minéraux dans les sols. *Rev. Ecol. Biol. Sols*, 9,3, p. 407-419.
- BESNUS Y. (1976) - Méthode géochimique utilisant les courbes de régression appliquée à la genèse des gisements métalliques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, p. 215-218.
- BESNUS Y. (1977) - Etude géochimique comparative de quelques gisements supergènes de fer. Thèse Sci. Strasbourg, 1975 et *Sci. Géol. Mém.*, 47, 145 p.
- BESNUS Y. et DIEMER A. (1976) - Traitements statistiques par ordinateur. Programmes HIST, ANFACT, RAPPORT. Note techn. Inst. Géol. Strasbourg, 6, 29 p.
- BESNUS Y. et MOSSER C. (1976) - Les groupes à intercorrélations positives : une méthode statistique pour déterminer la répartition des éléments chimiques entre les phases constitutives d'une roche. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 283, D, p. 587-590.

- BESOLLES B. (1977) - Géologie de l'Afrique. Le craton ouest africain. *Mém. B.R.G.M.*, 88, 402 p.
- BETREMIEUX R. (1951) - Etude expérimentale de l'évolution du fer et du manganèse dans les sols. *Ann. agron.*, 3, p. 193-295.
- BISDOM E.B.A. (1967) - Micromorphology of a weathered granite near the ria de Arosa (NW Spain). *Leid. Geol. Med.*, 37, p. 33-67.
- BISHOPP D.W. (1937) - The formation of laterite. *Geol. Mag.*, 74, p. 442-444.
- BLANFORD W.T. (1859) - Notes on the laterite of Orissa. *Mem. geol. Surv. India*, 1, p. 280-294.
- BLOOMFIELD C. (1956) - The solution reduction of ferric oxide by aqueous leaf extracts. The role of certain constituents of the extracts. With Internat. Congr. Soil Sci., Paris, B, p. 423-427.
- BLOT A. (1970) - Les nappes phréatiques au Sénégal oriental. Données géochimiques sur les eaux. Rapp. ORSTOM, Dakar, 34 p. multigr.
- BLOT A. (1979) - L'altération climatique des massifs de granite du Sénégal, à paraître in : *Trav. et Doc. ORSTOM*.
- BLOT A., LEPRUN J.C. et PION J.C. (1976a) - Action de l'altération météorique sur le complexe ultrabasique de Koussane (Sénégal oriental). Les diverses accumulations et migrations de matière. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 1, p. 51-54.
- BLOT A., LEPRUN J.C. et PION J.C. (1976b) - Originalité de l'altération et du cuirassement des dykes basiques dans le massif de granite de Saraya (Sénégal oriental). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 1, p. 45-49.
- BLOT A., CARN M., LEPRUN J.C. et PION J.C. (1976c) - Premier bilan des études géologiques et pédologiques d'un corps ultrabasique et de son contexte : Koussane au Sénégal oriental. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, 2, p. 113-146.
- BLOT A., LEPRUN J.C. et PION J.C. (1978) - Corrélations géochimiques entre les cuirasses ferrugineuses et les roches du socle cristallin au Sénégal et en Haute-Volta. Lithodépendance et héritage géochimique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 286, D, p. 1331-1334.
- BOCQUIER G. (1971) - Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. ORSTOM*, 62, 1973, 350 p.
- BOCQUIER G. (1976) - Synthèse et perspectives : migrations et accumulations de l'aluminium et du fer. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 1, p. 69-74.
- BOCQUIER G. et NALOVIC Lj. (1972) - Utilisation de la microscopie électronique en pédologie. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 10, p. 411-434.
- BONIFAS M. (1959) - Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 17, 159 p.
- BONIFAS G. (1960) - Les latérites en Afrique moyenne. (Mission CEA 1959-1960). Arch. Comm. Energ. atom., Marseille, 26 p. dactylo.
- BORDET P. (1951) - Présence de latérites fossiles dans l'Atakor du Hoggar. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1, p. 97.
- BORDET P. (1952) - Les appareils volcaniques récents de l'Ahaggar. XIXe Congr. Géol. Internat., Alger, 1^o série : Algérie, 11, 62 p.
- BORDET P. et GEOFFROY J. (1952) - Enclaves d'ilménite dans les basaltes du Tahalra (Hoggar). *Bull. Soc. fr. Min. Crist.*, 75, p. 580-583.
- BOS P. (1967) - Notice explicative de la carte géologique au 1/200 000 (Feuille de Fada N'Gourma). Ed. B.R.G.M., Paris, 40 p.
- BOULAD A.P., MULLER J.P. et BOCQUIER G. (1977) - Essai de détermination de l'âge et de la vitesse d'altération d'un sol ferrallitique camerounais à l'aide de la méthode du déséquilibre radioactif uranium-thorium. *Sci. Géol., Bull.*, 30, p. 175-188.
- BOULANGE B., PAQUET H. et BOCQUIER G. (1975) - Le rôle de l'argile dans la migration et l'accumulation de l'alumine de certaines bauxites tropicales. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 280, D, p. 2183-2186.
- BOULET R. (1968) - Etude pédologique de la Haute-Volta. Région Centre-Nord. ORSTOM, Dakar, 351 p. multigr.
- BOULET R. (1974) - Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibre et déséquilibre pédobioclimatique. Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. ORSTOM*, 85, 1978, 272 p.
- BOULET R. et LEPRUN J.C. (1970) - Etude pédologique de la Haute-Volta. Région Est. Rapp. ORSTOM, Dakar, 331 p. multigr.
- BOULLARD B. (1967) - Vie intense et cachée du sol. Essai de pédobiologie végétale. Flammarion (éd.), Paris, 309 p.
- BOURGEAT F. (1970) - Contribution à l'étude des sols sur socle ancien à Madagascar. Types de différenciation et interprétation chronologique au cours du Quaternaire. Thèse Sci. Strasbourg, 310 p. et *Mém. ORSTOM*, 57, 1972, 335 p.
- BOURGEAT F. et PETIT M. (1966) - Les "stone-lines" et les terrasses alluviales des hautes terres malgaches. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 2, p. 3-19.

- BOYE M. (1960) - Morphométrie des galets de quartz en Guyane française. *Rev. Géomorph. dynam.*, 1-2-3, p. 13-27.
- BOYER P. (1956) - Action des termites constructeurs sur certains sols d'Afrique tropicale. Vith Internat. Congr. Soil Sci, Paris, III, p. 95-103.
- BOYER P. (1966) - Action de certains termites constructeurs sur l'évolution des sols tropicaux. Thèse Sci., Paris, 160 p.
- BREWER R. (1960) - Cutans : their definition and classification. *J. Soil Sci.*, 11, p. 280-292.
- BREWER R. (1964) - Fabrics and mineral analysis of soils. J. Wiley and sons (éd.), New-York, 470 p.
- BROMFIELD S.M. (1953) - The reduction of iron oxide by bacteria. Austr. Congr. Soil Sci., Adelaide, 1, 3, 14, p. 5.
- BROMFIELD S.M. (1954a) - Reduction of ferric compounds by soils bacteria. *J. Gen. Microbiology*, 11, p. 1-6.
- BROMFIELD S.M. (1954b) - The reduction of iron by bacteria. *J. Soil. Sci.*, 5, p. 129-139.
- BUCHANAN F. (1807) - Journey from Madras through the country of Misore, Canara and Malabar. London, East Indian Co., 2, p. 436-460.
- CAILLERE A., HENIN S. et BIROT P. (1957) - Sur la formation transitoire de montmorillonite dans certaines altérations latéritiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 244, p. 788-791.
- CAILLERE S. et HENIN S. (1962) - Minéralogie des argiles. Masson (éd.), Paris, 355 p.
- CAMPBELL J.M. (1977) - Laterite : its origin, structure and minerals. *Min. Mag.*, 17, p. 67-81, 120-128, 171-179, 220-229.
- CAMUS H. et DEBUISSON J. (1964) - Etude hydrogéologique des terrains anciens du Sénégal oriental. Campagne 1962-1963. Rapp. B.R.G.M., Dakar, DAK 64-06, 143 p. multigr.
- CAMUS H., DANUC H., PEREIRA BARRETO S. et ROCHETTE C. (1968) - Monographie hydrologique du fleuve Sénégal. 1ère Partie : les facteurs conditionnels du régime. ORSTOM, Paris, 123 p.
- CANN D.B. et WHITESIDE E.P. (1955) - A study of the genesis of a podzol-gray, brown podzolic intergrade soil profile in Michigan. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 19, 4, p. 497-501.
- CANTAGREL J.M., LAPPARTIENT J.R. et TESSIER F. (1976) - Nouvelles données géochronologiques sur le volcanisme ouest-africain. 4ème Réunion ann. *Sci. Terre*, Paris, p. 93.
- CAPDECOMME L. et KULBICKI G. (1954) - Argiles des gîtes phosphatés de la région de Thiès (Sénégal). *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, 77, p. 500-518.
- CARE M. (1959) - Contribution à l'étude des substances excrétées par les racines des végétaux supérieurs. Thèse Méd. et Pharm., Lille, 95 p.
- CARMOUZE J.P. (1976) - La régulation hydro-chimique du lac Tchad. Contribution à l'analyse biogéodynamique d'un système lacustre endorhique en milieu continental. Thèse Sci. Paris VI, 418 p.
- CASALOT A. (1976) - Les métaux de transition. *Encyclopedia Universalis*, 16, p. 257-258.
- CHAMINADE R. (1946) - Sur une méthode de dosage de l'humus dans les sols. *Ann. agron.*, p. 119-132.
- CHANTRET F., DESPRAIRIES A., DOUILLET P., JACOB C., STEINBERG M. et TRAUTH N. (1971) - Révision critique de l'utilisation des méthodes thermiques en sédimentologie : cas des smectites (montmorillonites). *Bull. Gr. fr. Argiles*, 23, p. 141-172.
- CHARLOT G. (1957) - L'analyse qualitative et les réactions en solution. Masson(éd.), Paris, 365 p.
- CHARREAU C., MERLIER H. et DE BLIC P. (1966) - Etudes hydrogéologiques, pédologiques et phytosociologiques dans la vallée de Bas-Bolon. Rapp. I.R.A.T., Bambey (Sénégal), 1, 143 p. multigr.
- CHATELIN Y. et MARTIN D. (1972) - Recherche d'une terminologie typologique applicable aux sols ferrallitiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 10, p. 25-43.
- CHAUTARD J. et LEMOINE P. (1908) - La latérisation. Ses relations avec la genèse de quelques minerais d'aluminium et de fer, et de certains gîtes aurifères des régions tropicales. *Bull. Soc. Indust. Min.*, St-Etienne, 37 p.
- CHETELAT E. de (1938) - Le modelé latéritique de l'Ouest de la Guinée française. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 11, 1, 119 p.
- CHOUBERT B., HENIN S. et BETREMIEUX R. (1952) - Essais de purification de bauxites riches en constituants ferrugineux. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 234, p. 2463-2465.
- CHOUTEAU R. (1962) - Note sur la genèse du gisement de manganèse de Grand-Lahou. Note multigr., Campagne de Mokta, Côte-d'Ivoire, 7 p.
- CLAISSE G. (1968) - Etude expérimentale de l'analyse aux trois acides ; comportement du quartz pur à l'attaque triacide. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 6, p. 129-149.
- CLARKE F. et WASHINGTON H.S. (1924) - Data of geochemistry. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 127.
- COLLINET J. (1969) - Contribution à l'étude des "stone-lines" dans la région du Moyen-Ogooué (Gabon). *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 7, p. 3-42.
- DARAGAN A. Yu. (1971) - Decomposition of minerals containing iron by soil microorganisms. *Soviet Soil Sci.*, 3, 5, p. 567-572.
- DAVEAU S., LAMOTTE M. et ROUGERIE G. (1962) - Cuirasses et chaînes birrimiennes en Haute-Volta. *Ann. Géogr.*, 387, p. 460-482.
- DECKERS J. et BAEYENS L. (1963) - Polysequum profilen van de hoge Kempen. *Pédologie*, Gand, 13, p. 120-154.

- DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMAN M.A. (1963) - Rock forming minerals. Vol. 2, Longmans (éd.), London, 379 p.
- DEFOSSEZ M. (1963) - Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la boucle du Niger. *Mém. B.R.G.M.*, 13, 174 p.
- DELVIGNE J. (1965) - Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. *Mém. ORSTOM*, 13, 177 p.
- DEMOLON A. et BASTISSE E.M. (1944) - Rôle vecteur de la silice dans les phénomènes géophysiques et physiologiques. *Ann. agron.*, p. 265-297.
- D'HOORE J. (1954) - L'accumulation des sesquioxides libres dans les sols tropicaux. *Publ. I.N.E.A.C., sér. scientif.*, 62, 132 p.
- DIENG M. (1965) - Contribution à l'étude géologique du Continental terminal du Sénégal. Rapp. B.R.G.M., Dakar, n° 65-127, 1, 181 p. multigr.
- DUCELLIER J. (1963) - Contribution à l'étude des formations cristallines et métamorphiques du Centre et du Nord de la Haute-Volta. *Mém. B.R.G.M.*, 10, 320 p.
- DUCHAUFOR Ph. (1953) - Sur la solubilité du fer par la matière organique dans certains sols. *Bull. A.F.E.S.*, 46, p. 7-13.
- DUMORT J.C. et PERONNE Y. (1966) - Notice explicative sur la feuille Maroua (Cameroun). Carte géologique au 1/500 000. Ed. B.R.G.M., 50 p.
- DU PREEZ J.W. (1949) - Laterite : a general discussion with a description of Nigerian occurrence. *Bull. agric.*, Congo belge, 40, p. 53-66.
- DURAND J.H. et DUTIL P. (1958) - Présence de latérite fossile au Hoggar. *Bull. Soc. Hist. nat. Af. N.*, 49, p. 21-22.
- DUSSART B. (1966) - L'étude des eaux continentales. Gauthier-Villars (éd.), Paris, 677 p.
- ELOUARD P. (1959) - Etude géologique et hydrogéologique des formations sédimentaires du Guelbla mauritanien et de la Vallée du Sénégal. Thèse Sci. Paris et *Mém. B.R.G.M.*, 7, 1962, 274 p.
- ENDREY A.S. de (1963) - Estimation of free iron oxides in soils and clay by a photolytic method. *Clay Miner. Bull.*, 24, 5, p. 209-217.
- ERHART H. (1951) - Sur l'importance des phénomènes biologiques dans la formation des cuirasses ferrugineuses en zone tropicale. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 233, p. 804.
- ERHART H. (1956) - La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson, (éd.), Paris, 88 p.
- FERGUSON J.A. (1954) - Transformation of clay minerals in black earths and red loams of basaltic origin. *Austr. J. Agric. Res.*, p. 98-107.
- FERMOR L.L. (1911) - What is a laterite ? *Geol. Mag.*, 5, 8, p. 454-462, 507-516, 559-566.
- FISCHESSE R. (1970) - Donnée des principales espèces minérales. *Soc. Indust.*, St-Etienne, 682 p.
- FLACH K.W., CADY J.G. et NETTLETON W.D. (1968) - Pedogenic alteration of highly weathered parent materials. IXth Internat. Congr. Soil. Sci., Adelaïde, 4, p. 343-351.
- FOURNIER F. (1956) - Les formes et types d'érosion du sol par l'eau en A.O.F. *C.R. Acad. Agric. Fr.*, 42, p. 215-221.
- FRAUDET P. (1973) - Contribution à l'étude des roches éruptives de la région de Thiès (République du Sénégal). *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci.*, Lyon, 57, p. 15-86.
- FRIDLAND V.M. (1961) - Les deux voies de formation des concrétions constitutives des latérites. *C.R. Acad. Sci. U.R.S.S.*, 137, 5, p. 1202-1205 (Trad.).
- FRITZ B. (1975) - Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. *Sci. Géol., Mém.*, 41, 152 p.
- FRITZ B. et TARDY Y. (1973) - Etude thermodynamique du système gibbsite, quartz, kaolinite, gaz carbonique. Application à la genèse des podzols et des bauxites. *Sci. Géol., Bull.*, 26, p. 339-367.
- GAC J.Y. (1979) - Géochimie du Bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. Thèse Sci. Strasbourg, 250 p. multigr.
- GARRELS R.M. et CHRIST C.L. (1967) - Equilibres des minéraux et de leurs solutions aqueuses. Gauthier-Villars, (éd.), Paris, 335 p.
- GENSE C. (1976) - L'altération des roches volcaniques basiques sur la côte orientale de Madagascar et à la Réunion. Thèse Sci. Strasbourg, 176 p. multigr.
- GILLY G. (1958) - Acidité et aluminium échangeable. *Ann. agron.*, 5, p. 677-689.
- GLINKA K.D. (1914) - Die Typen der Bodenbildung, ihre Klassifikation und Geographische Verbreitung. Trad. C.F. MARBUT. Borntraeger, (éd.), Berlin.
- GOLDSCHMIDT V.M. (1945) - The geochemical background of minor elements distribution. *Soil Sci.*, 60, p. 1-7.
- GOLDSCHMIDT V.M. (1954) - Geochemistry. A. MUIR (éd.), Clarendon Press, Oxford, 730 p.
- GOLDSZTAUB M.S. (1935) - Etude de quelques dérivés de l'oxyde ferrique (FeO.OH, FeO₂Na, FeOCl) ; détermination de leurs structures. *Bull. Soc. fr. Minér.*, 58, p. 6-76.

- GONI J. (1966) - Contribution à l'étude de la localisation et de la distribution des éléments-traces dans les minéraux et les roches granitiques. *Mém. B.R.G.M.*, 45, 68 p.
- GORODISKI A. (1952) - Notice explicative de la carte géologique du Sénégal au 1/20 000 (feuilles Ouakam et Dakar), *in* : Etudes géologiques et hydrologiques de la presqu'île du Cap-Vert. *Bull. Direct. Mines*, Dakar, 10, 133 p.
- GOUDIE A. (1973) - Duricrusts in tropical and subtropical landscapes. Clarendon Press, Oxford, 174 p.
- GRANDIN G. (1973) - Aplanissements cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest. Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. ORSTOM*, 82, 1976, 275 p.
- GRASSE P.P. et NOIROT Ch. (1959) - Rapports des Termites avec les sols tropicaux. *Rev. Géomorph. dynam.*, 1-2 et 3-4, p. 34-40.
- GREENE-KELLY R. (1963) - The identification of montmorillonoids in clays. *J. Soil Sci.*, 4, p. 233-237.
- GREENE-KELLY R. (1957) - Cf. MACKENZIE, 1957.
- GROVE A.T. (1972) - The dissolved and solid load carried by some west african rivers : Senegal, Niger, Benue and Chari. *J. Hydr.*, 16, p. 277-300.
- GUNN R.H. (1967) - A soil catena on denuded laterite profiles in Queensland. *Austr. J. Soil Res.*, 5, p. 117-132.
- HALVORSON H.O. et STARVEY L.R. (1927) - Studies on the transformation of iron in nature. II. Concerning the importance of microorganisms in the solution of iron. *Soil. Sci.*, 24, p. 381.
- HAMILTON R. (1964) - Microscopic studies on laterite formation. Soil micromorphology, Elsevier publ. Amsterdam, p. 269-279.
- HARRASSOWITZ H. (1926) - Laterit. *Forsch. Geol. Paleont.*, Berlin, 4, p. 253-565.
- HARRASSOWITZ H. (1930) - Böden der tropischen Region. Laterit and Allitischer (Lateritischer) Rotlehm. E. Blanck's Handbuch der Bodenlehre, Berlin, III, p. 387-436.
- HARRIS W.V. (1955) - Termites and the soil. *in* : D.K. KEVAN : Soil zoology. Butterworth, (éd.), London, p. 62-72.
- HARRISON J.B. (1933) - The katamorphism of igneous rocks under tropical conditions. Hardy, (éd.), London, 79 p.
- HEBRARD L., FAURE H. et ELOUARD P. (1969) - Age absolu du volcanisme quaternaire de Dakar (Sénégal). *Ass. Sénég. Et. Quatern. Ouest afr.*, *Bull. liaison*, Dakar, 22, p. 15-19.
- HOLLAND T.H. (1903) - On the constitution, origin and deshydration of laterite. *Geol. Mag.*, 4, 10, p. 59-69.
- HUBERT H. (1939) - L'interprétation de la nature lithologique du sous-sol en AOF par l'examen sur le terrain des formations latéritiques. *Publ. Bur. Et. Géol. Min. Colon.*, 12, p. 39-57.
- HUMBEL F.X. (1968) - Contribution à l'étude des sols à horizons caillouteux du Nord Cameroun. Rapp. ORSTOM, Yaoundé, 55 p. multigr.
- HUMBERT R.P. (1948) - The genesis of laterite. *Soil Sci.*, 65, p. 281-290.
- JACQUIN F. et BRUCKERT S. (1965) - Identification et évolution des acides hydrosolubles de deux litières forestières. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 260, p. 4556-4559.
- JANOT C., GIBERT H., GRAMMONT X. de et BIAIS R. (1971) - Etude des substitutions Al-Fe dans les roches latéritiques. *Bull. Soc. fr. Min. Crist.*, 94, p. 367-380.
- JENNE E.A. (1968) - Controls on Mn, Fe, Co, Ni, Cu and Zn concentrations in soils and water : the significant role of hydrous Mn and Fe oxides. *Adv. Chem. Series, Am. Chem. Soc.*, 73, p. 337-387.
- JOFFE I.S. (1936) - Pedology. Rutgers Univ. Press, (éd.), New Brunswick, 662 p.
- JUNG G., BRUCKERT S. et DOMMERGUES Y. (1968) - Etude comparée de diverses substances hydrosolubles extraites de quelques litières tropicales et tempérées. *Oecol. Plant.*, Gauthier-Villars, 3, p. 237-253.
- KALAKUTSKII L.V. (1959) - Le rôle des microorganismes dans la réduction du fer du sol. *Nauk. Dokl. Vyssh. Skoly.*, 1, p. 225-229.
- KALOGA B. (1966) - Etude pédologique des bassins versants des Volta Blanche et Rouge en Haute-Volta. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 4, p. 23-61.
- KALOGA B. (1969) - Etude pédologique de la Haute-Volta, région centre sud. Rapp. ORSTOM, Dakar, 247 p. multigr.
- KARPOFF A.M. (1973) - Géochimie de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Thèse 3ème cycle Strasbourg, 70 p.
- KARPOFF A.M. (1975) - Les cuirasses ferrugineuses du Dôme de Ndias (Sénégal). Toposéquence du Cap Rouge. Rapp. C.N.R.S., Centre Sédim. Géoch. Surf., Strasbourg, multigr.
- KARPOFF A.M., BOCQUIER G., ISNARD P. et TARDY Y. (1973) - Géochimie d'une toposéquence de sols tropicaux du Tchad. Utilisation des méthodes statistiques. *Sci. Géol., Bull.*, 26, p. 315-338.
- KORI V.V. et KNIAJEV A.S. (1973) - Rapport final sur les travaux de prospection pour la recherche de l'or filonien et alluvionnaire au Sénégal oriental en 1971-1973. Rapp. ronéo, Dir. Mines Géol., Dakar, 278 p.

- KÜSTER H.M. (1961) - Comparaison entre quelques méthodes pour l'examen des processus géochimiques qui se déroulent au cours de l'altération atmosphérique des roches. *Beitr. Mineral. Petrogr.*, 8,2, p. 69-83, Trad. B.R.G.M. 4026.
- KRUMBEIN W. (1969) - Über den Einfluss der Mikroflora auf die exogene Dynamik (Verwitterung und Krustenbildung). *Geol. Rundschau*, 58, p. 333-362.
- KUBIENA M.W. (1955) - Über die Braunlehmrelikte des Atakors. *Erdkunde*, 9,2, p. 115-132.
- LACROIX A. (1913) - Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés. *Nouv. Arch. Museum*, 5, p. 255-356.
- LACROIX A. (1918) - Les gisements de l'or dans les colonies françaises. *in* : Nos richesses coloniales, conférences de 1917, Muséum d'Hist. Nat., Paris, 60 p.
- LACROIX A. (1934) - Les phénomènes d'altération superficielle des roches silicatées alumineuses des pays tropicaux. Leurs conséquences au point de vue minier. *Publ. Bur. Et. géol. min. colon.*, Paris, p. 295-320.
- LAJOINIE J.P. (1964) - Etude des latérites du secteur de Tinkoto (SE Sénégal). Premier bilan des travaux de laboratoire. Rapp. B.R.G.M., Dakar, n° D.S.G.S., A 11, ronéo.
- LAJOINIE J.P. et BONIFAS M. (1961) - Les dolérites du Konkouré et leur altération latéritique (Guinée, Afrique occ.). *Bull. B.R.G.M.*, 2, p. 1-34.
- LAMOTTE M. et ROUGERIE G. (1962) - Les apports allochtones dans la genèse des cuirasses ferrugineuses. *Rev. Géomorph. dyn.*, 13, 10-12, p. 145-160.
- LAMPLUGH G.W. (1907) - Geology of the Zambezi Basin around Batoka Gorge. *Quat. J. Geol. Soc.*, London, 63, p. 162-216.
- LENEUF N. (1959) - L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte-d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Thèse Sci., Paris, 210 p.
- LANGMUIR D. et WHITTEMORE D.O. (1971) - Variations in the stability of precipitated ferric oxyhydroxides. *Adv. Chem. Series, Amer. Chem. Soc.*, 106, 8, p. 209-234.
- LAPORTE G. (1962) - Reconnaissance pédologique le long de la voie ferrée Comilog. Rapp. I.R.S.C., MC 119, Brazzaville, 149 p. multigr.
- LARQUE Ph. (1969) - Compilations d'analyses chimiques. II. Le groupe de la montmorillonite, les smectites. Rapp. interne Insit. Géol., Strasbourg, 15 p.
- LATIMER W.M. (1952) - The oxidation states of the elements and their potentials in aqueous solutions. Prentice Hall Inc., (éd.), New-York, 2nd ed., 392 p.
- LELONG F. (1969) - Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française). *Sci. de la Terre, Mém.*, 14, 188 p.
- LEMOALLE J. (1974) - Bilan des apports en fer au lac Tchad (1970-1973). *Cah. ORSTOM, sér. Hydrobiol.*, 8, p. 35-40.
- LEPP H. (1975) - Geochemistry of iron. Benchmark Papers in Geology, 18, H. LEPP (éd.), Halsted Press, Pennsylvania, 464 p.
- LEPRUN J.C. (1971) - Premières observations sur des toposéquences à amont cuirassé en Haute-Volta orientale : rôle de la pédogenèse dans la destruction des cuirasses et le façonnement du modelé. *Bull. liaison, Thème B, Off. Rech. Sci. Techn. Outre-Mer*, 2, p. 39-53.
- LEPRUN J.C. (1972) - Cuirasses ferrugineuses autochtones et modelé des bas reliefs des pays cristallins de Haute-Volta orientale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 275, D, p. 1207-1210.
- LEPRUN J.C. (1976a) - Une construction originale pour le stockage de l'eau par les termites en régions sahélo-soudaniennes de Haute-Volta. *Pedobiologia*, 16, p. 451-456.
- LEPRUN J.C. (1976b) - Rapport préliminaire de la mission pédologique dans le Gourma du Mali. A.C.C. D.G.R.S.T. "Lutte contre l'aridité en milieu tropical". ORSTOM, Dakar, Rapp. multigr., 25 p.
- LEPRUN J.C. (1977a) - Géochimie de la surface et formes du relief. La dégradation des cuirasses ferrugineuses. Etude et importance du phénomène pédologique en Afrique de l'Ouest. *Sci. Géol., Bull.*, 30, p. 265-273.
- LEPRUN J.C. (1977b) - Rapport de la mission pédologique. Mars 1977. A.C.C. "Lutte contre l'aridité dans l'Oudalan (Haute-Volta)". Rapp. ORSTOM, Paris, 19 p.
- LEPRUN J.C. (1978) - Compte-rendu de fin d'études sur les sols et leur susceptibilité à l'érosion, les terres de cures salées, les formations de "brousse tigrée" dans le Gourma. Rapp. D.G.R.S.T. et ORSTOM, 45 p. multigr.
- LEPRUN J.C. et NAHON D. (1973) - Cuirassements ferrugineux autochtones sur deux types de roches en Afrique de l'Ouest. *Bull. Soc. géol., Fr.*, (7), XV, 3-4, p. 356-361.
- LEPRUN J.C. et ROY-NOËL J. (1976) - Minéralogie des argiles et répartition des nids épigés de deux espèces du genre *Macrotermes* au Sénégal Occidental (Presqu'île du Cap Vert). *Insectes soc.*, Paris, 23,4, p. 535-547.
- LEPRUN J.C. et ROY-NOËL J. (1977) - Les caractéristiques analytiques distinctives des matériaux des espèces du genre *Bellicositermes* au Sénégal occidental. Leurs rapports avec les sols. *Pedobiologia*, 17, p. 361-368.

- LEPRUN J.C. et TROMPETTE R. (1969) - Subdivision du Voltaïen du massif de Gobnangou (République de Haute-Volta) en deux séries discordantes séparées par une tillite d'âge éocambrien probable. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 269, D, p. 2187-2190.
- LE RIBAUT L. (1975) - L'exoscopie. Méthode et applications. *Notes et mémoires, C.F.P.*, 12, 231 p.
- LESURE F.G. (1971) - Residual enrichment and supergene transport of gold, Calhoun Mine, Lumpkin Country Georgia. *Econ. Geol.*, 66, p. 178-186.
- LEVAT D. (1898) - Guide pratique pour la recherche et l'exploitation de l'or en Guyane française. *Ann. mines*, 9, XIII, p. 386-439, p. 443-564 et p. 569-616.
- LEVEQUE A. (1975) - Pédogenèse sur le socle granitogneissique et Togo. Différenciation des sols et remaniements superficiels. Thèse Sci. Strasbourg, 301 p. multigr.
- LIVINGSTONE D.A. (1963) - Chemical composition of rivers and lakes. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, Washington, 440-G.
- LOMBARD J. (1937) - Les altérations superficielles en Afrique équatoriale française. *Chron. Mines Colon.*, 60, p. 168-171.
- LOSSAINT P. (1959) - Etude expérimentale de la mobilisation du fer dans les sols sous l'influence des litières. *Ann. agron.*, 4, p. 369-414 ; 5, p. 493-542.
- MAC FARLANE M.J. (1971) - Lateritization and landscape development in Kyagwe, Uganda. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 126, p. 501-539.
- MAC FARLANE M.J. (1976) - Laterite and landscape. Academic Press (éd.), London, 151 p.
- MACHAIRAS G. (1963) - Métallogénie de l'or en Guyane française avec comparaison des districts aurifères d'El Callao, Vénézuéla, de Procupine, Canada, et de Ity, Côte-d'Ivoire. *Mém. B.R.G.M.*, 22, 207 p.
- MACHENS E. (1973) - Contribution à l'étude des formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'Ouest de la République du Niger. *Mém. B.R.G.M.*, 82, 167 p.
- MACKENZIE R.C. (1957) - The differential thermal investigation of clays. *Mineralogical Soc. (Clay Min. Group.)*, London, 456 p.
- MAC LAREN M. (1906) - On the origin of certain laterites. *Geol. Mag.*, 5, p. 536-547.
- MAC LAUGHLIN R.J.W. (1957) - Element partition in a kaolinitic clay. *Clay Min. Bull.*, 18, p. 184-188.
- MAIGNIEN R. (1956) - Le cuirassement des sols en Guinée. Thèse Sci. Strasbourg, et *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 16, 1958, 239 p.
- MAIGNIEN R. (1961) - Sur les argiles noires tropicales d'Afrique occidentale. *Bull. spéc. A.F.E.S.*, p. 131-144.
- MAIGNIEN R. (1966) - Compte-rendu de recherches sur les latérites. Coll. Recherches sur les ressources naturelles, UNESCO, Paris, 4, 155 p.
- MARCHESSAU J. (1965) - Etudes minéralogiques et morphologiques de la "stone-line" au Gabon. Rapp. B.R.G.M., Libreville, 65 A. 9, 109 p. multigr.
- MATHIEU P. (1972) - Apports chimiques par les précipitations atmosphériques en savane et sous forêt. Influence du milieu forestier intertropical sur la migration des ions et sur les transports solides (bassin de l'Amitioro, Côte-d'Ivoire). Thèse Sci. Nice, 441 p.
- MAUD R.R. (1965) - Laterite and lateritic soils in coastal Natal, South Africa. *J. Soil Sci.*, 16, p. 60-72.
- MICHEL P. (1959) - Rapport de mission au Soudan occidental et dans le Sud-Est du Sénégal, fasc. 2 : Dépôts alluviaux et dynamique fluviale. Arch. B.R.G.M., Dakar, 74 p. multigr.
- MICHEL P. (1973) - Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. Thèse lettres Strasbourg, 1969 et *Mém. ORSTOM*, 63, (3 tomes), 752 p.
- MILLOT G. (1964) - Géologie des argiles. Masson et Cie (éd.), Paris, 499 p.
- MILLOT G. et BONIFAS M. (1955) - Transformation isolométriques dans les phénomènes de latérisation et de bauxitisation. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 8, p. 3-10.
- MILLOT G. et FAUCK R. (1971) - Sur l'origine de la silice des silicifications climatiques et des diatomites quaternaires du Sahara. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 272, D, p. 4-7.
- MOHR E.C.J. (1944) - The soils of tropical regions with special reference to the Netherlands East Indies. Ann. Arbor, Michigan, Edw. Brothers Inc.
- MOHR E.C.J., VAN BAREN F.A. et VAN SCHUYLENBORGH F.A. (1972) - Tropical soils, 3th ed., Mouton, (éd.), Paris, 481 p.
- MONIOD F., POUYAUD B. et SECHET P. (1977) - Le bassin du fleuve Volta. *Monogr. hydrolog. ORSTOM*, 5, Paris, 513 p.
- MONNET C. (1972) - Contribution à l'étude de la dynamique et de la nature des suspensions d'un fleuve intertropical, le Bandama, Côte-d'Ivoire. Evolution des éléments chimiques des eaux de son estuaire. Thèse Sci. Nice, 427 p.
- MOSSER C., WEBER F. et GAC J.Y. (1974) - Eléments traces dans les kaolinites d'altération formées sur granite et schistes amphiboliteux en République Centre-Africaine. *Chem. Geol.*, 14, 1-2, p. 95-116.

- MUIR J.C., MORISSON R.I., BOWN C.J. et LOGAN J. (1964) - The mobilization of iron by aqueous extracts of plants. I. Composition of the amicro-acid and organic-acid fractions of an aqueous extract of pine needles. II. Capacities of the amino-acid and organic-acid fractions of a pine needle extract to maintain iron in solution. *J. Soil. Sci.*, 15, p. 220-237.
- MULLER D. (1979) - Contribution à l'étude de la différenciation des horizons nodulaires de sols ferrallitiques congolais sur granito-gneiss. Thèse 3ème cycle Paris VII, 118 p.
- NAHON D. (1976) - Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs : géochimie, structures, relais et coexistence. Thèse Sci. Aix-Marseille III, 1976 et *Mém. Sci. Géol.*, 44, 232 p.
- NAHON D. et LAPPARTIENT J.R. (1977) - Time factor and geochemistry of ironcrust genesis. *Catena*, 4, p. 249-254.
- NALOVIC Lj. (1971) - Comportement du fer en présence des éléments de transition dans la nature. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 273, p. 1664-1667.
- NALOVIC Lj. (1974) - Recherches géochimiques sur les éléments de transition dans les sols. Thèse Sci. Paris et *Trav. et Doc. ORSTOM*, Paris, 66, 1977, 235 p.
- NALOVIC Lj., PEDRO G. et JANOT C. (1975) - Demonstration by Mössbauer spectroscopy of the role played by transitional trace elements in the crystallogenesis of iron hydroxides. *Internat. Clay Conf.*, Mexico, p. 601-610.
- NALOVIC Lj. et PINTA M. (1972a) - Comportement du fer en présence des éléments de transition. Etude expérimentale : précipitations, déshydratation, dissolution. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 274, D, p. 628-631.
- NALOVIC Lj. et PINTA M. (1972b) - Comportement du fer en présence des éléments de transition. Etude expérimentale : lessivage des hydroxydes hydratés par de l'eau à l'air libre. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 275, D, p. 153-156.
- NALOVIC Lj. et PEDRO G. (1976) - Sur la nature et l'évolution des ions hydroxo-hétéropolynucléaires caractéristiques des systèmes mixtes "fer-éléments de transition" ; conséquences géochimiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 282, D, p. 1917-1920.
- NETTLETON W.D., DANIELS R.B. et Mc CRACKEN R.I. (1968) - Two North-Carolina coastal plain catenas. I. Morphology and fragipan development. *Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.*, 32, p. 577-582.
- NORRISH K. et TAYLOR R.M. (1961) - The isomorphous replacement of iron by aluminium in soils goethites. *J. Soil Sci.*, 12, p. 294-306.
- NYE P.H. (1955) - Some soil forming process in humid tropics. IV. The cation of the soil fauna. *J. Soil Sci.*, 6, p. 73-83.
- NYKVIST N. (1963) - Leaching and decomposition of water-soluble organic substances from different types of leaf and needle litter. *Studia forestalia Suedica*, Stockholm, 3.
- OBUKOV A.I. (1968) - Comportement des éléments mineurs dans l'altération et la pédogenèse dans les régions tropicales et sub-tropicales en Birmanie. *Vest. Moskov. Univ. Biol. Pochvov.*, 23,2, p. 105-113 (en russe, trad. Strasbourg).
- ORSTOM (1969) - Annuaire hydrologique. Années 1964-1965. ORSTOM, Paris, 431 p.
- ORSTOM (1977) - Annuaire hydrologique 1976-1977. Rapp. ORSTOM, Dakar, Minist. dével. rural, Sénégal, 156 p. ronéo.
- OVTRACHT A. (1956) - Détermination des minéraux au microscope polarisant. *Lab. géol. appli. Fac. Sci. Univ. Paris*, 94 p.
- PALAUZI G. (1958) - Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des formations primaires au Soudan méridional et en Haute-Volta. *Bull. Serv. Géol. et Prosp. min.*, 33, 209 p.
- PAQUET H. (1969) - Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 30, 1970, 210 p.
- PEDRO G. (1964) - Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines. Thèse Sci. Paris, 344 p.
- PEDRO G. (1966a) - Intérêt géochimique et signification minéralogique du paramètre moléculaire $K_i = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, dans l'étude des latérites et bauxites. *Bull. Gr. fr. Argiles*, 18, N.S., 13, p. 19-31.
- PEDRO G. (1966b) - Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux résultant de l'altération des roches superficielles (cycle aluminosilicique). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 262, p. 1828-1831.
- PEDRO G. (1968) - La prospection géochimique des éléments-traces dans les sols avec établissement de cartes géochimiques superficielles. Son utilisation en métallogénie et son intérêt en agronomie. INRA, Versailles, 71 p. multigr.
- PEDRO G., DELMAS A.B. et SEDDOH S.K. (1975) - Sur la nécessité et l'importance d'une distinction fondamentale entre type et degré d'altération. Application au problème de la définition de la ferrallitisation. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 280, D, p. 825-828.
- PENDLETON R.L. (1943) - What is laterite ? *Farm and Forest*, 4, 12, p. 177-202.

- PENDLETON R.L. et SHARASUVANA S. (1946) - Analyses of some siamese laterites. *Soil Sci.*, 62, p. 423-440.
- PINTA M. (1962) - Recherche et dosage des éléments-traces. Dunod, (éd.), Paris, 726 p.
- PION J.C. (1979) - L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale sèche. Etude de quelques toposéquences en Haute-Volta. Thèse Sci. Strasbourg et *Sci. Géol., Mém.*, 57, 220 p.
- PRINGSHEIM E.G. (1949) - Iron bacteria. *Biol. Rev.*, 24, p. 200-245.
- QUANTIN P. (1975) - Problème de la détermination des substances minérales amorphes. Communication semaine pédol. ORSTOM, Bondy, 5 p. ronéo.
- QUANTIN P. et LAMOUREUX M. (1974) - Adaptation de la méthode cinétique de SEGALIN à la détermination des constituants minéraux de sols variés. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 12, p. 13-46.
- RADIER H. (1959) - Le Précambrien saharien au Sud de l'Adrar des Iforas. Le bassin crétacé et tertiaire de Gao. Contribution à l'étude géologique du Soudan oriental. Thèse Sci. Strasbourg, 1957 et *Bull. Serv. Géol. Prosp. Min. AOF.*, 25, 556 p.
- RAMBAUD D. (1969) - Etude sur la répartition des éléments-traces dans quelques sols ferrallitiques. Thèse Sci. Paris-Orsay, et ORSTOM, 157 p. multigr.
- RECHERLMANN J. (1965) - Mesures gravimétriques et magnétiques en Côte-d'Ivoire, Haute-Volta et Mali méridional (1958-1962). Cahiers, profils et cartes. *Cah. ORSTOM, sér. Géophys.*, 5.
- REICHEL R. (1972) - Géologie du Gourma (Afrique occidentale). Un "seuil" et un bassin du Précambrien supérieur. Stratigraphie, tectonique, métamorphisme. *Mém. B.R.G.M.*, 53, 213 p.
- RICHARD MOLLARD J. (1949) - L'Afrique occidentale française. Berger-Levrault, (éd.), Paris, 247 p.
- RITTMANN A. (1963) - Les volcans et leur activité. Masson, (éd.), Paris, 461 p.
- ROBERTS J.L. (1947) - Reduction of ferric hydroxide by strains of *Bacillus polymyxa*. *Soil. Sci.*, 63, 2, p. 135-140.
- ROCCI G. (1965) - Essai d'interprétation des mesures géochronologiques. La structure de l'Ouest-africain. Coll. intern. Géochron. absolue. Nancy. *Sci. Terre*, 10, 3-4, p. 461-479.
- ROCHETTE C. (1968) - Monographie hydrologique du fleuve Sénégal. 2ème Partie : analyse des éléments du régime hydrologique. ORSTOM, Paris, 108 p.
- RODIER J. (1960) - L'analyse chimique et physico-chimique de l'eau. Eaux naturelles, eaux usées. Dunod, (éd.), Paris, 2ème éd., 358 p.
- ROGNON P. (1967) - Le massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara Central). Etude géomorphologique. Thèse Lettres Univ. Paris, Ed. C.N.R.S., 559 p.
- RONDEAU A. (1958) - Géomorphologie et Géochimie. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, 271, p. 17-23.
- ROOSE E.J. (1974a) - Conséquences hydrologiques des aménagements antiérosifs. in : XIIIèmes Journées de l'Hydraulique, question 3, rapp. 10, 6 p.
- ROOSE E.J. (1974b) - Influence du type de plante et du niveau de fertilisation sur la décomposition des eaux de drainage en climat tropical humide. *Soc. hydrotechn. de Fr.*, XIIIèmes Journées de l'Hydraulique, Paris, III, 13, p. 1-7.
- ROOSE E.J. (1977) - Erosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest. Vingt années de mesures en petites parcelles expérimentales. *Trav. et Doc. ORSTOM*, Paris, 78, 108 p.
- ROOSE E.J., ARRIVETS J. et POULAIN J.F. (1974) - Etude du ruissellement, du drainage et de l'érosion sur deux sols ferrugineux de la région Centre Haute-Volta. Bilan de trois années d'observation à la station de Saria. Rapp. ORSTOM, Abidjan, IRAT Haute-Volta, 83 p.
- ROSEVEAR R.D. (1942) - Soil changes in Evrugu plantation. *Farm and Forest*, 5, 1.
- RÜSLER H.J. et LANGE H. (1972) - Geochemical tables. Elsevier publ. C°, London, 468 p.
- ROSS C.S. et HENDRICKS S.B. (1943-1944) - Minerals of the montmorillonite group. *U.S. geol. Surv., Prof. Paper*, 205 - B, p. 27-79.
- ROUTHIER P. (1963) - Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherche. Masson, (éd.), Paris, 2 vol., 1282 p.
- RUSSELL I.C. (1889) - Sub-aerial decay of rocks and origin of red colour in certain formations. *U.S. Geol. Soc. Bull.*, 52.
- SACHS J. (1860) - Auflösung des Marmors durch Maïß Wurzeln. *Bot. Zeit.*, 18, p. 117-119.
- SARTONY A. et MEYER J. (1948) - Contribution à l'étude de l'évolution physiologique de deux bactéries ferrugineuses. Leurs facteurs d'énergie et de synthèse. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 226, p. 443.
- SCAETTA H. (1938) - Sur la genèse et l'évolution des cuirasses latéritiques. *C.R. somm. Soc. Biogéogr.*, 15, 125-126, p. 14-18 et p. 26-29.
- SCHELLMANN W. (1971) - Über Beziehungen lateritischer Eisen, Nickel, Aluminium und Manganerze zu ihren Ausgangsgesteinen. *Mineralium Deposita*, 6, p. 275-291.
- SCHNITZER M., SHEARER D.A. et WRIGHT J.R. (1959) - A study in infra-red of high molecular weight organic matter extracted by various reagents from a podzolic B horizon. *Soil Sci.*, 87, 5, p. 252-257.
- SCHWERTMANN U. (1971) - Transformation of hematite to goethite in soils. *Nature*, 232, p. 624-625.
- SEGALIN P. (1956) - Etude des sols dérivés de roches volcaniques basiques à Madagascar. Thèse Sci. Paris et *Mém. Inst. Sci. Madagascar*, D, 8, 182 p.

- SEGALEN P. (1964) - Le fer dans les sols. *Init. et Doc. techn. ORSTOM*, Paris, 4, 150 p.
- SEGALEN P. (1967) - Le remaniement des sols et la mise en place de la stone-line en Afrique. ORSTOM, réunion annuelle des pédologues, 1967, Bondy, 22 p. multigr.
- SEGALEN P. (1968) - Note sur une méthode de détermination des produits minéraux amorphes dans certains sols à hydroxydes tropicaux. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, p. 105-126.
- SERPOKRYLOW S. (1934) - Carte géologique du plateau de Bandiagara et de la plaine du Gondo au 1/500 000. Notice explicative. Rapp. Serv. géol. AOF, Dakar, 24 p.
- SHAPIRO J. (1957) - Chemical and biological studies on the yellow organic of lake water. *Limnol. Oceanogr.*, 2, p. 161-179.
- SHAPIRO J. (1958) - Yellow acid cation complexes in lake water. *Science*, 127, p. 702-704.
- SHERMAN G.D. (1950) - The genesis and morphology of Hawaiian ferruginous laterite crusts. *Trans. Pac. Sci. Congr.*, 4, p. 315-322.
- SHERMAN G.D. (1952) - The titanium content of Hawaiian soils and its significance. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 16, p. 15-18.
- SIEFFERMANN G. (1969) - Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun. Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. ORSTOM*, 66, 1973, 183 p.
- SOLYMAR K. (1970) - L'alumino-goethite dans les bauxites de Hongrie. Détermination de la teneur en aluminium incorporé au réseau de la goethite dans les bauxites de Hongrie et sa signification. *Ann. Inst. Géol. Publ.*, Hungar., 3, p. 359-373.
- SOUGY J. (1962) - West african foldbelt. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 73, p. 871-876.
- STEPHEN I. (1960) - Clay orientation in soil. *Sci. Progress*, 48, p. 323-331.
- STOOPS G. (1964) - Application of some pedological methods to the analysis of termite mounds. In : BOUILLON A. (éd.), *Etudes sur les termites africains*. Masson, (éd.), Paris, p. 379-398.
- STOOPS G. (1968) - Micromorphology of some characteristic soils of the lower Congo (Kinshasa). *Pédologie*, Gand, 18, p. 110-149.
- STRENG A. (1858) - Über den Melaphyr des südlichen Harzrandes. *Z. dtsh. Geol. Gesellsch.*, 10, 99 p.
- STRENG A. (1860) - Über die quarzführenden Porphyre des Harzes. *Neues Jb. Mineral. Geol. Paläont.*, 281 p.
- TAMURA T. (1957) - Identification of the 14 Å clay mineral component. *Amer. Min.*, 42, p. 107-110.
- TARDY Y. (1968) - Une méthode de détermination des types d'altération actuels par l'étude des eaux en pays granitiques et gneissiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 267, D, p. 579-582.
- TARDY Y. (1969) - Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 31, 199 p.
- TARDY Y., TRESCASES J.J. et FRITZ B. (1974) - Evaluation de l'enthalpie libre de formation de montmorillonites ferri-fères. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 278, D, p. 1665-1668.
- TAYLOR R.M., Mc KENZIE R.M. et NORRISH K. (1964) - The mineralogy and chemistry of manganese in some Australian soils. *Austr. J. Soil. Res.*, 2, p. 235-248.
- TESSIER F. (1959) - La latérite du Cap Manuel à Dakar et ses termitières fossiles. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 248, p. 3320-3322.
- TESSIER F. et LAPPARTIENT J. (1967) - Observations sur la latérite récente des environs de Dakar (Rép. du Sénégal). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 9, p. 455-466.
- THIEL R. (1963) - Zum System α FeOOH - α AlOOH. *Z. anorg. allgem. Chem.*, 326, 1-2, p. 70-78.
- TRAUTH D., EHRET G., EBERHART J.P. et WEBER F. (1977) - Microscopie électronique et minéraux argileux, résultats obtenus et orientations actuelles. Notes techn. Inst. Géol. Strasbourg, 7, 16 p.
- TRAUTH N. et LUCAS J. (1967a) - Apport des méthodes thermiques dans l'étude des minéraux argileux. *Bull. Gr. fr. Argiles*, 19-2, p. 11-24.
- TRAUTH N. et LUCAS J. (1967b) - Relation entre le comportement thermique des montmorillonites et leur composition chimique. *C.R. 92ème Congr. nat. Soc. sav.*, Strasbourg et Colmar, 1967, 11, p. 329-338.
- TRESCASES J.J. (1973) - L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale et la formation des gisements nickélifères de Nouvelles-Calédonie. Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. ORSTOM*, 78, 1975, 259 p.
- TRÖGER W.E. (1935) - Der Gehalt an seltener Elementen bei Eruptivgesteinen. *Chem. Erde*, 9, 286.
- TSAWLASSOU G. (1971) - Géochimie de l'altération des roches granitiques et gneissiques en pays tropical et équatorial. Evolution des biotites et des feldspaths. Thèse 3ème cycle Strasbourg, 68 p.
- URVOY Y. (1942) - Les bassins du Niger. Etude de géographie physique et de paléogéographie. *Mém. Inst. fr. Afr. Noire*, 4, 144 p.
- VACHETTE M. (1974) - Répartition des âges de biotites au strontium en Afrique. *2ème Réunion ann. Sci. Terre*, Pont-à-Mousson (Nancy), p. 378.
- VAN BEMMELEN R.W. (1941) - Origin and mining of bauxite in Netherlands India. *Econ. Geol.*, 36, p. 630-640.

- VAN DER MAREL H.W. (1966) - Quantitative analysis of clay minerals and their admixtures. *Contr. Mineral. Petrol.*, 12, p. 96-138.
- VAN EYK H. (1964) - Recherches dans la région de Kaya (Haute-Volta). Rapp. B.R.G.M., 39 p., 1 carte 1/200 000.
- VINCENT P.L. (1965) - Formations meubles superficielles au sud du Congo et au Gabon, Mission 1964-1965, B.R.G.M., Brazzaville, rapp. multigr. 65 A. 9.
- VOGT J. (1960) - Observations nouvelles sur les alluvions inactuelles de Côte-d'Ivoire et de Haute-Guinée. *C.R. 84ème Congr. nat. Soc. Sav.*, Dijon, 1959, Sect. Géogr., p. 205-210.
- VOGT J. (1968) - Etude de l'alluvionnement en Haute-Volta. Rapp. B.R.G.M. 68 ABI 012 BOB, 227 p.
- WACKERMANN J.M. (1975) - L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale semi-humide. Etude minéralogique et géochimique des arènes du Sénégal oriental. Conséquences pour la cartographie et la prospection. Thèse Sci. Strasbourg, 373 p.
- WAEGEMANS G. (1952) - Latérites pisolithiques et scoriacées. *Bull. agric.*, Congo belge, 3, p. 735-750.
- WAEGEMANS G. (1953) - Signification pédologique de la "stone-line" (note préliminaire). *Bull. agric.*, Congo belge, 3, p. 521-531.
- WALTHER J. (1915) - Laterit in Westaustralien. *Z. dtsh. geol. Gesellsch.*, 67 B, 4, p. 113-140.
- WEBER F. et LARQUE Ph. (1973) - Mise au point d'une méthode d'analyse minéralogique quantitative par diffraction aux rayons X. *Analusis*, 2, 1, p. 15-29.
- WEBER F. et TRAUTH D. (1977) - Etude par des techniques de microscope électronique (microscope électronique à transmission et spectromètre équipant un microscope à balayage) de deux échantillons de serpentinites de Tiébaghi. Rapp. interne Inst. Géol. Strasbourg, 11 p.
- WINCHELL A.N. (1959) - Elements of optical mineralogy. Part. II. Descriptions of minerals. 4th ed. Wiley and Sons, (éd.), New-York, 551 p.
- WOOLNOUGH W.G. (1927) - The chemical criteria of peneplanation (Presidential Adress, 1 ; at the duricrust of Australia (II)). *J. Proc. R. Soc. N.S.W.*, 61, p. 1-53.

LISTE DES FIGURES

| | Pages |
|---|-------|
| 1 - Carte de situation des zones étudiées et observées | 6 |
| 2 - Carte de situation des points d'étude en Haute-Volta | 7 |
| 3 - Carte de situation des points d'étude au Sénégal | 8 |
| 4 - Les principales données climatiques de l'Afrique de l'Ouest | 9 |
| 5 - Schéma géologique de l'Afrique de l'Ouest | 12 |
| 6 - Le relief et le réseau hydrographique de l'Afrique de l'Ouest | 13 |
| 7 - Composition chimique des eaux de la Gambie à Kédougou | 14 |
| 8 - Situation de l'étude et extrait schématique de la carte géologique | 17 |
| 9 et 10 - Coupe de la bancotièrre de Kaya | 20 |
| 11 - Echantillon du niveau 1 m (carapace) de la bancotièrre de Kaya | 26 |
| 12 - Bancotièrre de Kaya. Diagrammes diffractométriques des domaines à structure conservée | 27 |
| 13 - Bancotièrre de Kaya. Diagrammes diffractométriques des nodules violets | 28 |
| 14 - Bancotièrre de Kaya. Diagrammes diffractométriques des nodules bruns | 29 |
| 15 - Bancotièrre de Kaya. Diagrammes diffractométriques des domaines de matrice | 30 |
| 16 - Bancotièrre de Kaya. Evolution des différents domaines morphologiques et de leurs constituants minéralogiques | 34 |
| 17 - Schéma évolutif de la coupe de la bancotièrre de Kaya | 37 |
| 18 - Profils KAY 1 et 5. Granulométries | 44 |
| 19 - Profils KAY 1 et 5. Granulométries des sables | 45 |
| 20 - KAY 5. Courbes d'analyse thermique différentielle | 54 |
| 21 - Profils KAY 1 et 5. Teneurs en quartz, feldspath K et plagioclase | 55 |
| 22 - Profil KAY 1. Variations des teneurs en quartz du résidu triacide et du rapport Ki avec la profondeur | 56 |
| 23 - Profils NAY 1 et 6. Granulométries | 63 |
| 24 - Profils NAY 1 et 6. Granulométries des sables | 64 |
| 25 - Profil NAY 1. Diagrammes diffractométriques des nodules ferrugineux | 70 |
| 26 - Profils NAY 1 et 6. Teneurs en quartz, feldspath K et plagioclase | 71 |
| 27 - THN 1. 215-280 cm. Courbe d'analyse thermique différentielle | 80 |
| 28 - Extension des principales formations superficielles autour de Kédougou | 92 |
| 29 - Coupe du profil KED 5 | 92 |
| 30 - Diffractogrammes des argiles du profil KOU 21 | 98 |
| 31 - Coupe de la tranchée de Kondokho | 100 |
| 32 - Coupes du Hoggar | 105 |
| 33 - Schéma géologique, géographique et géophysique de la région de Ouahigouya | 110 |
| 34 - Carte de localisation des indurations ferrugineuses étudiées en Haute-Volta | 112 |
| 35 - Toposéquence de Diébiga | 114 |
| 36 - Toposéquence de Diébiga. Composition minéralogique de la fraction argileuse | 121 |
| 37 - Diagrammes de corrélation K ₂ O et TiO ₂ | 139 |
| 38a- Diagramme de corrélation entre les teneurs en Fe ₂ O ₃ de la roche et de la cuirasse .. | 140 |
| 38b- Diagramme de corrélation Fe ₂ O ₃ roche - Fe ₂ O ₃ cuirasse suivant les familles de roches | 140 |
| 39a- Diagramme de corrélation Fer-Vanadium dans les cuirasses | 143 |
| 39b- Diagramme de corrélation Fer-Cuivre dans les cuirasses | 143 |
| 40 - Rapports RE de différentes eaux de Haute-Volta et du Sénégal | 148 |
| 41a- Diagramme pH-concentration du Fe ³⁺ soluble dans les eaux étudiées | 151 |
| 41b- Diagramme pH-concentration de Al ³⁺ soluble dans les eaux étudiées | 151 |
| 42 - Localisation de quelques eaux sur le diagramme Eh-pH de Langmuir et Whitemore (1971) | 151 |
| 43 - Diagramme de corrélation Fer-Carbonate dans les eaux | 152 |
| 44 - Relations entre le type de profil cuirassé, la dégradation des cuirasses et la roche-mère | 163 |
| 45 - Comparaison entre le profil simulé de FRITZ (1975) et le profil naturel KAY 5 | 195 |

LISTE DES TABLEAUX

| | Pages |
|--|-------|
| I - Quelques données climatiques du domaine tropical sec | 7 |
| II - Quelques données hydrologiques sur les principaux fleuves de l'Afrique de l'Ouest | 13 |
| III - Relations sols-termites en zone soudanienne | 16 |
| IV - Organisation micromorphologique simplifiée de la coupe de la bancotièrre | 22 |
| V - Bancotièrre de Kaya. Quelques déterminations sur la terre fine < 2 mm | 24 |
| VI - Composition chimique de quelques échantillons de la coupe de la bancotièrre de Kaya | 25 |
| VII - Analyses triacides de quelques échantillons de la coupe de la bancotièrre de Kaya | 25 |
| VIII - Pourcentages calculés des constituants des niveaux de la bancotièrre de Kaya ... | 29 |
| IX - Bancotièrre de Kaya. Dosages minéralogiques des minéraux primaires en % | 31 |
| X - Bancotièrre de Kaya. Taux de moles Al(O)OH substituées dans la goethite | 32 |
| XI - Bancotièrre de Kaya. Pourcentage de goethite et d'hématite | 32 |
| XII - Bancotièrre de Kaya. Tableau récapitulatif des données fournies par les diagrammes diffractométriques | 33 |
| XIII - Descriptions morphologiques abrégées des profils KAY 1 et KAY 5 | 41 |
| XIV - Organisation micromorphologique simplifiée du profil KAY 5 | 43 |
| XV - KAY 1. Analyses triacides et analyses totales du résidu triacide | 47 |
| XVI - KAY 1. Rapports bases échangeables / bases triacides X 100 | 47 |
| XVII - Composition chimique en % de la grano-diorite de Kaya | 48 |
| XVIII - Comparaison entre les résultats des calculs isovolumétriques et isotitane (Profils KAY 1 et 5) | 49 |
| XIX - KAY 1 et 5. Résultats des calculs par méthodes isotitane et isovolume | 49 |
| XX - KAY 1 et 5. Ordre de mobilité moyen des éléments. Moyennes des rapports moléculaires Ki et des densités. Ordre de mobilité croissante | 50 |
| XXI - Comptage des principaux minéraux lourds dans les profils KAY 1 et 5 | 51 |
| XXII - Evaluation semi-quantitative de 1 à 10 des minéraux argileux de la fraction <2μ des profils KAY 1 et 5 | 52 |
| XXIII - KAY 1. Variations minéralogiques dans les nodules violets de la cuirasse | 53 |
| XXIV - Profils de Kaya. Composition chimique de la fraction <2μ sur des échantillons kaoliniques | 56 |
| XXV - Profils KAY 2. Résultats des comptages au spectromètre à R.X. de l'altération d'une amphibole | 58 |
| XXVI - NAY 1 et 6. Description morphologique abrégée | 61 |
| XXVII - NAY 1. Résumé des descriptions micromorphologiques | 62 |
| XXVIII - NAY 1 et 6. Déterminations physico-chimiques | 64 |
| XXIX - NAY 1 et 6. Compositions chimiques | 65 |
| XXX - NAY 1 et 6. Bilans géochimiques en % par rapport à la roche | 66 |
| XXXI - NAY 1 et 6. Ordre de mobilité des éléments | 67 |
| XXXII - NAY 1 et 6. Rapport SiO ₂ /Al ₂ O ₃ et SiO ₂ /Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O | 67 |
| XXXIII - NAY 1. Calculs des proportions de la fraction du résidu de l'attaque triacide . | 68 |
| XXXIV - NAY 1. Pourcentage numérique des minéraux lourds transparents. Pourcentage pondéral de la fraction lourde totale | 68 |
| XXXV - Evaluation semi-quantitative des minéraux argileux de la fraction <2μ des profils NAY 1 et 6 | 69 |
| XXXVI - NAY 1. Proportions de goethite et d'hématite. Taux de substitution en Al | 71 |
| XXXVII - Caractères micromorphologiques du profil THN 1 | 74 |
| XXXVIII - THN 1. Analyses pédologiques | 75 |
| XXXIX - Profils THN 1 et 1b. Composition chimique | 76 |
| XL - THN 1 et 1b. Bilans géochimiques par rapport à la roche de départ | 76 |
| XLI - THN 1 et 1b. Ordre de mobilité des éléments | 77 |
| XLII - THN 1. Analyses triacides | 77 |
| XLIII - THN 1. Pourcentage des bases par rapport à leur somme | 78 |
| XLIV - Evaluation semi-quantitative des minéraux argileux de la fraction <2μ des profils THN 1 et 1b | 79 |
| XLV - THN 1. Dosages minéralogiques en % | 80 |
| XLVI - THN 1. Argiles de l'arène. Comparaison des rapports des analyses de la microsonde | 81 |
| XLVII - DEM 64. Analyses pédologiques | 85 |
| XLVIII - DEM 64. Composition chimique de la cuirasse et de la roche-mère | 85 |

| | Pages |
|---|-------|
| XLIX - DEM 64. Bilans géochimiques en % par rapport à la roche | 86 |
| L - DEM 64. Ordre de mobilité des éléments. Evaluation des minéraux argileux ... | 86 |
| LI - GON 5. Composition chimique de la fraction argileuse de l'altération "pistache" | 88 |
| LII - KED 5. Composition chimique de la roche et de la cuirasse | 93 |
| LIII - KED 5. Calculs géochimiques à partir des raisonnements isovolume et isotitane | 94 |
| LIV - KED 5. Ordre de mobilité des éléments | 94 |
| LV - KED 5. Proportions d'hématite et goethite. Taux de substitution d'Al dans la goethite | 95 |
| LVI - KOU 21. Composition chimique de la cuirasse et du niveau le plus profond ... | 97 |
| LVII - KOU 21. Bilan géochimique en % par rapport au niveau le plus profond | 97 |
| LVIII - KOU 21. Ordre de mobilité des éléments | 97 |
| LIX - Profils de la tranchée de Kondokho. Descriptions | 100 |
| LX - Composition chimique des roches de la tranchée de Kondokho | 102 |
| LXI - Tranchée de Kondokho. Analyses chimiques et minéralogiques du contact | 102 |
| LXII - Tranchée de Kondokho. Bilans géochimiques. Gains et pertes en % | 103 |
| LXIII - Profils cuirassés de la tranchée de Kondokho. Ordre de mobilité des éléments | 103 |
| LXIV - Profil HOG 8. Composition chimique | 107 |
| LXV - Carapace HOG 8. Bilan géochimique et ordre de mobilité des éléments | 107 |
| LXVI - Toposéquence de Diébiga. Composition chimique des horizons B et de la roche | 118 |
| LXVII - Toposéquence de Diébiga. Bilans géochimiques en % par rapport à la roche ... | 118 |
| LXVIII - Toposéquence de Diébiga. Ordre de mobilité | 119 |
| LXIX - Résultats analytiques de quelques déterminations sur les horizons B de Diébiga | 119 |
| LXX - Toposéquence de Diébiga. Comptage des minéraux et % pondéral | 120 |
| LXXI - NAY 21. Composition chimique globale | 124 |
| LXXII - Niveaux indurés des coupes de Kédougou. Composition chimique | 127 |
| LXXIII - Profil DEM 54b. Composition chimique en % | 131 |
| LXXIV - Composition chimique moyenne des roches et des cuirasses | 138 |
| LXXV - Coefficients de corrélation entre les roches et les cuirasses | 139 |
| LXXVI - Matrice des coefficients de corrélation entre les éléments majeurs et les éléments-traces de 55 échantillons de cuirasse | 142 |
| LXXVII - Groupes d'éléments à intercorrélations positives dans les cuirasses | 142 |
| LXXVIII - Fractions amorphes extraites de quelques cuirasses de Haute-Volta | 144 |
| LXXIX - Composition chimique moyenne des eaux | 147 |
| LXXX - Dosages du fer et du carbone dans les eaux de surface | 149 |
| LXXXI - Influence de la filtration et de l'attaque à l'eau régale sur quelques eaux | 153 |
| LXXXII - Influence de l'attaque conjointe à l'eau régale et à l'eau oxygénée sur le fer soluble des eaux | 153 |
| LXXXIII - Caractéristiques physico-chimiques et morphologiques de quelques profils cuirassés | 158 |
| LXXXIV - Composition chimique des eaux de la source de Koumbri (Haute-Volta) | 160 |

TABLE DES MATIERES

| | Pages |
|--|-------|
| AVANT-PROPOS | 3 |
| INTRODUCTION | 3 |
| Chapitre I - LES GRANDS TRAITES DU MILIEU NATUREL | 5 |
| I - Choix des points d'étude. Méthode de travail | 5 |
| II - Les éléments majeurs du climat | 8 |
| A - Les données climatiques | 8 |
| B - Le sort des eaux pluviales | 10 |
| III - Le cadre géologique | 10 |
| IV - Le cadre géographique : le modelé et l'hydrologie | 11 |
| A - Le modelé | 11 |
| B - L'hydrologie | 11 |
| V - Les grandes formations végétales. Les termites | 15 |
| A - Les subdivisions phytogéographiques | 15 |
| B - Les termites | 16 |
| Conclusion | 16 |
| Chapitre II - LA COUPE DE LA BANCOTIÈRE DE KAYA (Haute-Volta) | 17 |
| I - Présentation | 17 |
| II - Etude morphologique | 18 |
| A - Description | 18 |
| B - Interprétations | 18 |
| C - Descriptions des échantillons de la coupe observés à l'oeil et à la loupe binoculaire | 20 |
| III - Etude micromorphologique | 20 |
| A - Description des lames de bas en haut | 20 |
| B - Interprétations de l'étude micromorphologique | 22 |
| IV - Données analytiques | 23 |
| A - Analyses pédologiques physico-chimiques | 23 |
| B - Les analyses géochimiques | 24 |
| C - Analyses minéralogiques | 24 |
| V - Les enseignements apportés par la coupe de la bancotièrre de Kaya | 35 |
| A - Evolution des lithoreliques | 35 |
| B - Evolution des pédoreliques | 36 |
| VI - Conclusion | 36 |
| Chapitre III - LES PROFILS KAY 1 ET KAY 5 DE LA TOPOSÉQUENCE DE KAYA | 39 |
| I - Présentation | 39 |
| II - Etude morphologique | 39 |
| A - Descriptions | 39 |
| B - Interprétations | 41 |
| III - Etude micromorphologique | 41 |
| A - Description des lames du profil KAY 5 de bas en haut | 41 |
| B - Interprétations | 43 |
| IV - Données analytiques | 44 |
| A - Analyses pédologiques classiques | 44 |
| B - Analyses géochimiques | 46 |
| V - Principaux enseignements de l'étude des profils de Kaya | 58 |
| Chapitre IV - LES AUTRES PROFILS CUIRASSÉS DE HAUTE-VOLTA | 59 |
| I - Les profils NAY 1 et NAY 6 de la toposéquence de Nayouri | 59 |
| A - Présentation | 59 |
| B - Etude morphologique | 59 |
| C - Etude micromorphologique | 61 |
| D - Données analytiques | 63 |
| E - Bilan des points importants des profils de Nayouri | 72 |

| | Pages |
|---|-------|
| II - Le profil THN 1 de la toposéquence de Thion | 72 |
| A - Présentation | 72 |
| B - Etude morphologique | 73 |
| C - Etude micromorphologique | 74 |
| D - Données analytiques | 75 |
| E - Les enseignements de l'étude des profils de Thion | 82 |
| III - Le profil DEM 64 des toposéquences de Dem | 82 |
| A - Présentation | 82 |
| B - Etude morphologique | 83 |
| C - Etude micromorphologique | 83 |
| D - Données analytiques | 84 |
| E - Intérêt de l'étude du profil DEM 64 | 87 |
| IV - Le profil GON 5 de la toposéquence de Gonsé | 87 |
| A - Présentation | 87 |
| B - Description abrégée | 87 |
| C - Observations et points d'étude particuliers | 88 |
| D - Les traits importants du profil GON 5 | 89 |
| V - Conclusions | 89 |
| Chapitre V - LES PROFILS CUIRASSÉS DU SÉNÉGAL ET DU HOGGAR | 91 |
| I - Le profil KED 5 de Kédougou | 91 |
| A - Présentation | 91 |
| B - Etude morphologique | 91 |
| C - Etude micromorphologique | 93 |
| D - Données analytiques | 93 |
| E - Les points importants de l'étude du profil KED 5 | 95 |
| II - Le profil KOU 21 de la toposéquence de Koussane | 95 |
| A - Présentation | 95 |
| B - Etude morphologique | 96 |
| C - Données analytiques | 96 |
| D - Points intéressants du profil KOU 21 | 99 |
| III - La tranchée de Kondokho (Sénégal) | 99 |
| A - Présentation | 99 |
| B - Descriptions morphologiques | 99 |
| C - Descriptions micromorphologiques | 101 |
| D - Résultats analytiques succincts | 101 |
| E - Intérêt de l'étude de la coupe de Kondokho | 104 |
| IV - Le profil HOG 8 des coupes du Hoggar | 104 |
| A - Présentation | 104 |
| B - Etude morphologique | 104 |
| C - Etude micromorphologique | 106 |
| D - Données analytiques | 106 |
| E - Datation géochronologique | 107 |
| F - Originalité et enseignement de la coupe du Hoggar | 108 |
| Chapitre VI - ÉTUDE DE QUELQUES EXEMPLES DE CUIRASSES, DE CARAPACES ET D'AUTRES INDURA- TIONS FERRUGINEUSES SUR MATÉRIAUX DIVERS | 109 |
| Introduction | 109 |
| I - Les cuirasses ferrugineuses sur matériaux conglomératiques | 109 |
| A - La région cuirassée située au Nord de Ouahigouya (Yatenga de Haute-Volta) | 109 |
| B - La coupe de Tansarga (Haute-Volta) | 112 |
| C - Conclusions sur les cuirasses sur matériaux conglomératiques | 113 |
| II - Les carapaces ferrugineuses sur granites leucocrates à gros grain | 113 |
| A - La toposéquence de Diébiga | 113 |
| B - Autres cas étudiés | 122 |
| C - Conclusions sur le carapacement ferrugineux des granites leucocrates à gros grain | 125 |
| III - Les autres types d'indurations ferrugineuses de l'Afrique de l'Ouest | 126 |
| A - Coupes de Kédougou (Sénégal) | 126 |
| B - Exemples d'indurations de matériaux détritiques en Haute-Volta | 129 |
| C - Les croûtes ferrugineuses du Mali septentrional et du Sénégal | 132 |
| D - Conclusion | 134 |
| IV - Conclusions | 134 |

| | Pages |
|---|-------|
| Chapitre VII - GÉOCHIMIE DES CUIRASSES FERRUGINEUSES. GÉOCHIMIE ET BIOCHIMIE DU FER DANS LES CUIRASSES ET LES EAUX | 137 |
| I - Géochimie des cuirasses ferrugineuses | 137 |
| A - Composition chimique moyenne | 137 |
| B - Etude statistique | 138 |
| C - Recherche des composés amorphes dans les cuirasses | 143 |
| II - Eléments sur la biochimie actuelle du fer dans les cuirasses ferrugineuses . | 144 |
| III - Géochimie des eaux | 146 |
| A - Compositions chimiques moyennes | 146 |
| B - Essai de caractérisation des milieux d'altération par la composition chimique des eaux | 147 |
| C - Teneurs en fer et en carbone des eaux de surface. Influence du pH. Corrélations | 149 |
| Conclusions | 154 |
| Chapitre VIII - LA DÉGRADATION DES CUIRASSES FERRUGINEUSES. MÉCANISMES ET CONSÉQUENCES . | 155 |
| I - Rappel des faits | 155 |
| A - Les faits morphologiques | 155 |
| B - Les faits micromorphologiques | 156 |
| C - Les faits analytiques | 156 |
| D - Enseignements tirés du rappel des faits. Influence de la roche | 157 |
| II - Les mécanismes des dégradations des cuirasses. Leurs causes | 158 |
| A - Dégradation des cuirasses sur roches ultrabasiques | 158 |
| B - Dégradation des cuirasses sur roches basiques | 159 |
| C - Dégradation des cuirasses sur roches granito-gneissiques à tendance basique | 159 |
| D - Dégradation des cuirasses sur roches migmatitiques | 161 |
| E - Dégradation des cuirasses sur roches granitiques à un ou deux micas, à grain fin ou moyen | 161 |
| F - Dégradation des horizons Bfe carapacés sur roches granitiques leucocrates à très gros grain | 162 |
| G - Conclusions | 162 |
| III - Conséquences des dégradations des cuirasses et carapaces | 164 |
| A - Formation de sols nouveaux | 164 |
| B - "Descente" de la cuirasse de la topographie cuirassée | 164 |
| C - Fauchage des filons de quartz et mise en place de "stone -lines" | 164 |
| D - Concentration des minéraux lourds. Cas de l'or | 165 |
| E - Concentration du manganèse | 166 |
| F - Cas des terres de "cures salées" | 166 |
| Conclusion | 166 |
| Chapitre IX - ÉTUDE PAR TOPOSÉQUENCES DES VERSANTS CUIRASSÉS. LES DIFFÉRENTS HORIZONS ET LES SOLS QUI EN DÉRIVENT | 169 |
| Introduction | 169 |
| I - Les principales toposéquences. Leurs traits essentiels | 169 |
| A - Toposéquence de Kaya | 169 |
| B - Toposéquence de Nayouri | 170 |
| C - Toposéquence de Thion | 171 |
| D - Autre toposéquence de Thion | 171 |
| E - Toposéquence de Gonsé | 172 |
| F - Toposéquence de Koussane | 172 |
| G - Toposéquence de Dem | 173 |
| H - Toposéquence de Nassougou | 173 |
| I - Toposéquence de Natiabouani | 173 |
| J - Toposéquence de Guebouria | 173 |
| K - Conclusions | 175 |
| II - Caractérisation générale des différents horizons des manteaux cuirassés et étude de leur distribution latérale | 176 |
| A - L'arène | 176 |
| B - L'altération "pistache" ou verticale basale | 177 |
| C - Les argiles bariolées | 178 |
| D - Les argiles tachetées | 179 |
| E - La carapace | 179 |
| F - La cuirasse ferrugineuse | 180 |

| | Pages |
|--|-------|
| III - Les sols. Relations avec le matériau | 181 |
| A - Les sols sur cuirasse ferrugineuse | 181 |
| B - Les sols sur cuirasse ferrugineuse entièrement démantelée | 182 |
| C - Les sols sur matériaux détritiques de démantèlement et d'apport | 183 |
| D - Les sols sur matériaux à minéraux altérables abondants | 183 |
| E - Conclusion | 183 |
| IV - Conclusions | 183 |
| Chapitre X - INTERPRÉTATIONS | 185 |
| I - Les altérations "pistache" montmorillonitiques basales | 185 |
| 1. Double genèse des minéraux argileux | 185 |
| 2. Signification de la phase smectitique basale | 186 |
| 3. Comportement actuel de l'altération "pistache" | 186 |
| 4. Conclusion | 187 |
| II - Les altérations kaoliniques médianes | 187 |
| 1. Degré d'altération et genèse des argiles | 187 |
| 2. Accumulation du quartz et silicifications | 188 |
| 3. Comportement actuel | 188 |
| 4. Conclusion | 188 |
| III - Les niveaux ferrugineux indurés sommitaux | 189 |
| 1. Structure et micromorphologie des cuirasses | 189 |
| 2. Preuves de l'autochtonie des cuirasses : Conséquences | 189 |
| 3. Géochimie des cuirasses | 190 |
| 4. Mécanismes de l'accumulation du fer | 191 |
| 5. Différentes formes minéralogiques du fer | 193 |
| 6. Conclusions | 194 |
| IV - Comparaison entre les profils naturels et les modelés physico-chimiques ... | 195 |
| V - Essai de reconstitution de la genèse des profils cuirassés | 196 |
| 1. Revue bibliographique | 196 |
| 2. Tentative de reconstitution du cuirassement | 197 |
| VI - L'âge du cuirassement | 198 |
| CONCLUSIONS GÉNÉRALES | 201 |
| Bibliographie | 203 |
| Liste des figures | 217 |
| Liste des tableaux | 219 |
| Table des matières | 221 |
| Planches | |
| Annexes | |

PLANCHES

PLANCHE I

1. Macrophotographie du niveau 7 m de la coupe de la bancotière (Haute-Volta). Assemblage porphyroscuelique et plasma argilasépique.
2. Microphotographie du même niveau. B = passée micacée des gneiss et biotites exfoliées ferruginisées (L.N.).
3. Même coupe. Macrophotographie du niveau 6 m. Aspect d'ensemble de l'altéroplasation.
4. Même coupe. Macrophotographie du niveau 4,5 m. Phénomène de micronodulation ferrugineuse.
5. Même coupe. Macrophotographie du niveau 2,5 m. Assemblage aggloméroplasmique. M = matrice à début de micronodulation ferrugineuse. i = tubulures avec argile illuviée et plasma vosépique.
6. Même coupe. Microphotographie du niveau 1,5 m. Plage de structure conservée avec alignement de biotites (B). (L.N.).
7. Même coupe. Carapace à 1 m. Macrophotographie. X = nodules ferrugineux sans cortex, mal circonscrits. N = nodules à cortex. M = plage de matrice à structure conservée. I = plasma vosépique illuvié (L.P.).
8. Même coupe. Coupe de nodule brun du niveau 1 m. N = nodule. C = cortex. (L.P.).
9. Même coupe. Même niveau. Coupe de nodules violets (N). M = Matrice emballant les nodules avec quartz (en blanc) et micronodulation (en noir). (L.P.).
10. Même coupe. Cuirasse au sommet (0,1 m). Macrophotographie. N = nodules violets. M = matrice pédoturbée. V = vide.
11. Profil KAY 5. Toposéquence de Kaya (Haute-Volta). Argiles tachetées à nodulation passant à la carapace. Microphotographie. M = matrice vosépique. mi = micronodulation ferrugineuse. Q = quartz. V = vide fissural. (L.N.).
12. Même profil, même niveau. Microphotographie. Mi = micronodulation dans la matrice argileuse emballant les nodules (N). C = cortex périnodulaire. Q = quartz. (L.N.).
13. Même profil, même niveau. Microphotographie. Coupe de nodule brun et de son cortex (C). Q = quartz. V = vide, fissure périnodulaire. (L.N.).
14. Même profil. Niveau 1 m. Microphotographie. X = kaolinites de grandes tailles dans un nodule violet. (L.N.).
15. Même profil, même niveau. Microphotographie. Plage de matrice à structure conservée avec cristaux de quartz corrodés (Q) se désengrenant et petits minéraux reliques (F = feldspath ?) (L.N.).

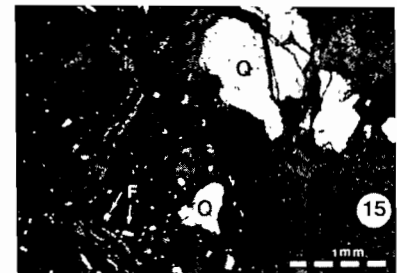
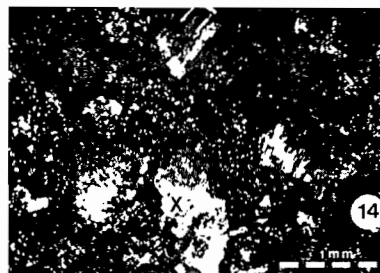
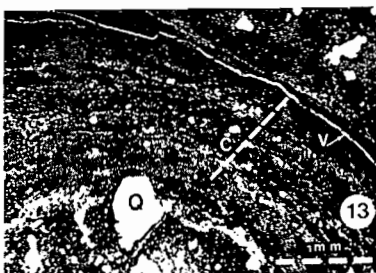
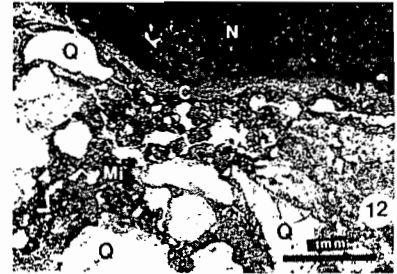
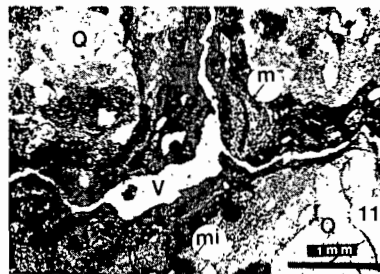
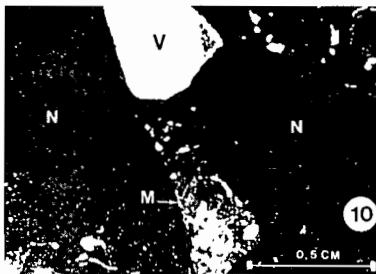
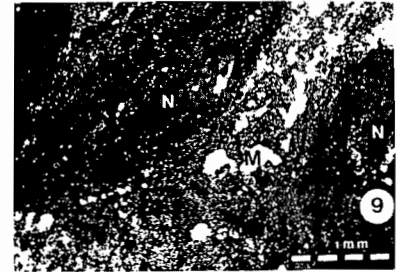
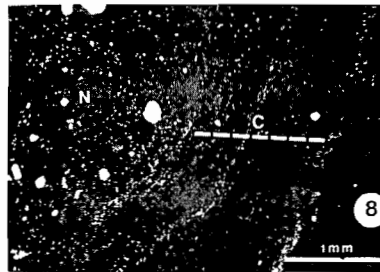
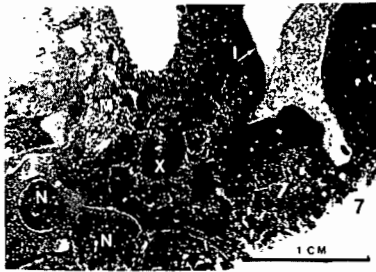
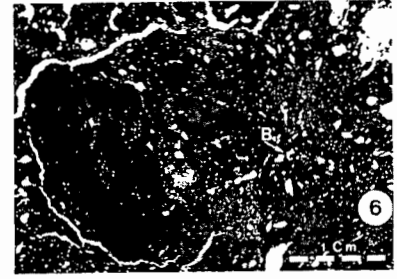
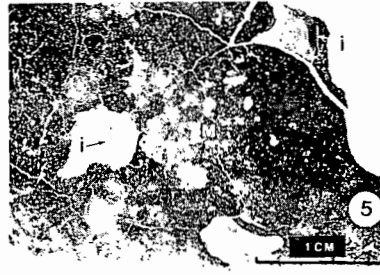
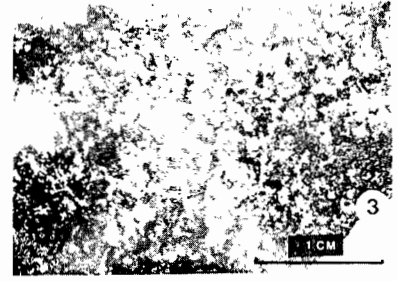
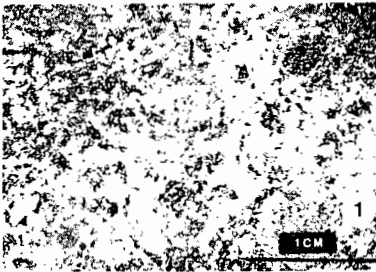


PLANCHE II

Observations au microscope électronique à transmission sur la fraction argileuse de différents niveaux de la coupe de la bancotière de Kaya (Haute-Volta).

1. A 7 m, cristaux de kaolinite de grande taille.
2. 3. 4. 5. A 6 m, aspects chagrinés de produits amorphes issus de la kaolinite.
6. A 1 m, cristaux de kaolinite de petite taille localement recouverts par des hydroxydes de fer.

Photographies d'ensemble

7. Vue latérale de la butte témoin cuirassée amont de la toposéquence de Kaya.
8. Front de taille de la cuirasse et de la carapace au niveau du puits KAY 5 de la toposéquence de Kaya.

Observations au microscope électronique à balayage. Profil KAY 5 de la toposéquence de Kaya.

9. Quartz sain du niveau d'argiles tachetées.
10. Figures de dissolution d'un quartz localisé dans la cuirasse
11. Détail agrandi du même quartz.
12. Logement de quartz entièrement dissous plus haut dans la cuirasse. La gangue est formée d'hématite finement cristallisée.
13. Biotite altérée située dans les argiles bariolées. X = bourgeonnements de goethite sur les faces.
14. Détail du cliché 12 : cristaux d'hématite non alumineuse en navettes.

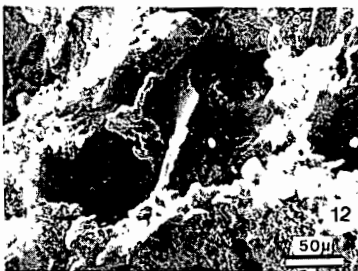
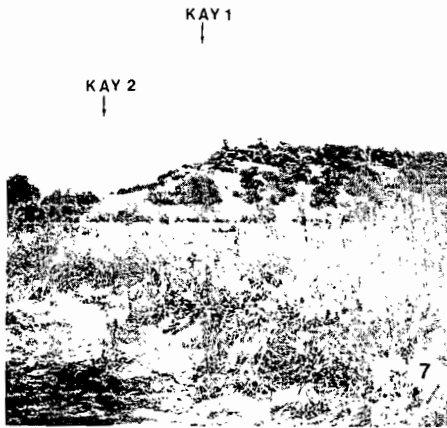
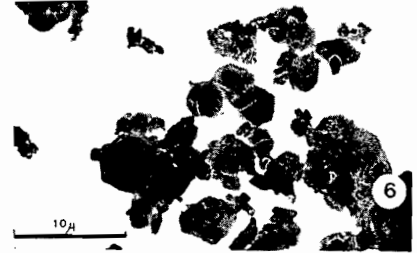
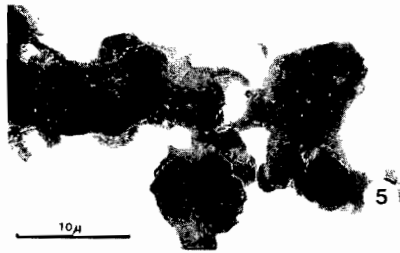
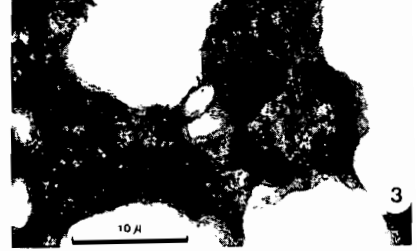
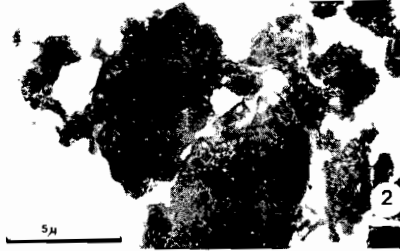
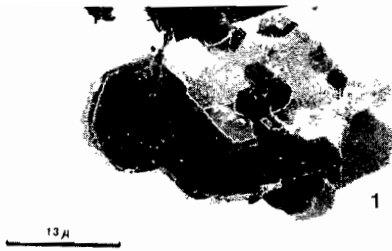


PLANCHE III

Observations au microscope électronique à balayage (M.E.B.) du matériau "pistache" des profils de Kaya (Haute-Volta).

1. Hornblende verte altérée.
2. Même minéral, détail. Faciès en "mine de crayon" de l'altération smectitique de la tranche de l'amphibole.
3. Cristallisation de calcite (C) sur un plagioclase oligoclase altéré.
4. Altération en kaolinite des lamelles de biotite.
5. Même minéral, détail.

Observations au microscope électronique à balayage couplé à une "microsonde".

Coupes de nodules violets et de leur emballage matriciel (KAY 5, cuirasse).

6. Photographie de la coupe au M.E.B.
7. Analyse géométrique de la coupe. A = argile. ND = nodules violets. Q = quartz. V = vide fissural.
8. 9. 10. Cartes de répartition respectives du silicium, de l'aluminium et du fer.
11. Photographie d'une autre coupe au M.E.B.
12. Analyse géométrique. A = argile. ND = nodules violets. Q = quartz. V = vide fissural.
13. 14. 15. Cartes de répartition respectives du silicium, de l'aluminium et du fer.

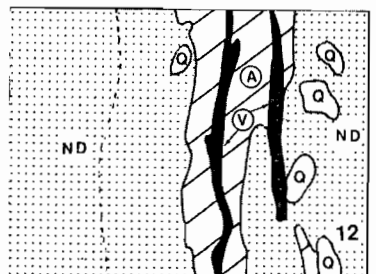
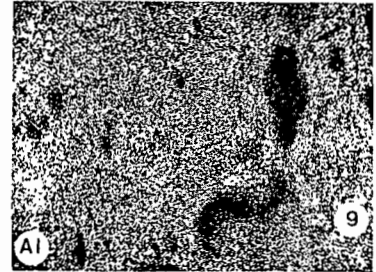
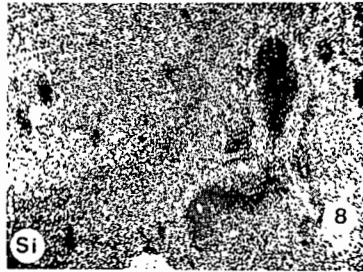
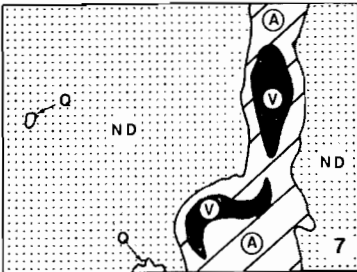
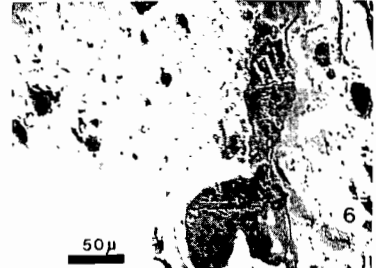
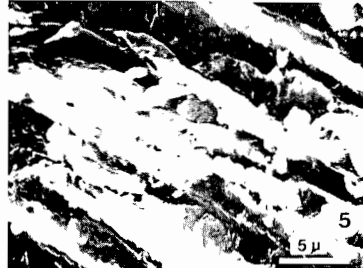
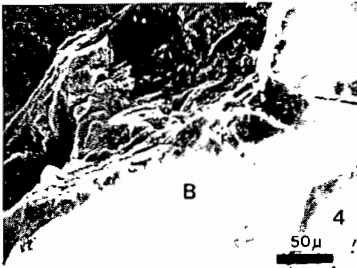
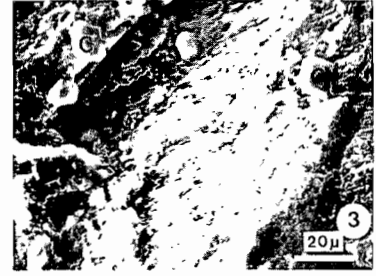
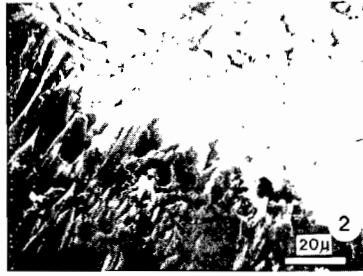
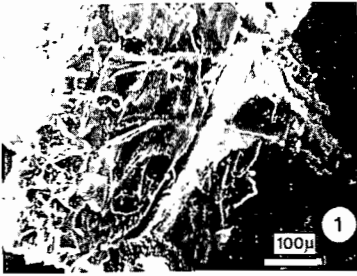


PLANCHE IV

Observations au microscopie électronique à balayage de l'altération "pistache" à 12,5 m du profil KAY 5 de la toposéquence Kaya (Haute-Volta).

1. Minéral de hornblende verte (A), altéré en montmorillonite effilochée sur ces bordures (M).
2. Même minéral, détail des montmorillonites de bordure.

Observations au M.E.B. couplé à une "microsonde" du matériau "pistache" du profil KAY 2 à 17,8 m (Toposéquence de Kaya, Haute-Volta).

3. Photographie d'une coupe d'amphibole altérée présentant des îlots sains.
4. Analyse géométrique de cette coupe. Am = amphibole saine. A = argile d'altération. F = concentration ferrugineuse. V = vide.
5. 6. 7. 8. 9. Cartes de répartition respectives de la silice, de l'aluminium, du calcium, du magnésium et du fer.

Observations des matériaux du profil NAY 1 de la toposéquence de Nayouri (Haute-Volta).

10. Microphotographie de l'arène entre 370 et 410 cm. M = micas biotite et muscovite. Pl = plagioclases oligoclases. Q = quartz. (L.P.).
11. Macrophotographie du même niveau d'arène. Assemblage porphyrosquelique. Début de fissuration.
12. Microphotographie du passage de l'arène aux argiles tachetées (350 cm). Assemblage porphyrosquelique de l'altéropiasmation. En blanc les quartz (Q), en foncé les biotites déjà en partie altérées et ferruginisées (M) (L.P.).
13. Macrophotographie des argiles tachetées vers 280 cm. Assemblage aggloméroplasmique avec îlots porphyrosqueliques. MV = plasma matriciel masépique et vosépique. N = premiers novules ferrugineux. SC = plage à structure conservée de la roche.
14. Microphotographie du même niveau. Piasmation argileuse masépique avec glêbules de fer (en noir). Q = quartz fissuré. V = plasma vosépique autour d'un pédotubule. (L.P.).
15. Microphotographie du niveau d'argiles tachetées à 300 cm. Aspect microfissuré des quartz (Q) avec imprégnation de fer dans les fissures. M = biotite altérée et ferruginisée.

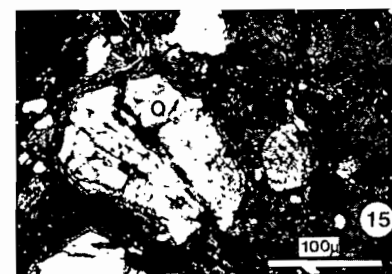
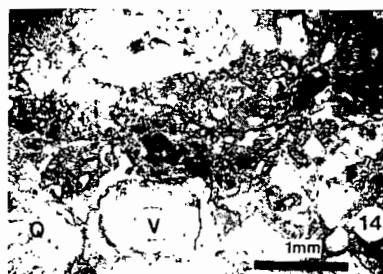
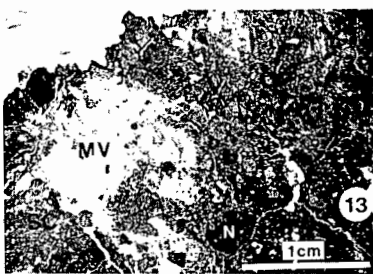
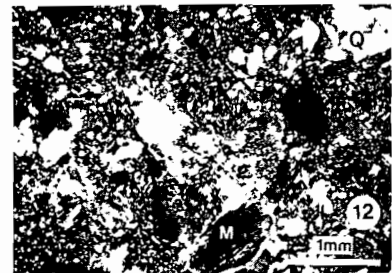
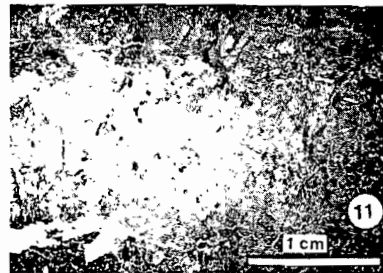
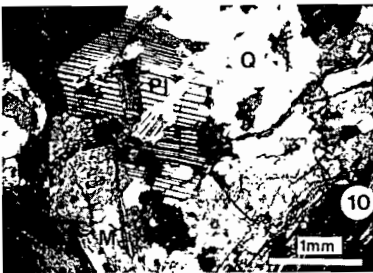
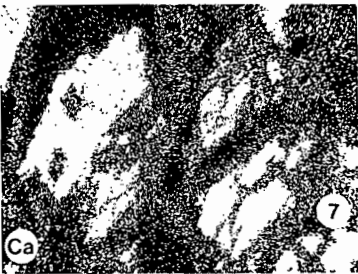
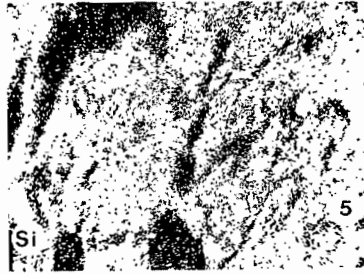
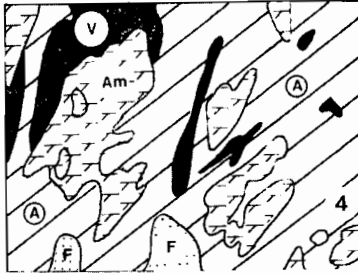
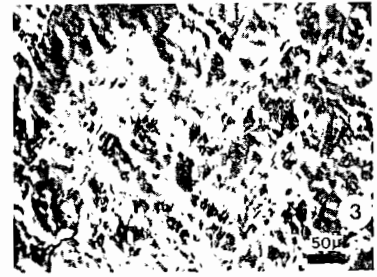
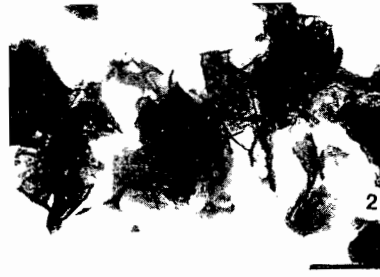


PLANCHE V

Observations micromorphologiques des horizons du profil NAY 1 de la toposéquence de Nayouri (Haute-Volta).

1. Macrophotographie de la carapace ferrugineuse à 150 cm. Les grosses masses nodulaires ferrugineuses sombres sont isolées les unes des autres par des fissures fines.
2. Microphotographie d'un vide tubulaire (V) avec argiles d'illuviations vosépiques (i) dans la cuirasse à 100 cm. Q = quartz. (L.N.).
3. Macrophotographie de la cuirasse entre 20 et 45 cm. Les nodules sont mal individualisés et donnent une apparence massive à l'ensemble. V = vide tubulaire.
4. Microphotographie du même niveau cuirassé. Les quartz (Q) sont corrodés (C) et évidés (V) (L.N.).
5. Vue d'ensemble de la cuirasse affleurante (bowal) au niveau du profil NAY 1 à l'amont de la toposéquence de Nayouri.

Observations micromorphologiques des horizons du profil THN 1 de la toposéquence de Thion (Haute-Volta).

6. Macrophotographie de l'arène altérée à 250 cm. Aspect de l'altéroplication de la roche. Q = quartz. B = biotite altérée ferrugineuse.
7. Microphotographie du niveau 133-156 cm. Altéroplication d'assemblage porphyrosquelique et plasma argilasépique (M). Q = quartz. V = vide. (L.P.).
8. Macrophotographie de l'horizon d'illuviation (112-133 cm). Plasma squelvosépique et asépique juxtaposés (A) emballant les nombreux quartz (Q) et quelques nodules ferrugineux relictuels (N).
9. Microphotographie du même horizon. Assemblages porphyrosquelique et aggloméroplasmique. Matrice illuviée (Mi), nodules relictuels (N), quartz (Q) et vides (V). (L.N.).
10. Microphotographie du même horizon. Matrice illuviée (Mi) squelvosépique et asépique emballant un gros nodule ferrugineux (N), et de très nombreux quartz (Q) (L.P.).
11. Macrophotographie de l'horizon lessivé A₂ (76-112 cm) à assemblage intertextique et plasma vosquelsépique. N = nodule ferrugineux et débris cuirassé. Q = quartz. V = vide.
12. Microphotographie du même horizon. Les quartz (Q) sont très fissurés et les vides (V en noir) plus abondants que la matrice (M en gris) (L.N.).
13. Macrophotographie du niveau cuirassé (0-66 cm). Assemblage porphyrosquelique et plasma asépique. Q = quartz. V = vide.

Observations au microscope électronique à transmission des argiles du profil THN 1.

14. Horizon B illuvié (112-133 cm). K = kaolinite. M = montmorillonite effilochée très peu abondante.
15. Horizon B de 133 à 156 cm. Aspect de la montmorillonite (M) et cristaux de kaolinite (K).

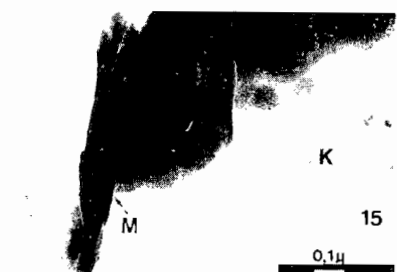
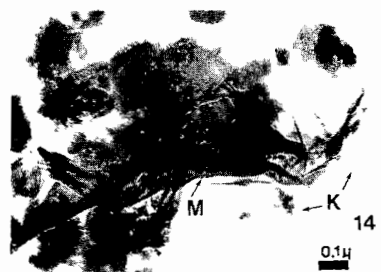
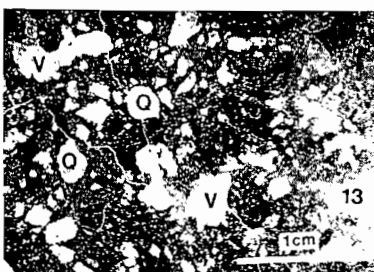
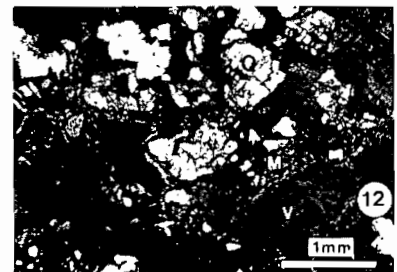
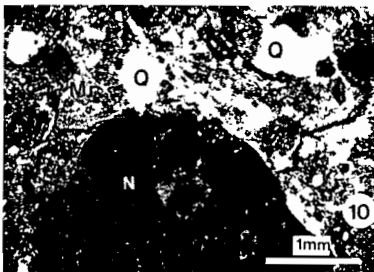
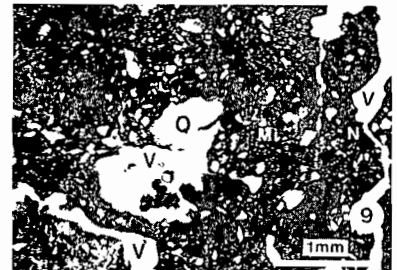
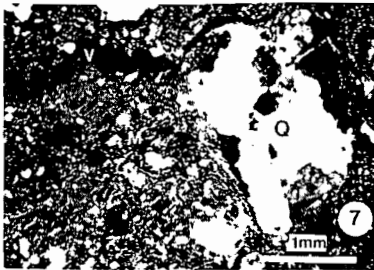
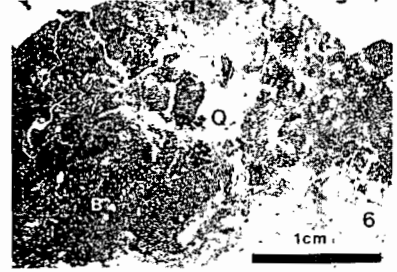
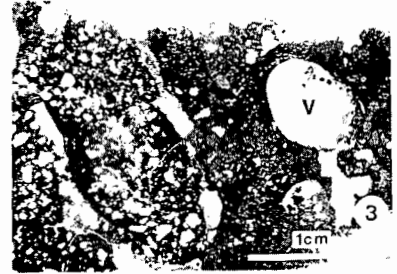
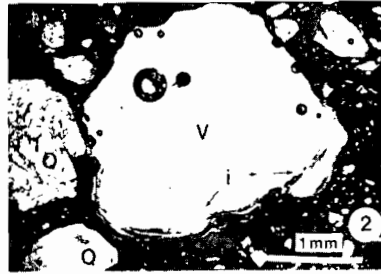
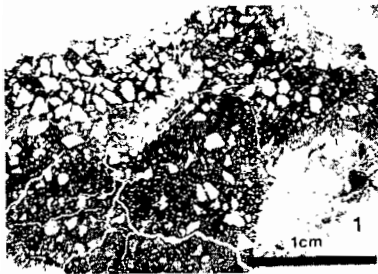


PLANCHE VI

Observations au microscope électronique à balayage couplé à une "microsonde" de certains éléments et échantillons du profil THN 1 de la toposéquence de Thion (Haute-Volta).

Coupe d'une biotite d'un nodule ferrugineux localisé dans l'horizon A₂ à 108 cm.

1. Photographie de la coupe au M.E.B.
2. Analyse géométrique de la coupe. B = biotite.
3. 4. 5. 6. Cartes de répartition respectives du silicium, de l'aluminium, du manganèse et du fer.

Coupe d'une portion d'arène altérée entre 215 et 280 cm.

7. Photographie de la coupe au M.E.B.
8. Analyse géométrique de la coupe. E = épidote saine. B = biotite. M = plages de montmorillonite. NC = nodules calcaires. 1 - 2 - 3 = différentes plages argileuses sur lesquelles ont été effectués les comptages de points à la "microsonde". (cf. tabl. XLVI).
9. 10. 11. 12. 13. Cartes de répartition respectives du silicium, de l'aluminium, du calcium, du magnésium et du fer.

Observations au microscope électronique à balayage des altérations "pistache" à 12 m, du profil GON 5 de la toposéquence de Gonsé.

14. Altération d'une amphibole (A) en montmorillonite (M) sur ses bordures.
15. Diagramme de microdiffraction obtenu sur une des lamelles de montmorillonite.

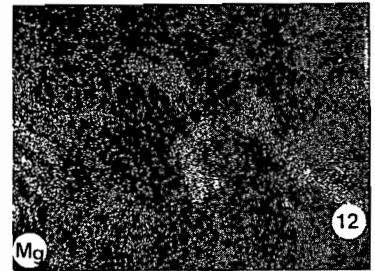
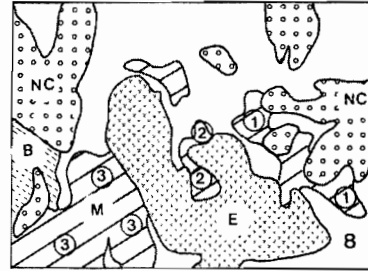
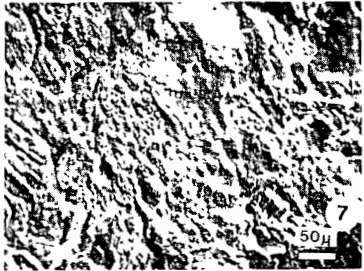
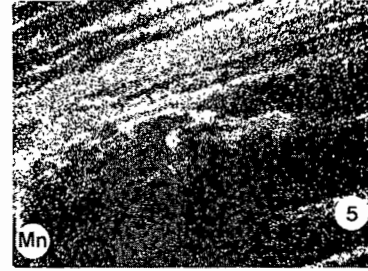
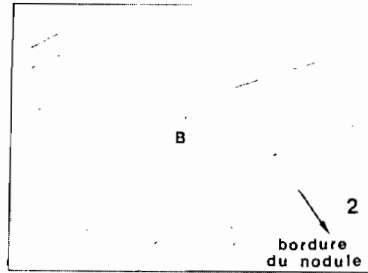
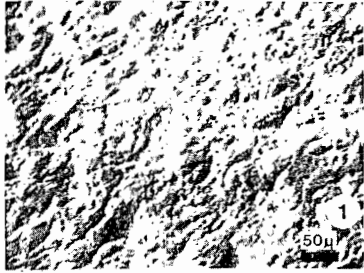


PLANCHE VII

1. Tranchée de Kondokho. Contact oblique de la carapace sur dolérite (car. dol.) et des argiles tachetées sur granite (a.t. gran.) à 3 mètres.
2. Rebord de cuirasse faillée au Nord de Ouahigouya (Haute-Volta).
3. Macrographie de l'horizon B rouge du profil DIE 1, de la toposéquence de Diébiga (Haute-Volta). Assemblage porphyrosquelique. M = Matrice silsépique et argilasépique. Q = quartz.
4. Fosse DIE 10. C = carapace, horizon A₂, B = horizon B₂¹ illuvié, horizon BC
5. Surface du conglomérat cuirassé au Nord de Ouahigouya (Haute-Volta). B = bloc de bauxite.
6. Macrographie de l'horizon B rouge du profil DIE 8 (Toposéquence de Diébiga, Haute-Volta). M = plasma argilasépique clair. Les plages sombres en haut représentent la concentration plasmique argilo-ferrugineuse. Q = quartz.
7. Butte de Kougouri (Haute-Volta). La flèche indique le conglomérat peu induré.
8. Profil DEM 64 b. S = schistes ferruginisés. C = cuirasse sur schiste. CA = cuirasse-carapace à éléments allochtones.
9. Macrographie de l'horizon Bfe carapacé du profil DIE 10 de la toposéquence de Diébiga (Haute-Volta). Assemblage intertextique à vides importants (V) et porphyrosquelique à matrice ferrugineuse rouge (M). Les minéraux primaires sont abondants. Q = quartz.
10. Micrographie d'un chicot sableux induré d'une bande de "brousse tigrée" au Mali (Gourma). Q = grains de quartz éolisés. Fe = ciment ferrugineux. L'ensemble présente un assemblage porphyrosquelique.
11. Vue générale de la toposéquence de Dem (Haute-Volta). (Cf. également la planche XII).
12. Paysage cuirassé escarpé de la région de Dem (Haute-Volta).

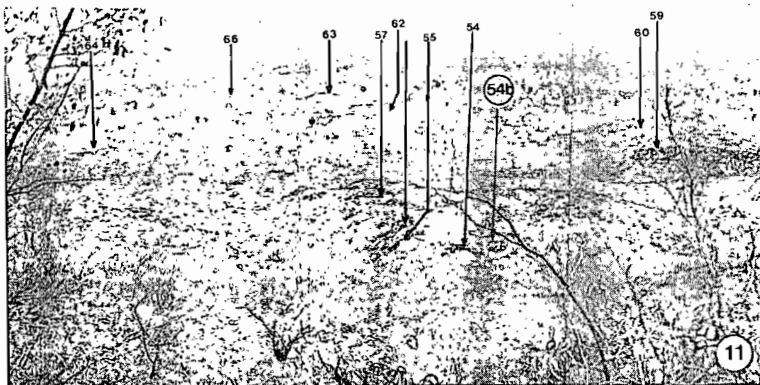
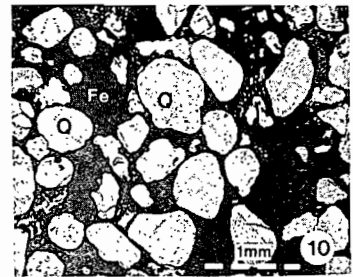
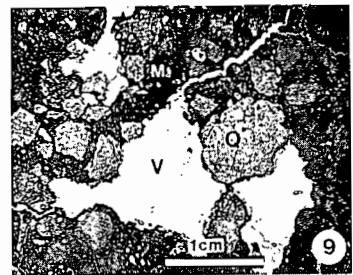
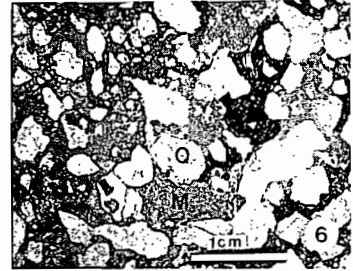
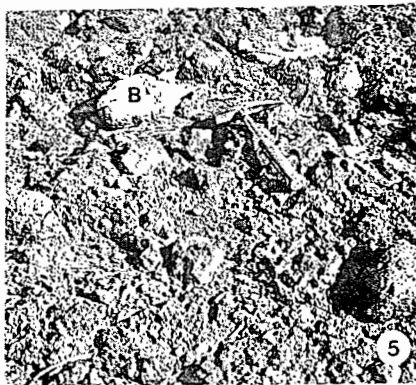
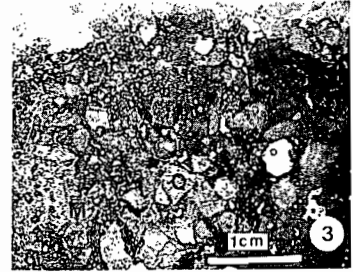
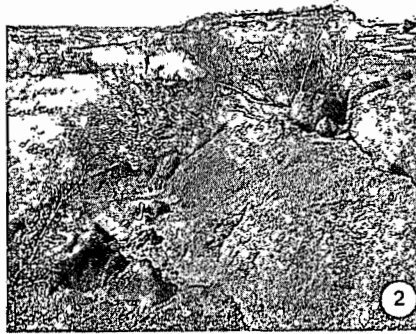
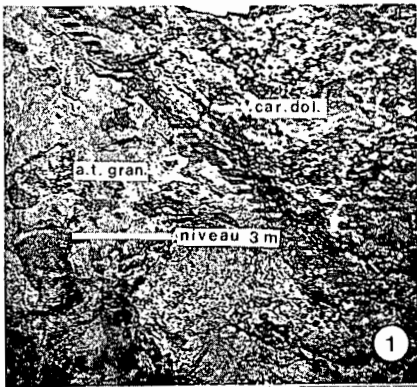


PLANCHE VIII

1. Source sous cuirasse (Koumbri au Nord de Ouahigouya, Haute-Volta).
2. Filon de quartz (FQ) traversant le profil cuirassé et la cuirasse (C) à Pourra (Sud de la Haute-Volta).
3. "Stone-line" quartzo-ferrugineuse dans une tranchée de la toposéquence de Thion (Haute-Volta).
4. Passage de la cuirasse démantelée (CD) aux vertisols dont on voit les fentes de retrait (DEM 64, Haute-Volta).
5. Effondrement sous cuirasse au Sud de la Haute-Volta.

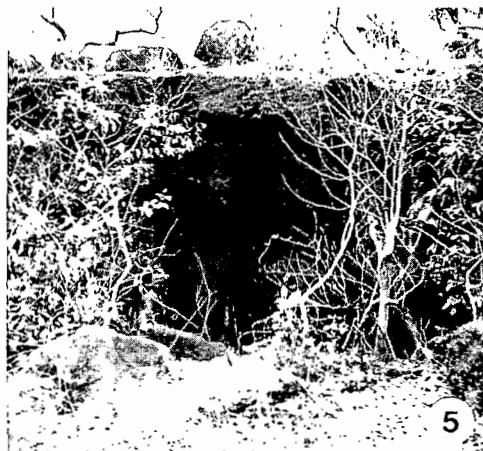
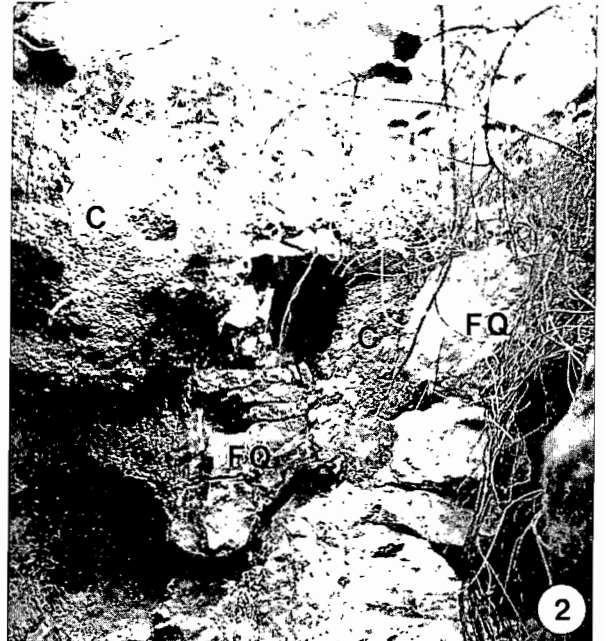
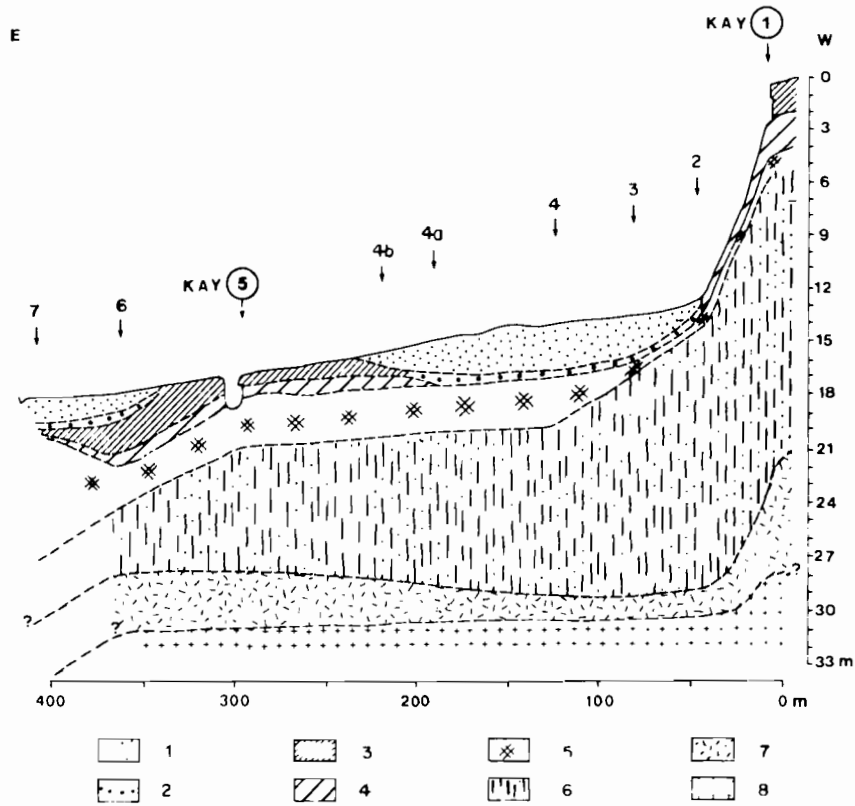
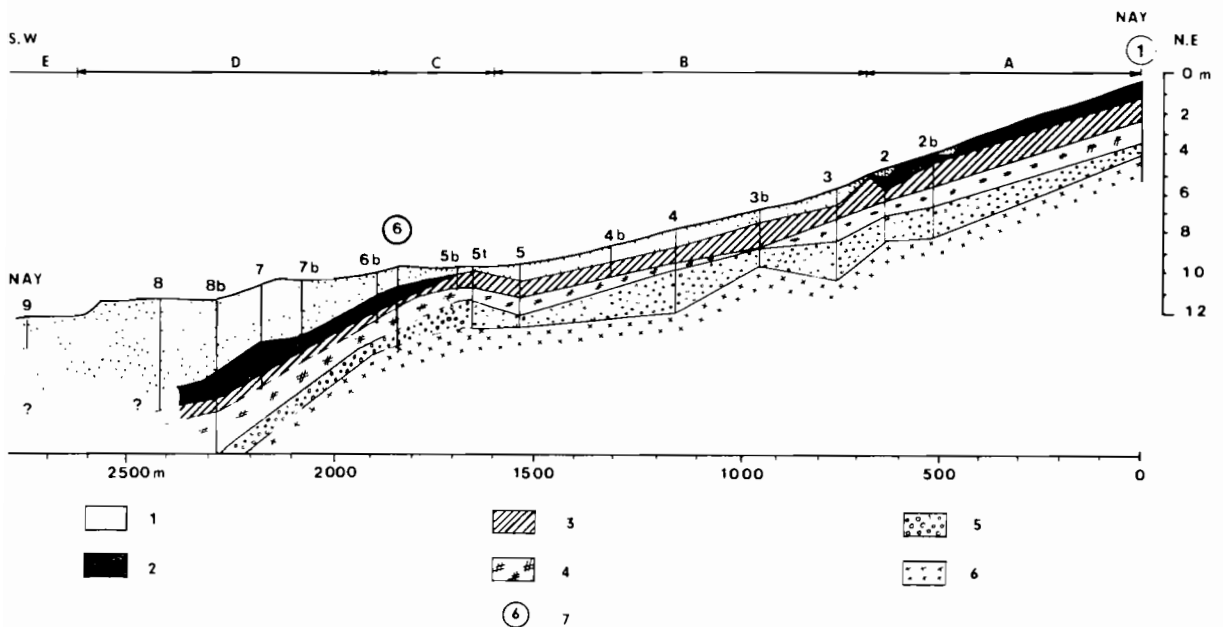


PLANCHE IX

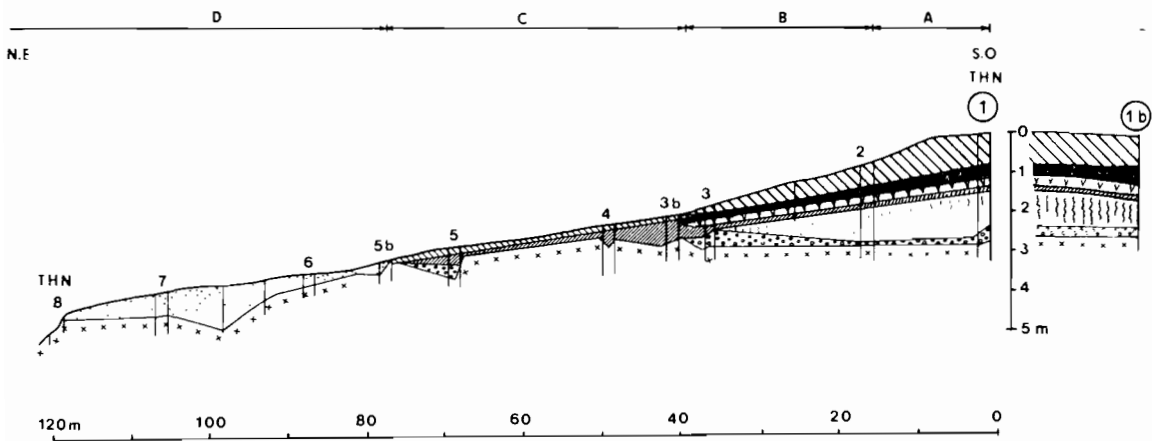


TOPOSEQUENCE DE KAYA. - 1. sables et alluvions. - 2. horizon gravillonnaire. - 3. cuirasse ferrugineuse. - 4. carapace. - 5. argiles tachetées. - 6. argiles bariolées. - 7. altération pistache. - 8. granodiorite.



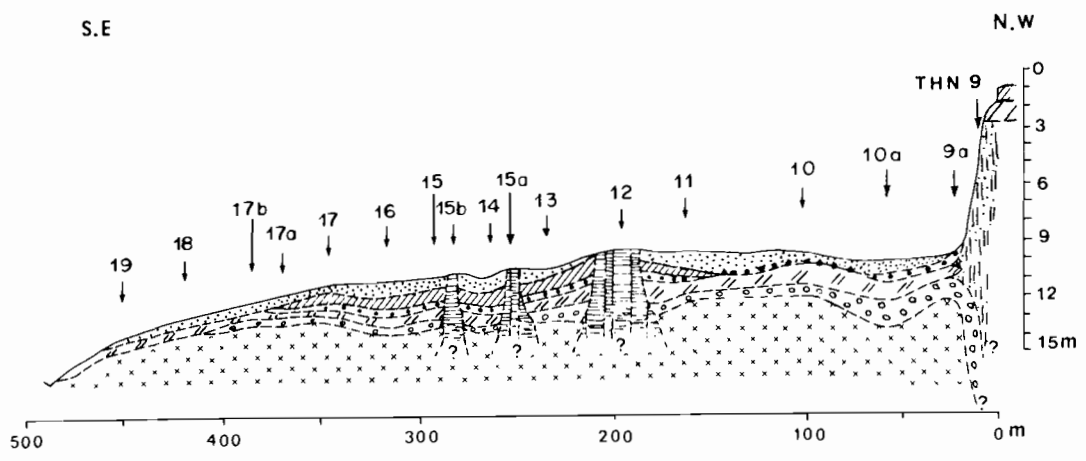
TOPOSEQUENCE DE NAYOURJI. - 1. sols et alluvions. - 2. cuirasse ferrugineuse. - 3. carapace. - 4. argiles tachetées. - 5. arène. - 6. granite.

PLANCHE X



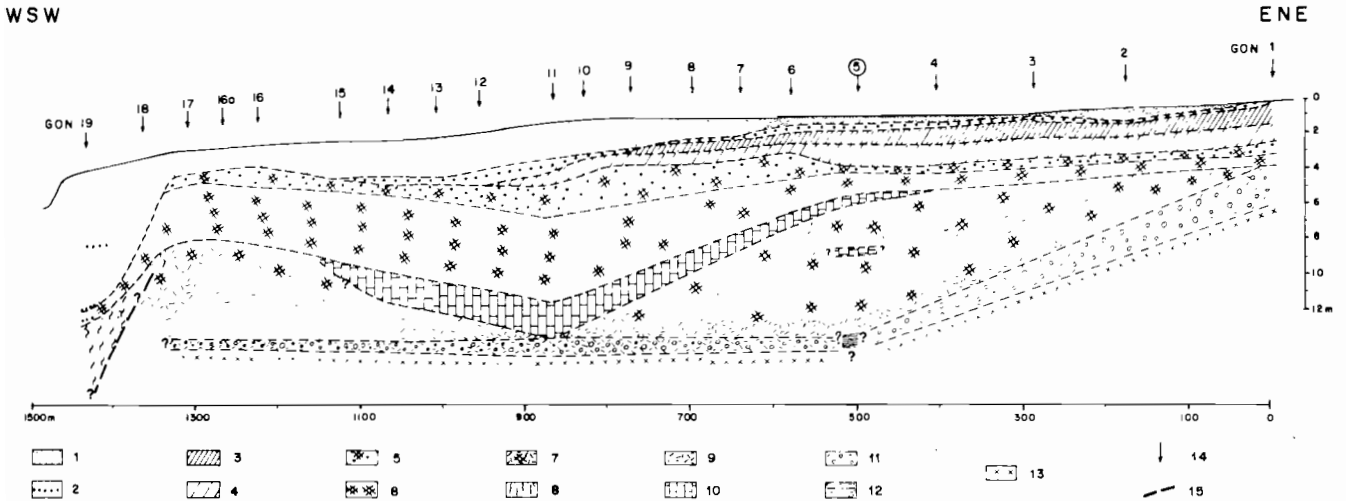
- | | | | |
|---|---|---|----|
| 1 | 4 | 7 | 6 |
| 2 | 5 | 8 | 11 |
| 3 | 4 | 9 | 12 |

TOPOSEQUENCE DE THION. - 1. horizon sableux. - 2. horizons A₁. - 3. cuirasse ferrugineuse. - 4. horizon éluvial. - 5. horizon illuvial. - 6. horizon polyédrique. - 7. horizon d'altération verticale à nodules calcaires. - 8. arène. - 9. migmatite. - 10. fosse. - 11. sondage. - 12. profil décrit dans le texte.

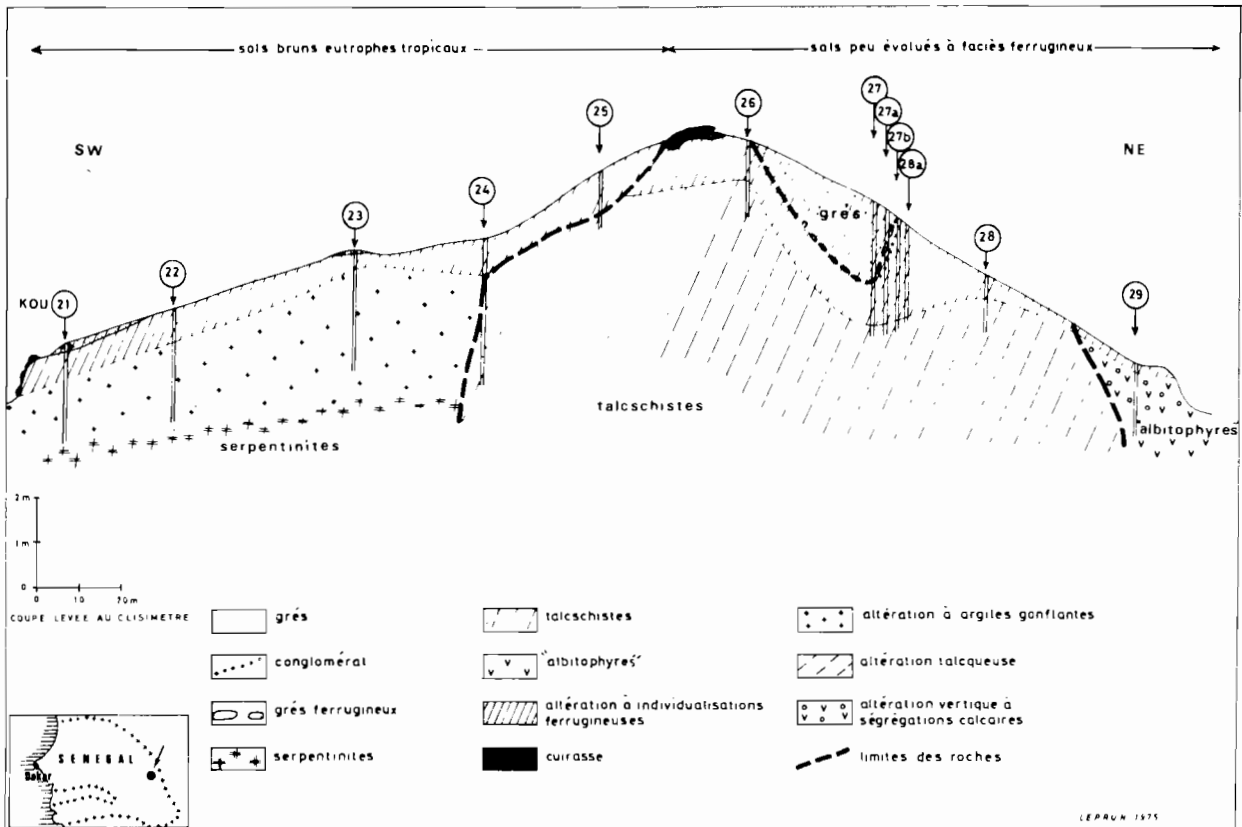


- | | | | |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| 5 | 6 | 7 | 8 |
| | | 9 | |

TOPOSEQUENCE DE THION II. - 1. sols et formations superficielles. - 2. cuirasse ferrugineuse. - 3. carapace. - 4. horizon gravillonnaire et cuirasse démantelée. - 5. horizons argileux d'illuviation et d'altération. - 6. argiles bariolées. - 7. arène altérée. - 8. amygdale de quartz. - 9. migmatite.



TOPOSEQUENCE DE GONSE. - 1. sols et alluvions. - 2. horizon gravillonnaire. - 3. cuirasse ferrugineuse. - 4. carapace. - 5. argiles tachetées à nodulation. - 6. argiles tachetées. - 7. argiles tachetées et altérations "pistache" mélangées. - 8. argiles bariolées. - 9. altération "pistache". - 10. pegmatite. - 11. arène et altérations pistaches mélangées. - 12. amphibolites. - 13. migmatite. - 14. puits. - 15. limite supposée des roches.

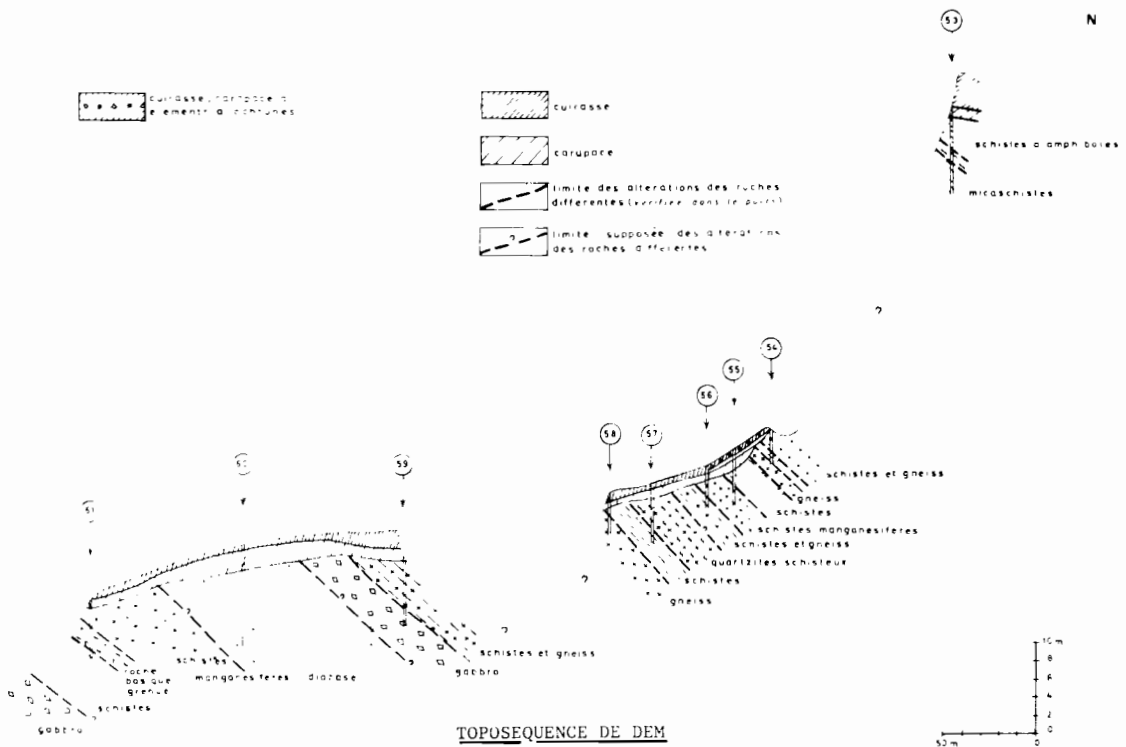


TOPOSEQUENCE DE KOUSSANE

PLANCHE XII

S

N

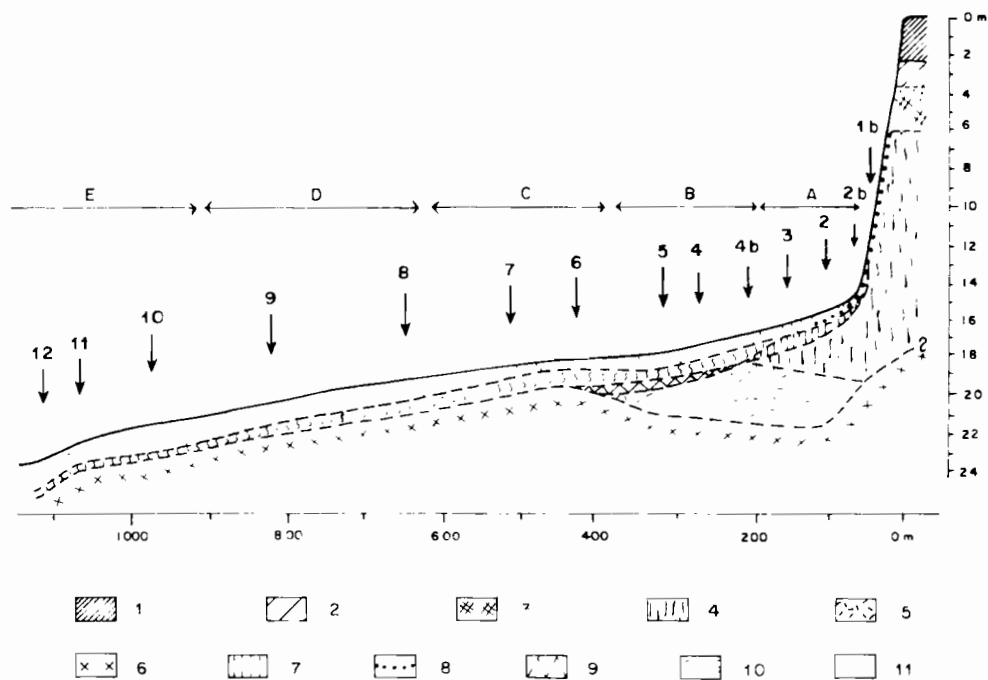


TOPOSEQUENCE DE DEM

SW

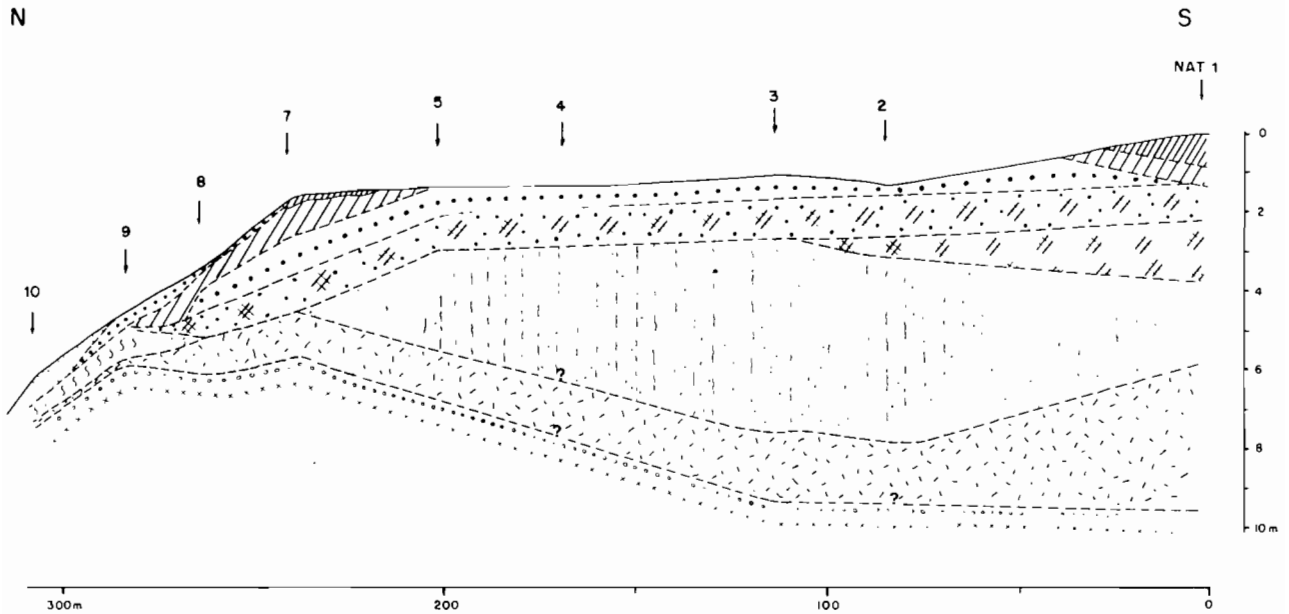
NSG 1 ↓

NE

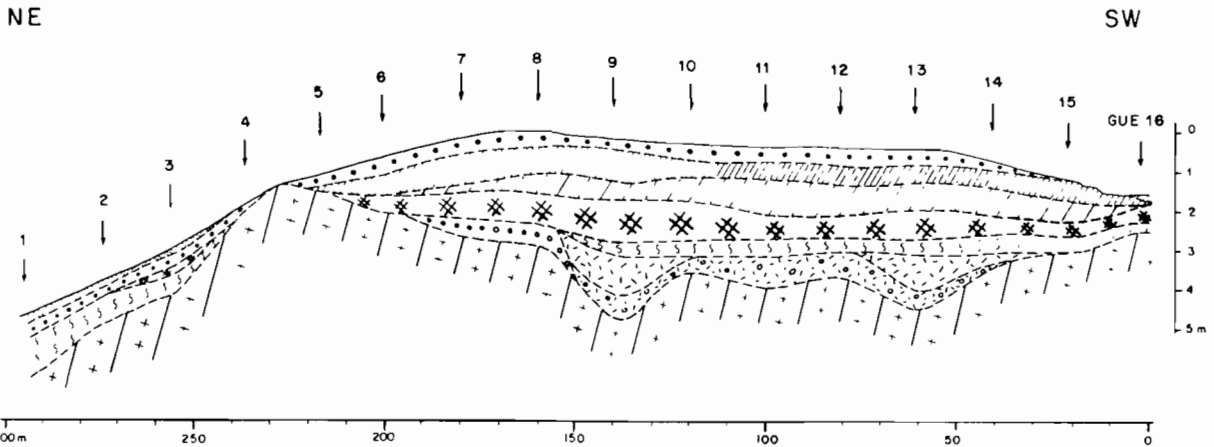


TOPOSEQUENCE DE NASSOUGOU. - 1. cuirasse ferrugineuse. - 2. carapace. - 3. argiles tachetées. - 4. argiles bariolées. - 5. altération "pistache". - 6. migmatite. - 7. horizon argileux structuré. - 8. nodules ferrugineux et gravillons. - 9. argiles verticales. - 10. horizon verticale à nodules calcaires. - 11. horizons supérieurs.

PLANCHE XIII



TOPOSEQUENCE DE NATIABOUANI. - 1. cuirasse ferrugineuse. - 2. carapace. - 3. cuirasse démantelée et gravillons. - 4. argiles tachetées à nodulation. - 5. argiles tachetées. - 6. argiles bariolées. - 7. altération "pistache". - 8. arène. - 9. migmatite. - 10. altération verticale à nodules calcaires. - 11. alluvions.



TOPOSEQUENCE DE GUEBOURIA. - 1. alluvions et horizons sableux. - 2. cuirasse dégradée et gravillons. - 3. cuirasse ferrugineuse. - 4. carapace. - 5. argiles tachetées. - 6. horizon éluvial. - 7. horizon illuvial. - 8. altération "pistache". - 9. arène et altération "pistache". - 10. arène. - 11. kératephyres quartziques.

ANNEXE I

GLOSSAIRE DES TERMES MICROMORPHOLOGIQUES EMPLOYÉS (D'APRÈS BREWER, 1964 ; BOCQUIER, 1971 ; BOULET, 1974).

Les descriptions des organisations micromorphologiques se font sur des lames minces d'échantillons orientés indurés à l'aide de résines synthétiques. Les définitions des termes sont uniquement descriptives, de manière à éviter les implications génétiques qu'elles suggèrent le plus souvent.

A - LES CONSTITUANTS DU MATÉRIAU PÉDOLOGIQUE

- *Fond matriciel* : est constitué par le plasma, le squelette et les vides. C'est l'ensemble du matériau de la lame à l'exception des traits pédologiques.
- *Plasma* : matière à granulométrie trop fine pour être déterminée optiquement. Le plasma est composé de matériaux minéraux (argiles, limons fins) organiques et solubles.
- *Squelette* : minéraux primaires de taille suffisante pour être identifiables au microscope optique. On peut distinguer un squelette grossier et un squelette fin.
- *Traits pédologiques* : ce sont des unités morphologiques reconnaissables qui se distinguent du fond matriciel par des différences de concentration du plasma, d'orientation et d'origine des constituants. Les principaux traits pédologiques sont les suivants.
 - . *Cutanes* : ce sont des concentrations ou des différenciations du plasma, du squelette ou de produits solubles. Ils s'organisent à la surface des grains du squelette, des agrégats ou des parois des vides. On distingue les différents cutanes par leur nature : argilane, ferri-argilane, ferrane, squeletane, mangane, calcitane ...
 - . *Nodules* : concentrations à assemblage interne indifférencié d'oxyhydroxydes de fer, de manganèse, de calcite ... On peut y reconnaître la structure de matériaux antérieurs sédimentaires (sédireliques), de la roche (lithoreliques), du sol (pédoreliques) ...
 - . *Concrétions* : concentrations à structures concentriques.
 - . *Papules* : concentrations à minéraux argileux à contours nets.
 - . *Glébulles* : on regroupe sous ce terme les traits pédologiques à trois dimensions à forme sphérique ou ellipsoïdale (nodules, concrétions, papules...). Ce terme a été employé dans ce mémoire pour désigner une concentration de très petite taille (quelques microns) constituée le plus souvent d'oxyhydroxydes de fer.
 - . *Vides* : se présentent sous des tailles différentes : micro-méso-macrovides. Peuvent prendre le nom de tubules (pédotubule, agrotubule...).

B - LES ORGANISATIONS. (d'après BOULET, 1974)

1. ORGANISATION DE PLASMA PAR RAPPORT AU SQUELETTE OU ASSEMBLAGE

- . *Assemblage prophyrosquelique* : les grains du squelette sont noyés au sein d'un plasma presque continu.
- . *Assemblage aggloméroplasmique* : le remplissage de plasma entre les grains du squelette est lâche et incomplet.
- . *Assemblage intertextique* : les grains du squelette sont reliés par des ponts de plasma ou situés au sein d'un fond plasmique très poreux.
- . *Assemblage granulaire* : le plasma est absent ou ne se manifeste que sous la forme de traits pédologiques.

2. ORGANISATION DU PLASMA

Les cristallites du plasma non déterminables au microscope optique peuvent s'organiser en domaines d'orientations relatives, distinctes, qui s'éclairent et s'éteignent différemment en lumière polarisée. On distingue :

- . *Plasma asépique* : il n'y a pas d'orientation, l'extinction est ponctuée. D'après la nature du plasma on peut préciser argilasépique, silasépique (limoneux)...
- . *Plasma insépique* : les domaines orientés à extinction striée forment des îlots dans un plasma asépique.
- . *Plasma masépique* : tout le plasma présente une extinction striée suivant une ou deux directions (bimasépique).

- . *Plasma omnisépique* : orientation du plasma complexe, à striation enchevêtrée.
- . *Plasma vosépique* : striation autour des vides et parallèle aux parois.
- . *Plasma squelsépique* : striation autour des grains du squelette et parallèle à leur surface.

Plusieurs types de plasmas peuvent s'associer et sont alors désignés en groupant les préfixes, exemple : squelvosépique.

ANNEXE II

MÉTHODES D'ÉTUDE

A - MÉTHODE D'OBSERVATION

- . *Descriptions macromorphologiques* de terrain (MAIGNIEN, 1969), détermination de la couleur au code MUNSELL (1954).
- . *Descriptions micromorphologiques*. Préparation des lames minces de sols et de roches : centre ORSTOM de Dakar (M. MERCKY) et d'Abidjan (M. HANRION).
- . *Microscopes électroniques*. Institut de Géologie de Strasbourg : M.E. à transmission (Mme EHRET) ; M.E. à balayage CAMECA M.E.B. 07 couplé à un spectromètre à R.X. et à un analyseur multicanal TRACOR (Melle PETERSCHMITT).

B - MÉTHODES ANALYTIQUES

+ Laboratoire commun du centre ORSTOM de Dakar (M. PAYCHENG et collaborateurs)

- . *Analyses physiques des sols sur terre fine* < 2 mm.
 - *Humidité* à 105° - *Analyse mécanique* : destruction de la matière organique par H₂O₂, dispersion par agitation au pyrophosphate de Na. Séparation des sables par tamisage. - *pF* 4,2 à la presse à membrane, pF 3,0 sur plaque de porcelaine. - *Perméabilité* : la terre dans un tube, est soumise à une charge d'eau. On mesure la quantité d'eau qui la traverse en 1 heure. - *granulométrie des sables* : tamisage du sol débarrassé de sa matière organique et attaqué à HCl dilué. Lot de 17 tamis AFNOR. - *Densité apparente* par volumétre à mercure "AMSLER V.M. 9".
- . *Analyses chimiques des sols*.
 - *pH* dans l'eau et KCl (1 vol. de sol pour 2,5 vol. de liquide). - *Carbone* par calcination à 1000° et mesure au carmographe et méthode ANNE. - *Matière organique* : % de C x 1,72. - *Azote* : méthode Kjeldahl puis dosage automatique par colorimétrie (BERTHELOT). - *Bases échangeables* : percolation à l'EDTA ou par absorption atomique. - *Capacité d'échange* : percolation au chlorure de calcium et lavage au nitrate de potassium. Dosage par complexométrie. - *Fer total* : attaque chlorhydrique, dosage par colorimétrie automatique à la phénantroline. - *Fer libre* : extraction aux U.V. (méthode ENDREDDY) et même dosage que le fer total. - *Calcaire* : attaque chlorhydrique et dosage du CO₂ au carmographe. - "*Triacide*" : attaque chlorhydrique, nitrique, sulfurique. Résidu et silice déterminés par gravimétrie. Dosage du Fe par colorimétrie automatique à la phénantroline, de Al par colorimétrie automatique à l'ériochrome cyanine, de Mn, Ca et Mg par l'absorption atomique de Na et K par émission de flamme.

. *Analyses des eaux*.

Dosages Fe, SiO₂ et PO₄ par colorimétrie automatique respectivement à la phénantroline, au silicomolybdate jaune, au phosphomolybdate bleu. Dosage de la matière organique par oxydation du permanganate (volumétrie).

+ Laboratoire des S.S.C ORSTOM à Bondy

. *Éléments totaux* : mise en solution soit par fusion à la soude (Si, Al, Ti), soit par attaque aux acides fluorhydrique et perchlorique (Fe, Ca, Mg, Na, K, Mn, P₂O₅). Dosages : Si, par colorimétrie au complexe silicomolybdique ; Al, par colorimétrie au complexe Al-Eriochrome ; Fe, par colorimétrie au complexe Fe-Sulfocyanure ; Ca, Mg, par spectrométrie d'absorption atomique ; K et Na par spectrométrie d'émission de flamme (PINTA, 1962).

. *Détermination des minéraux lourds* (Mme DELAUNE, M. VERDONI) : concentration au bromoforme (d = 2,9) sur trois fractions granulométriques, 50-100, 100-315, 315-500µ. Détermination de fréquence numérique : méthode DUPLAIX).

. *Analyse des eaux. Éléments majeurs* : Si, par colorimétrie du complexe silicomolybdique ; Al, par colorimétrie du complexe Al-Eriochrome ; Fe, par colorimétrie du complexe Fe-Thiocyanate

d'ammonium ; Ca, Mg, par spectrométrie d'absorption atomique ; K, Na, par spectrométrie d'émission de flamme. Eléments traces : analyse spectrographique de l'extrait sec de l'échantillon (PINTA, 1962).

+ Laboratoires de l'Institut de Géologie de Strasbourg

. *Eléments totaux* : détermination au quantomètre, fusion au tétraborate et analyse au spectromètre d'émission à lecture directe (SOFICA ARL). Méthodes ATAMAN (1963) et ATAMAN et BESNUS (1965).

. *Analyse minéralogique de la fraction argileuse* : diffraction aux R.X. Appareil Philips, Anticathode de Cu. Déterminations de Mlle PAQUET (1969).

ANNEXE III

Méthode de détermination du taux de substitution en $AlO(OH)$ de la goéthite alumineuse

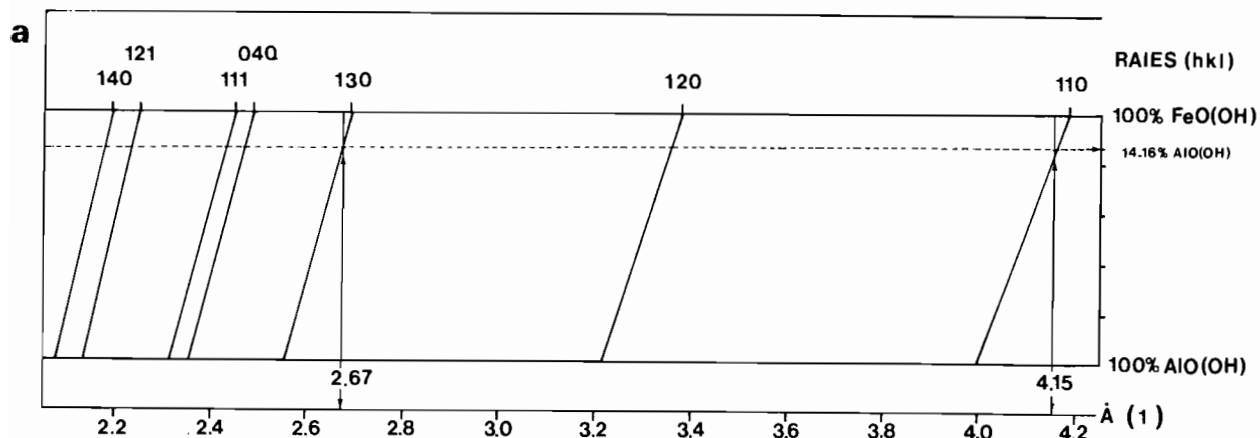


Fig. A - Abaque de détermination

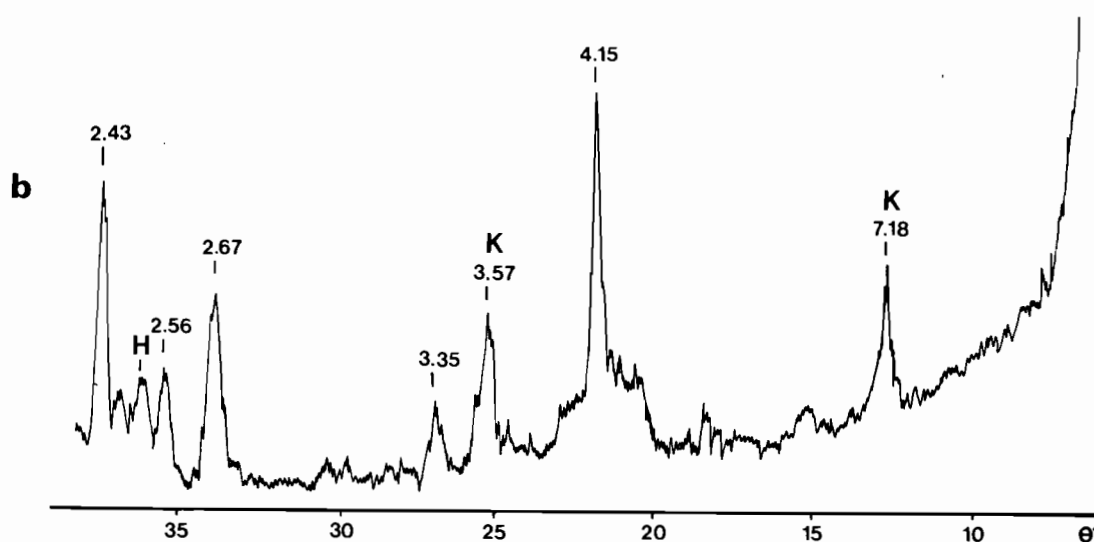


Fig. b - Exemple du diagramme de diffraction des nodules bruns du niveau 1 m de la bancotière de Kaya (chap.II). H = hématite. K = kaolinite.

Il faut rappeler que la goethite αFeOOH et le diaspore αAlOOH sont isomorphes et que la solution solide a des propriétés qui varient de façon continue entre les deux composants initiaux. En particulier, les raies de diffraction aux rayons X d'une goethite substituée en AlOOH seront décalées vers celles du diaspore.

En se référant aux données des fiches ASTM 17-536 pour les raies de la goethite et 5.0355 pour celles du diaspore, on peut établir un abaque (fig. a) qui permet d'obtenir le taux de substitution d'une goethite alumineuse. Pour le diagramme de l'échantillon donné en exemple (fig. b), les pics principaux (110) et (130) de la goethite sont respectivement décalés des valeurs 4,18 Å et 2,69 Å aux valeurs 4,15 Å et 2,67 Å. Si l'on reporte ces valeurs sur la règle de base (1) de l'abaque de la figure a, les points d'intersection de la projection verticale de ces valeurs avec les droites inclinées qui joignent les valeurs respectives des pics de la goethite pure et du diaspore indiquent le taux de mélange des deux composantes et la substitution. Ainsi, pour l'exemple donné, le taux de substitution en AlO(OH) est de 14 à 16% (cf. fig. 14, chap. II).

SCIENCES GÉOLOGIQUES

BULLETIN ET MÉMOIRES

Directeur de la Publication : Georges MILLOT
Secrétaire de Rédaction : Danièle AUNIS
Editeur : Institut de Géologie, Université Louis Pasteur de Strasbourg

MÉMOIRES PARUS

- n° 40 – Icole M. (1974) – Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions du piémont occidental nord-pyrénéen. Eléments de paléopédologie quaternaire.
- n° 41 – Fritz B. (1975) – Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales.
- n° 42 – Gall J.C. (1976) – Environnements sédimentaires anciens et milieux de vie. Introduction à la paléoécologie.
- n° 43 – Boujo A. (1976) – Contribution à l'étude géologique du gisement de phosphate crétacé-éocène des Ganntour (Maroc occidental).
- n° 44 – Nahon D. (1976) – Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs : géochimie, structures, relais et coexistence.
- n° 45 – Clauer N. (1976) – Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain.
- n° 46 – Droubi A. (1976) – Géochimie des sels et des solutions concentrées par évaporation. Modèle thermodynamique de simulation. Application aux sols salés du Tchad.
- n° 47 – Besnus Y. (1977) – Etude géochimique comparative de quelques gisements supergènes de fer.
- n° 48 – Caron J.M. (1977) – Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale.
- n° 49 – Trauth N. (1977) – Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassins de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France). Jbel Ghassoul (Maroc).
- n° 50 – Grauvogel-Stamm L. (1978) – La flore du Grès à Voltzia (Buntsandstein supérieur) des Vosges du Nord (France). Morphologie, anatomie, interprétations phylogénique et paléogéographique.
- n° 51 – Vieillard Ph. (1978) – Géochimie des phosphates. Etude thermodynamique. Application à la genèse et à l'altération des apatites.
- n° 52 – Bourrié G. (1978) – Acquisition de la composition chimique des eaux en climat tempéré. Application aux granites des Vosges et de la Margeride.
- n° 53 – ATP-CNRS (1979) – Phénomènes de transport de matière dans l'écorce terrestre. Résultats scientifiques.
- n° 54 – Cavalier C. (1979) – La limite éocène-oligocène en Europe occidentale.
- n° 55 – Durand R. (1979) – La pédogenèse en pays de craie dans le Nord-Est de la France.
- n° 56 – Piqué A. (1979) – Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la Meseta marocaine nord-occidentale.
- n° 57 – Pion J.C. (1979) – Altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale sèche. Etude de quelques toposéquences en Haute-Volta.
- n° 58 – Leprun J.C. (1979) – Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique occidentale sèche. Genèse. Transformations. Dégradation.
- n° 59 – Gamermann N. (1979) – Contribution à l'étude de la diagenèse des grès : couleur rouge, argiles authigènes et induration. Formations d'Estrada Nova, de Rosario do Sul et de Botucatu du Brésil et Buntsandstein des Vosges. (à paraître)
- n° 60 – Simler L., Valentin J. et Duprat A. (1979) – La nappe phréatique de la plaine du Rhin en Alsace.
- n° 61 – Hoffert M. (1980) – Les "argiles rouges des grands fonds" dans le Pacifique Centre-Est. Authigenèse, transport, diagenèse.
- n° 62 – Fluck P. (1980) – Métamorphisme et magmatisme dans les Vosges moyennes d'Alsace. Contribution à l'histoire de la chaîne varisque. (à paraître)
- n° 63 – Mosser Ch. (1980) – Etude géochimique de quelques éléments traces dans les argiles des altérations et des sédiments. (à paraître)
- n° 64 – Thiry M. (1981) – Sédimentation continentale et altérations associées : calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les Argiles Plastiques du Sparnacien du Bassin de Paris.
- n° 65 – Fritz B. (1981) – Etude thermodynamique et modélisation des réactions hydrothermales et diagénétiques.

La revue SCIENCES GÉOLOGIQUES (Bulletin et Mémoires) remplace et continue sans changement de format ni de numérotation le BULLETIN et les MÉMOIRES DU SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE D'ALSACE ET DE LORRAINE, échangés avec 400 périodiques scientifiques du monde.

Echange et vente : Bibliothèque de l'Institut de Géologie, 1 rue Blessig, 67084 STRASBOURG Cedex (France) – CCP 5506-43K, Strasbourg.

**Editions de l'Institut de Géologie
1, rue Blessig, 67084 STRASBOURG Cedex (France)**

**Dépôt légal :
2ème semestre 1981**