

ulp

**U.F.R. DES SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE
INSTITUT DE GÉOLOGIE
STRASBOURG**

THÈSE

**présentée à
L'UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR
pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR DE STRASBOURG
MENTION : GÉOLOGIE**

par

Jean-Loup BOEGLIN

**ÉVOLUTIONS MINÉRALOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE
DES CUIRASSES FERRUGINEUSES DE LA RÉGION DE GAOUA
(BURKINA FASO)**

Soutenue publiquement le 21 décembre 1990 devant la Commission d'examen :

**MM. Jean-Claude FLAGEOLLET, Président
Georges GRANDIN, Rapporteur externe
Daniel NAHON, Examineur
Yves TARDY, Directeur de thèse
Francis WEBER, Rapporteur interne**

AVANT-PROPOS

A l'issue de ce travail, aussi modeste soit-il, il m'est agréable de remercier tous ceux qui m'ont apporté leur aide au cours de sa réalisation.

C'est le Professeur Y. TARDY, de l'Université de Strasbourg, qui a plaidé auprès de la Commission Scientifique de Géologie à l'ORSTOM - et particulièrement auprès de M. J.-M. WACKERMANN - pour que je sois affecté au Burkina Faso, où j'ai entrepris l'étude des formations cuirassées de la région de Gaoua. C'est le Professeur TARDY qui, de près ou de loin, m'a orienté, inspiré, corrigé et stimulé tout au long du travail sur le terrain et de la rédaction. Que ce patron impétueux et exigeant mais dont une des principales qualités est d'exiger davantage de lui que de ses collaborateurs soit assuré de toute ma reconnaissance.

M. D. NAHON, Professeur à l'Université de Marseille, m'a toujours, depuis l'époque où j'étais étudiant, accordé son soutien ce dont je le remercie chaleureusement.

L'appui des dirigeants scientifiques de l'ORSTOM, notamment de M. F. JARRIGE, Chef du Département "Environnement continental et océanique", ainsi que de M. B. VOLKOFF, responsable de l'Unité de Recherches consacrée aux formations superficielles, m'a également été précieux ; je les remercie en particulier pour la patience dont ils ont fait preuve à mon égard.

Ma gratitude va aux chercheurs du Centre de Géochimie de la Surface du CNRS, à Strasbourg ; à Mlle H. PAQUET tout d'abord, dont la gentillesse, la disponibilité et les conseils m'ont grandement facilité la tâche ; à M. Francis WEBER, responsable du laboratoire de minéralogie, qui, en tant que membre du jury, a corrigé mon manuscrit avec sa rigueur habituelle ; à M. Y. BESNUS, pour les nombreux dosages chimiques à la torche à plasma qu'il a effectués. Mon camarade D. MAZALTARIM s'est occupé du suivi analytique des échantillons et a assuré, sous la conduite amicale de Cl. ROQUIN, le traitement informatique de la masse des données obtenues ; je les remercie tous deux pour l'aide complémentaire de laboratoire sans laquelle ce travail n'aurait pu voir le jour.

Je me souviens aussi avec reconnaissance de mes collègues géologues à l'ORSTOM qui m'ont fait profiter de leur expérience : J.C. PION m'a accueilli au Burkina Faso, où j'ai découvert les cuirasses ferrugineuses ; A. NOVIKOFF, au savoir encyclopédique, avec lequel j'ai eu moult discussions animées et fructueuses en cours de rédaction.

M. G. GRANDIN, Directeur de Recherche à l'ORSTOM, a bien voulu faire partie de mon jury. Je suis très honoré que ce spécialiste des formations latéritiques ait accepté de corriger et de juger cette thèse.

Enfin, je suis reconnaissant à M. J.C. FLAGEOLLET, Professeur à l'Université Louis Pasteur de Strasbourg d'avoir bien voulu assurer la présidence de mon jury. Je dois à Mme B. TARDY d'avoir assuré, *pro Deo*, la frappe du texte et des tableaux de ce mémoire à Bamako, où l'attendaient pourtant bien d'autres charges.

Un mot enfin à l'intention de mes parents, de mes enfants et surtout de mon épouse Dominique pour le contexte familial affectueux qu'ils ont su créer jour après jour.

INTRODUCTION

Depuis que BUCHANAN (1807), le premier, a défini le terme de latérite, de très nombreux travaux ont été menés sur les cuirasses ferrugineuses - notamment celles d'Afrique de l'Ouest - débouchant sur plusieurs théories concernant leur genèse, leur chronologie et leur évolution.

Les interprétations de type allochtoniste ont longtemps prévalu. C'est la migration latérale du fer lessivé à l'amont et précipité à l'aval, dans des conditions oxydantes qui provoque, selon MIGNIEN (1956, 1958) et MILLOT (1964), la concentration de cet élément dans la partie supérieure des profils latéritiques. Les éléments figurés intégrés dans les horizons cuirassés ont, pour MICHEL (1959, 1973), subi un transport avant d'être cimentés par le fer sur le lieu de leur épandage. GRANDIN (1976), qu'il convient de citer parmi les allochtonistes, montre que l'altération de certains aplanissements cuirassés peut conduire à la concentration d'oxydes secondaires de manganèse.

Les théories autochtonistes ont, par la suite, connu un grand succès. Pour NAHON (1976) le cuirassement se développerait par descente verticale des profils au détriment de la roche sous-jacente, tandis que les horizons d'altération superposés s'enfonceraient progressivement les uns dans les autres ; cet auteur observe toutefois une différenciation latérale le long des versants. Pour BLOT *et al.* (1978) et LEPRUN (1979), l'origine strictement autochtone du matériel cuirassé est démontrée par la lithodépendance verticale maintenue jusque dans les horizons sommitaux des profils : la fréquence, dans les profils cuirassés, de témoins hérités du substratum (minéraux résiduels, éléments traces caractéristiques) prouve, selon ces auteurs, que les latérites se forment et concentrent les éléments au fur et à mesure que s'altère la roche mère.

En ce qui concerne les conditions climatiques du cuirassement ferrugineux, tous les auteurs s'accordent à reconnaître qu'elles correspondent à un milieu tropical humide, mais à saisons contrastées.

Le problème de l'existence de différents niveaux cuirassés dans le paysage, celui de leur mode de formation, ainsi que celui de leur époque de mise en place sont par contre loin de faire l'unanimité.

Pour KING (1962), c'est l'abaissement du niveau de base qui induit la formation d'escarpements, en contrebas desquels se développent des aplanissements dont la superficie s'accroît au fur et à mesure que reculent leurs rebords; cette théorie, reprise par SEGALIN (1967), est en revanche contestée par DE SWARDT (1964), MICHEL (1973, 1978), GRANDIN (1976) et PELTRE (1977), qui considèrent que l'étagement de plusieurs niveaux cuirassés est essentiellement d'origine climatique. Le façonnement des glacis correspondrait à des périodes à tendance sèche, tandis que la latéritisation et l'épaississement des cuirasses seraient contemporains des phases plus humides. Dans la chronologie proposée par MICHEL (1976), ces différents épisodes - qui peuvent être corrélés avec les phases glaciaires et interglaciaires successives - sont limités à la fin du Tertiaire et au Quaternaire.

LEPRUN (1979) rattache toutes les cuirasses ferrugineuses qu'il rencontre à une seule et même surface ayant coiffé l'ensemble d'un modelé ondulé lors d'une période humide du Tertiaire ancien. Les différences apparaissant dans la topographie - ou dans le faciès - seraient essentiellement dues à des changements de la roche-mère.

TARDY (1991) propose une chronologie de la mise en place des différents niveaux cuirassés qui, si elle coïncide approximativement avec celle de MICHEL (1976) pour les bauxites, vieillit considérablement les cuirasses ferrugineuses du relief intermédiaire et des glacis ; c'est à la dérive des continents depuis le Crétacé que seraient liées les variations climatiques ayant induit la formation des niveaux cuirassés.

L'objectif initial de ce travail a été de tester à différentes échelles le phénomène de la lithodépendance des cuirasses. On a également essayé de répondre à d'autres questions : répartition des éléments et des minéraux à la surface d'un secteur cuirassé, ou le long des profils latéritiques, existence de plusieurs niveaux correspondant à différentes générations de cuirasses. C'est la région de Gaoua, au Burkina Faso (anciennement Haute-Volta, voir carte de situation de la figure 1), qui a été choisie comme cadre de notre étude. Il s'agit d'un secteur où les reliefs cuirassés sont nombreux et développés sur différents types de substratum, comme le montre la carte géologique levée par MARCELIN (1971). Cette région constitue en outre la charnière entre les domaines soudano-guinéen au Sud et soudano-sahélien au Nord.

Notre étude, qui a utilisé essentiellement les techniques de la minéralogie (identification par diffractométrie des rayons X) et de la géochimie (dosage des éléments majeurs et des traces par torche à plasma) a porté sur un grand nombre d'échantillons prélevés à trois échelles de terrain (Fig. 2) ; celles-ci correspondent aux trois volets qui seront développés dans la suite de ce travail :

- le premier concerne l'ensemble de la région cuirassée autour de Gaoua, sur une superficie de l'ordre de 2000 km² ; la quasi-totalité des buttes et plateaux cuirassés (environ une centaine, de dimensions très variables) rencontrés dans ce vaste périmètre, où ils apparaissent développés sur des substratums divers, ont été échantillonnés ;

- le deuxième porte sur un interfluve cuirassé, à proximité du village de Donko ; cet interfluve comportant un plateau, ses rebords et les glacis en contrebas jusqu'aux marigots, représente une surface d'environ 50 km² ; dans ce secteur le fond géologique semble essentiellement constitué par des schistes birrimiens ; des prélèvements ont été effectués à intervalles réguliers le long de 15 transects topographiques approximativement perpendiculaires à l'axe d'allongement du plateau ;

- le troisième est consacré à l'étude d'une petite butte cuirassée, toute proche du village de Gbondolora ; ce relief, d'une superficie de l'ordre de quelques hectares, repose sur des formations de type volcanique basique ; nous avons mis à profit quelques uns des très nombreux puits autrefois foncés sur ce petit plateau (souvent appelé "butte aux 120 trous" dans la région) : 13 profils verticaux ont été décrits, 5 d'entre eux ont été échantillonnés de façon serrée.

Pour le traitement (détermination des paramètres statistiques, calculs de corrélations, représentations graphiques...) de la masse des données obtenues sur ces différentes populations de cuirasses, on a eu recours aux techniques de l'informatique.

Les principaux points sur lesquels a porté ce travail sont les suivants :

- préciser les caractéristiques (compositions minéralogiques et chimiques, principales corrélations, faciès) des différents types de cuirasses reconnus à travers la région en particulier d'après leur situation dans le paysage ;

- contrôler la lithodépendance, en essayant de distinguer les différentes familles de cuirasses (notamment à partir des éléments traces) en fonction de la nature du substratum ;

- suivre les variations des teneurs en constituants minéraux et en éléments chimiques au fur et à mesure que le fer se concentre dans les cuirasses; dans ce travail, on postule - différents faits présentés par la suite allant d'ailleurs dans ce sens - que la richesse en fer est liée au degré d'évolution et à l'âge des cuirasses ;

- étudier à partir de puits, quelques séquences d'altérations verticales entre lithomarge et les horizons ferruginisés supérieurs ;

- relier le type de la cuirasse rencontrée en surface (l'érosion ayant pu décaper la partie sommitale de la dalle dans certaines zones) à la morphologie des plateaux.

Les résultats obtenus permettront de proposer un schéma retraçant la genèse et la dégradation des cuirasses ferrugineuses dans le cadre de l'histoire géologique de la région de Gaoua.

CHAPITRE I

CADRE NATUREL

I - SITUATION

L'ensemble des travaux présentés ici est limité à une zone restreinte du Burkina Faso méridional ; il s'agit de la région de Gaoua, proche de la Côte-d'Ivoire et du Ghana. La ville de Gaoua, en pays lobi, se trouve à 3°11' de longitude Ouest et à 10°20' de latitude Nord (Fig. 1).

Notre étude sur les formations cuirassées comporte 3 volets (Fig. 2) :

- à l'échelle régionale, sur une zone d'environ 1800 km², allant vers l'Est jusqu'à la Volta Noire ; la cartographie y a été effectuée à l'échelle du 50.000ème ;
- sur un interfluve cuirassé, dans la partie N-E de la région précédente, d'une superficie d'environ 60 km², à proximité du village de Donko ; les levés ont été réalisés au 10.000ème ;
- sur une petite butte cuirassée (appelée "butte aux 120 trous"), près du village de Gbondolora ; cette butte et ses flancs, d'une surface de l'ordre de 0,1 km² ont été cartés au 500ème.

La figure 1 situe le Burkina Faso et la région de Gaoua dans l'Afrique occidentale. Sur la figure 2 sont localisées, de façon plus précise, les différentes zones étudiées. La région de Gaoua est couverte par une carte topographique de l'I.G.N. (1965), à l'échelle du 200.000ème. On a par ailleurs utilisé les photographies aériennes au 50.000ème environ, prises en avril 1983, par l'Institut Géographique du Burkina sur l'ensemble de la zone qui nous intéresse.

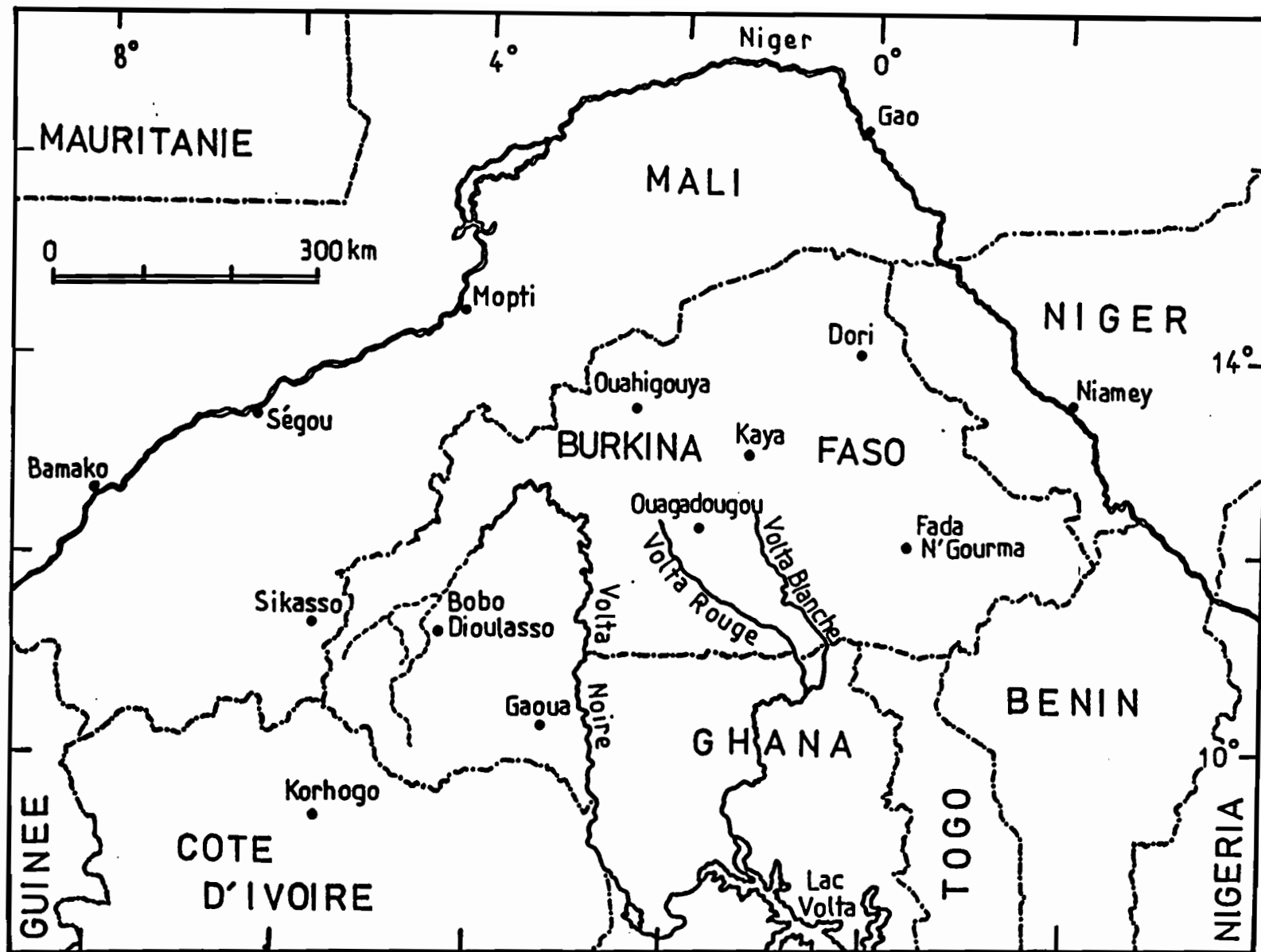


FIG. 1- CARTE DE SITUATION: LE BURKINA FASO DANS L'AFRIQUE OCCIDENTALE

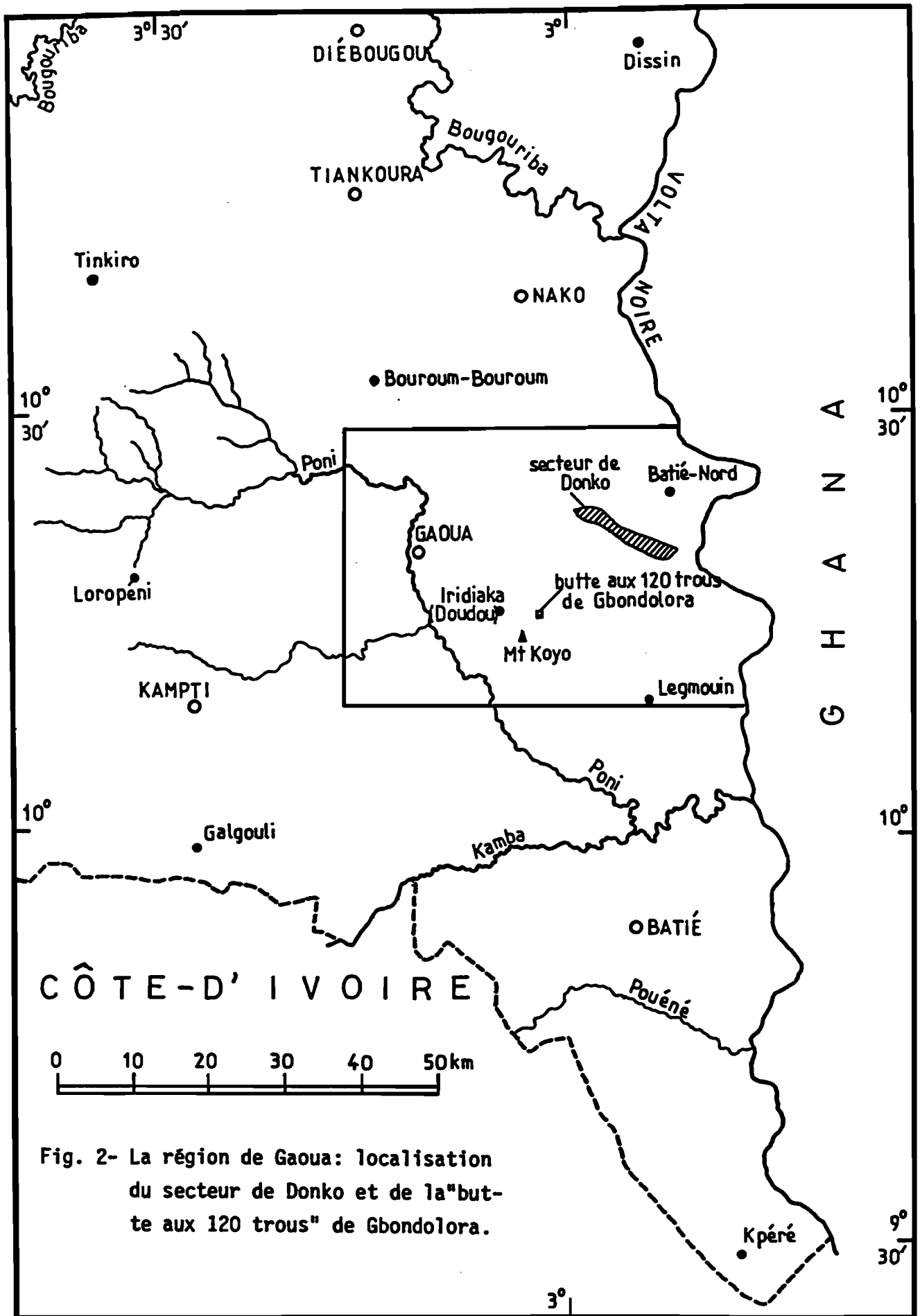


Fig. 2- La région de Gaoua: localisation du secteur de Donko et de la "butte aux 120 trous" de Gbondolora.

II - GEOLOGIE

A - GENERALITES SUR L'AFRIQUE DE L'OUEST

Dès 1926, HUBERT réalise une carte géologique au 1.000.000ème sur l'ensemble de l'A.O.F. Ces données sont révisées et complétées dans la synthèse au 2.000.000ème de BARRERE et SLANSKY (1965). A la même époque, ROCCI (1965) propose un schéma récapitulatif de l'histoire géologique de l'Afrique de l'Ouest (Fig. 3), en se fondant sur les mesures géochronologiques disponibles à cette époque (notamment celles de BONHOMME, 1962).

L'histoire du craton ouest-africain, reprise ensuite par BESSOLES (1977), peut se résumer de la façon suivante.

- Un vaste craton granité se met en place au Précambrien inférieur (= Précambrien D). D'après les datations radiométriques (Rb/Sr sur biotites) obtenues par VACHETTE (1974), le socle se serait formé entre 2200 et 1700 m.a., période correspondant en fait au Précambrien moyen (= Précambrien C, comprenant le Birrimien et le Tarkwaïen). Une confusion résulte du fait que ce socle, préalablement affecté par l'orogénèse libérienne (autour de 2600 m.a.) a subi un rajeunissement lors du cycle éburnéen ; la mise en place des formations attribuées au système birrimien (2100 à 1700 m.a.) est contemporaine de cette seconde phase orogénique. A noter qu'il n'y a pas trace, en Afrique de l'Ouest, des formations du Précambrien B, ni de l'orogénèse kibarienne (vers 1100 m.a.) ; celle-ci marque en Afrique centrale et en Afrique du Sud-Est la limite entre le Précambrien B et le Précambrien A.

- Un bassin marin subsident s'individualise dans la partie centrale de ce craton après qu'il a été fortement érodé et arasé ; c'est le bassin de Taoudénit, au Mali et en Mauritanie, dans lequel se déposent des sédiments essentiellement gréseux entre le Précambrien supérieur (= Précambrien A, à partir de 1600 m.a.) et la fin du Paléozoïque. Des zones hautes émergent de cette couverture ; ce sont, depuis le Nord et dans le sens des aiguilles d'une montre : le Hoggar, l'Adrar des Ifoghas et l'Aïr, la dorsale de Man, les lambeaux de Kayes et de Kéniéba, la dorsale Réguibat.

- Les sédiments de la bordure du bassin de Taoudénit sont tectonisés et plissés ; ainsi prennent naissance les zones métamorphiques du Gourma malien (REICHEL, 1972),

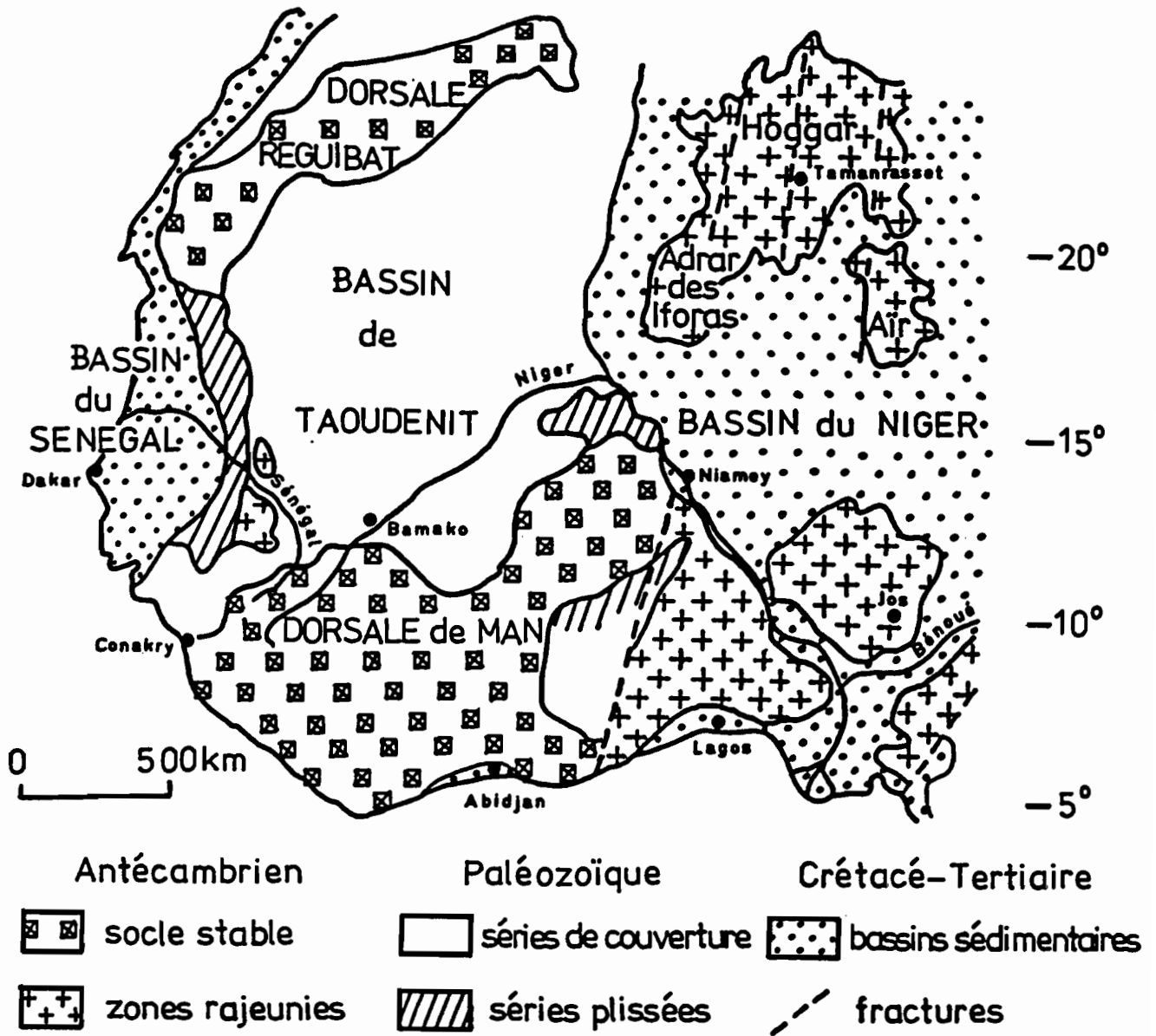


Fig.3-GRANDS TRAITs GEOLOGIQUES DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE
(d'après ROCCI, 1965)

du Voltaïen (MACHENS, 1973) et la chaîne des Mauritanides (SOUGY, 1962). Cette tectonique résulte probablement de l'orogénèse panafricaine (vers 550 m.a.). Le socle granitique est rajeuni lors de cette phase orogénique, au moins dans sa partie orientale. Des venues doléritiques sont injectées entre le Précambrien A et le Permien. Les plus récentes de ces intrusions, comme celles datées entre 275 et 230 m.a. dans le bassin de Taoudénit par LAY et REICHELT (1971), peuvent être rattachées aux dernières manifestations hercyniennes.

- En discordance sur ce vieux socle, des sédiments continentaux se déposent au Secondaire (notamment les formations à dominante gréseuse du Continental Intercalaire) et au Tertiaire dans des zones subsidentes réparties vers la périphérie du bassin de Taoudénit : ce sont le bassin du Niger, les petits bassins côtiers entre la Côte-d'Ivoire et le Nigeria, le bassin sénégal-mauritanien. Le Continental Terminal, gréseux et conglomératique plus ou moins argileux, constitue le sommet de ces sédiments détritiques. Les limites stratigraphiques de ces dépôts, d'une vaste répartition à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, sont longtemps demeurées assez imprécises; pour KOGBE (1981), l'âge de ces sédiments est pour l'essentiel compris entre l'Oligocène et le Pliocène. Au cours du Tertiaire, une phase volcanique se manifeste autour du craton ouest-africain, des Iles du Cap-Vert jusqu'au Cameroun en passant par le Hoggar et le Nigeria.

MILESI et al. (1989) réalisent une synthèse de l'évolution géologique sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest, les différentes formations étant datées par rapport aux principaux épisodes tectonométamorphiques.

- Les terrains archéens ne se trouvent que dans la partie occidentale de l'Afrique de l'Ouest ("domaine de Kénéma-Man"), où ils comprennent des complexes granitogneissiques, des ceintures de roches vertes avec itabirites associées, et des intrusions plutoniques essentiellement du type granites, affectés par le cycle léonien (3500 à 2900 m.a.) pour les plus anciens, puis par le cycle libérien (2900 à 2600 m.a.).

- Les formations du Précambrien inférieur (2400 à 1600 m.a.), correspondant essentiellement au système birrimien, affleurent à l'Est des précédentes, dans le domaine Baoulé-Mossi et à la faveur des fenêtres de Kayes et de Kéniéba; elles ont été touchées par l'orogénèse éburnéenne, au sein de laquelle trois phases majeures ont été reconnues: la première, entre 2250 et 2150 m.a., parfois dénommée cycle burkinien, les deux suivantes, postérieures à 2250 m.a., constituant le cycle éburnéen *sensu stricto*. La limite Archéen-Protérozoïque est en général difficile à définir à la base des complexes granitogneissiques; à ceux-ci succèdent des séries à dominante sédimentaire ("flyschoïdes"), puis des formations volcaniques et volcano-sédimentaires en sillons, enfin des dépôts fluviodeltaïques (avec notamment les grès du Tarkwaïen); des intrusions de nature granitique, basique, voire ultrabasique ont été mises en place à plusieurs époques tout au long du cycle éburnéen.

Entre le Précambrien supérieur et l'époque récente, s'effectue le remplissage de bassins côtiers et de vastes bassins intracratoniques (bassins des Voltas, des Illumedon, de Taoudénit. Dans les zones mobiles, en bordure de la plate-forme ouest-africaine, se forment à la fin du Précambrien, consécutivement à l'orogénèse panafricaine (vers 600 m.a.), les chaînes des Mauritanides et des Rockellides dans la partie ouest, la chaîne des Dahomeyides dans la partie est.

Les formations géologiques les plus récentes sont constituées par les alluvions, les dépôts continentaux et les latérites ; les cuirasses ferrugineuses et les bauxites (dont les plus anciennes remonteraient au Jurassique) feront l'objet d'un rappel dans un des paragraphes suivants.

B - GEOLOGIE DU BURKINA FASO ET DE LA REGION DE GAOUA

Après la carte de l'ensemble du pays par BONNARD (1965), une nouvelle synthèse (Fig. 4) est réalisée par HOTTIN et OUEDRAOGO (1975) à partir des différents levés au 200.000ème disponibles. On peut également signaler la carte de la partie méridionale de l'Afrique de l'Ouest par BLANCHOT, DUMAS et PAPON (1972). La région de Gaoua a été cartée en détail par PALAUSI (1948, 1959), puis en 1971 par MARCELIN (Fig. 5). Dans le tableau I sont récapitulés les principaux traits de l'histoire géologique du Burkina Faso et de la région de Gaoua que nous relatons ci-dessous.

1. Le Précambrien D, ou Antébirrimien

Le Précambrien D représente plus de la moitié du territoire du Burkina Faso. Il comporte essentiellement des granito-gneiss indifférenciés comme le "noyau mossi" autour de Ouagadougou.

Les zones hautes émergeant de la couverture dans le bassin de Taoudénit sont constituées par des formations du Précambrien D. La dorsale de Man, en Côte-d'Ivoire, se prolonge au Burkina Faso méridional par l'antéclise de Léo, bordée par la synclise de Bobo vers le Nord Ouest et par la synclise voltaïenne vers le Sud-Est (TAGINI, 1971). Ces bombements ont pu rejouer lors d'épisodes tectoniques postérieurs.

L'étude des formations granitiques plus ou moins métamorphisées a été menée en Côte-d'Ivoire du Nord-Est et au Burkina Faso méridional par ARNOULD (1961), au Burkina Faso central et septentrional par DUCÉLLIER (1963). Pour ces auteurs ainsi que pour BONNARD (1965), la plupart de ces granitoïdes, migmatites ou gneiss étaient

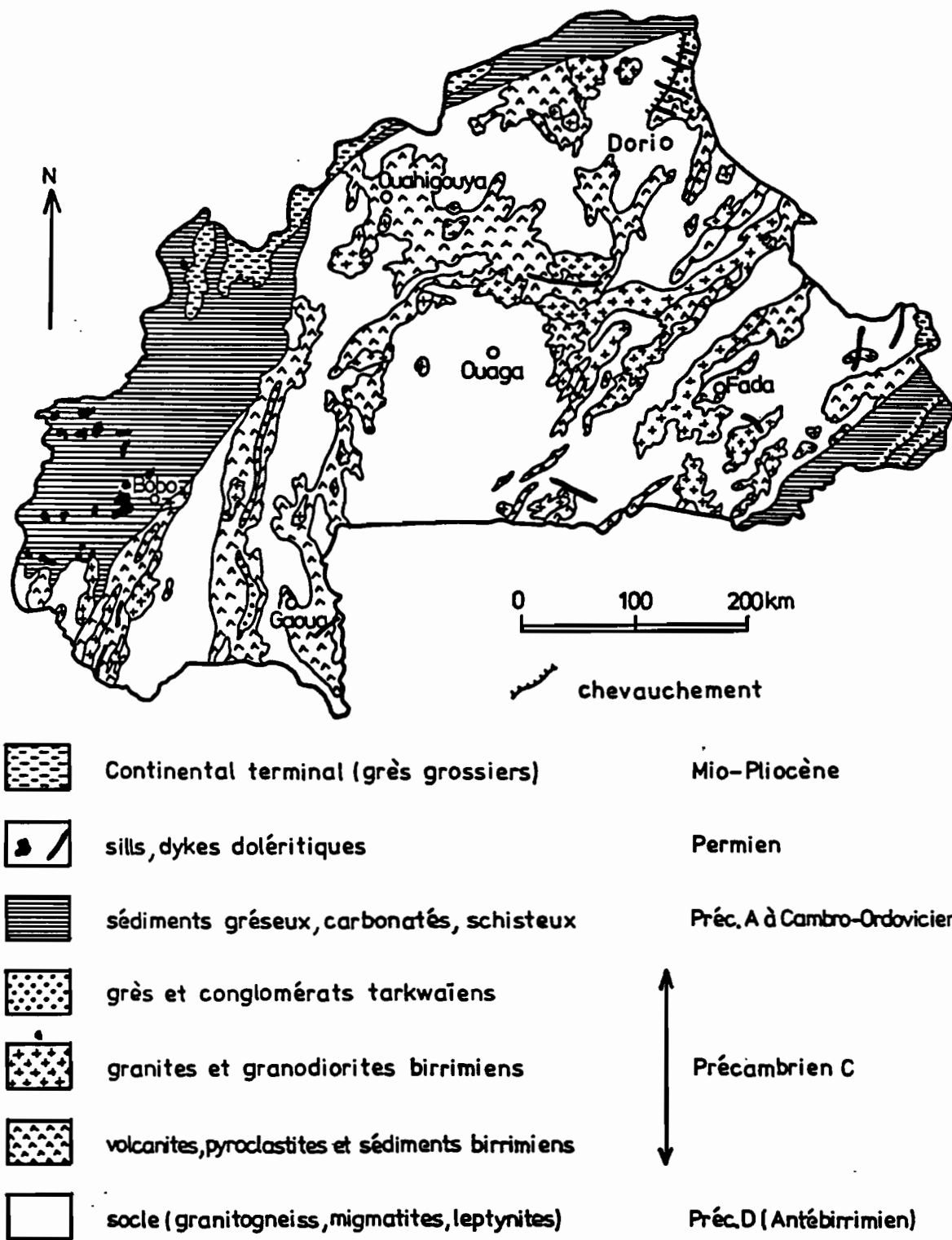
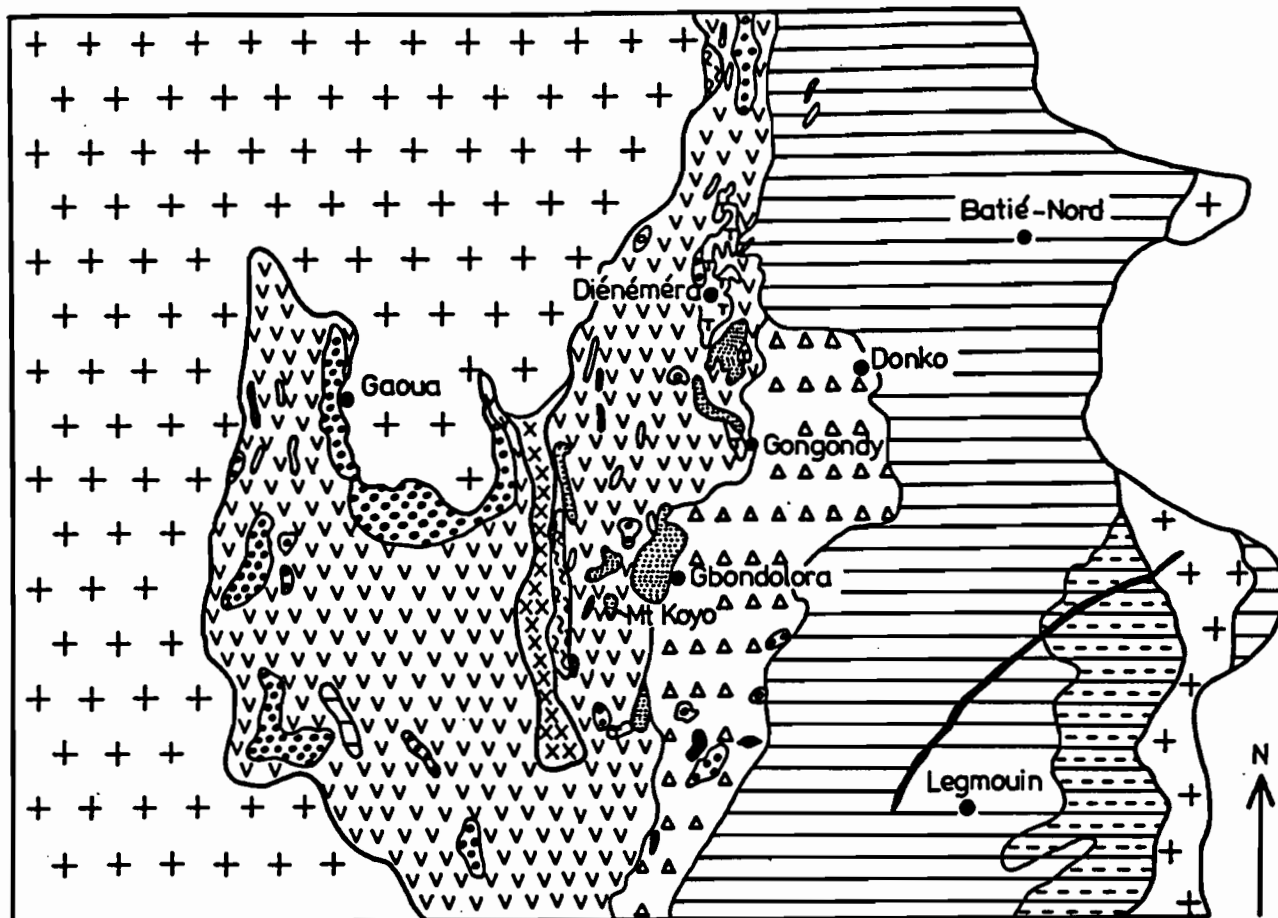


Fig. 4 - Carte géologique du Burkina Faso (d'après HOTTIN et OUEDRAOGO, 1975)



△△△ brèches et agglomérats volcaniques

0 10 20 km

▽▽▽ diorites, microdiorites

▨ dykes doléritiques (Permien)

●●● gabbros, microgabbros

BIRRIMIEN

∨∨∨ laves neutres à basiques

∩ microgranites, rhyolites (Eburnéen)

ANTEBIRRIMIEN

▬ micaschistes mésozonaux

××× granites calco-alcalins à biotite

▬ schistes épizonaux

∩ amphibolites

▬ quartzites, cherts

+ + granitogneiss

▨ tufs, schistes tuffacés

Fig. 5 - Carte géologique de la région de Gaoua (d'après MARCELIN, 1971)

Tableau 1- Principales étapes de l'histoire géologique du Burkina Faso et de la région de Gaoua

M.A.	stratigraphie		orogénèses	cycles	sur l'ensemble du Burkina Faso		dans la région de Gaoua	
25	CENOZOÏQUE	Quaternaire	PANAFRICAINE			alluvions, dunes	-alluvions récentes, mais inactuelles	
		Pliocène Miocène			NW "Continental terminal"	latérites		-latérites: sols ferrallitiques, plusieurs niveaux de cuirasses ferrugineuses et bauxitique
65	Oligocène Eocène							
250	PALEOZOÏQUE	Permien				intrusions doléritiques (probablement du Précambrien A au Jurassique)	magmatisme tholéitique permien: dyke doléritique de la zone de Tobo	
570		Ordovicien Cambrien			uniquement dans le SE	-écailles de l'Atacorien et du Buem -série de la Pendjari -tillite éocambrienne (discordance)		
1300	PRÉCAMBRIEN	Protérozoïque				PRÉCAMBRIEN A	formations sédimentaires de bordure de bassins: -zone N et NW: bassin de Taoudénit (grès, schistes et carbonates) -zone SE: bordure du bassin voltaïen (grès de Gobinangou)	

M.A.	stratigraphie	orogènes	cycles	sur l'ensemble du Burkina Faso	dans la région de Gaoua
1300	Protérozoïque	EBURNEENNE	Précambrien C (=Birrimien)	pas d'effets de l'orogénèse kibarienne pas de formations du Précambrien B	
1750				-intrusions éburnéennes (plusieurs phases) -remplissage des sillons et des arcs birrimiens subsidents: groupe sédimentaire terminal groupe volcanique et volcanosédimentaire basal -fracturation du socle antébirrimien	-intrusions de granitoïdes éburnéens grès tarkwaïens, -groupe sédimentaire: schistes, micaschistes, quartzites, cherts -groupe volcanique et volcanosédim.: tufs, brèches, et agglomérats laves neutres et basiques
2400	Archéozoïque	LIBERIENNE	Précambrien D (=Antébirrimien)		
2600				-essentiellement gneiss, migmatites, granites indifférenciés -localement amphibolites, gabbros noritiques, métabasaites...	-granites calco-alcalins à biotite, d'âge indéterminé (matériel antébirrimien repris lors de l'orogénèse éburnéenne) -amphibolites -granitogneiss indifférenciés
3000					

d'après les travaux de synthèse de MARCELIN (BRGM,1971), ainsi que de HOTTIN et OUEDRAOGO (BRGM-DGM,1975)

d'âge birrimien (= Précambrien C), le Précambrien D n'étant représenté que par quelques rares lambeaux (gneiss à grenats de Banga, migmatite du panneau de la Comoé, craton de Bouroum-Bouroum).

La distinction entre roches du socle précambrien D et faciès birrimiens plus jeunes est généralement très délicate, les premières ayant été rajeunies lors des épisodes tectoniques ou métamorphiques qui ont affectés les seconds. Des considérations pétrographiques (degrés de métamorphisme différents de part et d'autre du contact) et tectoniques (structures birrimiennes recoupant une orientation préexistante) à partir d'observations très locales (Oudalan, dans le Nord du pays par DELFOUR et JEAMBRUN, 1970 ; région de Gaoua-Batié, près de la Côte-d'Ivoire par MARCELIN, 1971) ont toutefois permis de différencier l'Antibirrimien du Birrimien ; une telle distinction a pu, par la suite, être généralisée.

2. Le Précambrien C (Birrimien + Tarkwaïen)

On a longtemps considéré qu'au Burkina Faso les faciès métamorphiques d'origine sédimentaire étaient antérieurs aux formations métamorphiques dérivant de roches magmatiques. Cette idée avait été adoptée par analogie avec les observations menées au Ghana et au Togo occidental par KITSON (1928) et JUNNER (1940) ; ces géologues ont pu séparer le Birrimien inférieur, essentiellement schisteux, du Birrimien supérieur à dominante volcanique. D'après le modèle géosynclinal proposé par TAGINI (1966, 1971), une telle distinction n'a plus lieu d'être : les roches volcaniques ou plutoniques ont pu se mettre en place du début à la fin du système Birrimien.

Au Burkina Faso, les roches birrimiennes se présentent en bandes : c'est notamment le cas de la série de Houndé (prolongement de la série de la Comoé de Côte-d'Ivoire), du sillon de Boromo-Gaoua, de l'arc de Kaya-Kongoussi. Dans la région qui nous intéresse, la bande de Gaoua a une orientation subméridienne et sa largeur est comprise entre 20 et 50 kilomètres. Des bassins marins intracratoniques, formés consécutivement à des cassures dans le socle vers 2700 m.a. ont été comblés par un matériel d'origine essentiellement volcanique, pyroclastique et sédimentaire plus ou moins métamorphisé (DUCELLIER, 1963 ; VAN EYK, 1964 ; MARCELIN, 1971) ; ces séries ont ensuite pu être intrudées par des granitoïdes éburnéens, de 2100 jusque vers 1800 m.a.; rappelons que l'Eburnéen désigne un cycle orogénique approximativement contemporain (2400 à 1700 m.a.) de la période correspondant au système birrimien. Alors que MARCELIN (1971) admet une séquence normale allant des laves basiques à intermédiaires (c'est-à-dire du type basaltes ou andésites) aux brèches volcano-sédimentaires et aux tufs, puis aux schistes et aux micaschistes, OUEDRAOGO et PROST (1986) se fondent-

sur des considérations structurales pour placer le groupe sédimentaire avant les groupes volcanique, puis volcano-sédimentaire.

Quelques datations radiométriques par la méthode K/A sur amphiboles ont été réalisées dans la région de Gaoua. Des éléments microdioritiques inclus dans les brèches volcaniques ont donné un âge de 2295 ± 115 m.a. ; une diorite, au sein des laves basiques, est datée de 2275 ± 115 m.a. . A ces intrusions précoces est liée la mise en place des indices sulfurés de Diénéméra et de Gongondy (dans ce dernier cas, lentille de chalcosine subaffleurante), étudiés par GAMSONRE (1970) puis par le Projet Minier Gaoua (1983). Tout à travers le Burkina Faso on trouve souvent des minéralisations dans le Birrimien : or filonien (Poura, Gangaol, Diouga), cuivre (Wayen, Goren avec molybdène associé) ou zinc (Perkoa).

Le Tarkwaïen, essentiellement constitué par des grès, des conglomérats et des quartzites parfois fortement minéralisés en or, a été défini au Ghana. Il est peu représenté au Burkina ; les formations correspondantes ont été décrites entre Dédougou et la Côte-d'Ivoire (BOUSQUET, 1965; MARCELIN, 1971 ; LEMASLE, 1972) dans l'Oudalan oriental (DELFOUR, 1965), dans la région de Kaya (grès de Tourcoingbam, DUCELLIÉ, 1963).

Les granitoïdes éburnéens en pointements de taille petite à moyenne peuvent être rattachés à 2 phases (BODIN, 1951 ; ARNOULD, 1961) :

- les granites concordants des zones cratoniques, à composition calco-alcaline ; ce sont les granites du type "Baoulé" ;
- les granites discordants calco-alcalins (type "Bondoukou") ou alcalins (type "Ninakri").

3. Le Postbirrimien

La couverture sédimentaire d'âge précambrien A (à partir de 1300 m.a.) à cambro-ordovicien ne se trouve que vers les bordures du pays, où elle prolonge les formations qu'on trouve au Niger, au Mali (bassin de Taoudénit), au Ghana, au Togo et au Bénin (bassin du Voltaïen).

A l'Ouest, les dépôts subtabulaires gréseux correspondent à une sédimentation littorale ou fluviatile, avec quelques intercalations marines carbonatées (JONQUET, 1963 ; MARCELIN et SERRE, 1971).

Au Nord, les faciès de bordure du bassin subsident du Gourma correspondent à une sédimentation marine du type flysch (REICHELDT, 1967 ; DELFOUR et JEAMBRUN, 1970) ; ceux ci représentent la quasi-totalité de la couverture du Précambrien A. Le passage latéral entre les dépôts observés au Nord et à l'Ouest se fait au niveau d'un seuil, comme l'a montré REICHELDT (1972).

Au Sud, les formations tabulaires à dominante gréseuse du Précambrien A (VYAIN, 1967) sont recouvertes en discordance par une tillite d'âge éocambrien (LEPRUN et TROMPETTE, 1969), surmontée par la série cambro-ordovicienne de la Pendjari, à niveaux phosphatés. La similitude entre les faciès gréseux du Précambrien A qu'on trouve au Sud et à l'Ouest laisse penser que les bassins du Voltaïen et du Gourma communiquaient par dessus la dorsale granitique mossi.

L'orogénie pan-africaine est responsable du chevauchement des écaillés du Buem et de l'Atacorien sur la série de la Pendjari. Les formations du Précambrien A et du Cambro-Ordovicien sont totalement absentes dans la région de Gaoua.

Des dykes doléritiques, parfois longs de quelques dizaines de kilomètres recourent le socle ou les roches birrimiennes. Les datations radiométriques au K/A sur roche totale donnent, pour ces intrusions, des âges compris entre 280 et 250 m.a., ce qui permet de les rattacher à la fin du cycle hercynien. Dans la région qu'on étudie, le grand dyke de Legmoin d'orientation NE-SW peut très vraisemblablement être considéré comme un témoin du magmatisme tholéitique permien. Les nombreux sills doléritiques injectés dans les dépôts du Précambrien A, à proximité de Bobo-Dioulasso, sont sans doute à rattacher au même épisode.

Les formations détritiques du Continental Terminal ne sont retrouvées qu'en lambeaux à la périphérie du Burkina Faso, vers le Mali (BASSOT *et al.*, 1981) et le Niger (GAVAUD, 1966) où elles sont beaucoup mieux représentées ; les travaux de BOUDOURESQUE *et al.* (1982) permettent de les dater de l'Oligocène au Pliocène. Dans la plaine du Gondo, DEFOSSEZ (1962) interprète les dépôts du Continental Terminal comme des faciès fluvio-lacustres de piémont.

Les formations superficielles comprennent les latérites et les alluvions. Les premières, notamment les cuirasses ferrugineuses et les bauxites, qu'on trouve à plusieurs niveaux d'altitudes, d'âges et de faciès différents feront l'objet d'un rappel dans un paragraphe suivant. Les alluvions ont été étudiées, en particulier au Burkina Faso, par VOGT (1957, 1968), qui distingue les alluvions inactuelles des "graviers sous berges" et les alluvions actuelles remplissant la dernière entaille. Les formations dunaires qu'on trouve actuellement dans les zones sahéliennes, ont été resituées par BOULET (1978) dans le contexte climatique des 50 derniers millénaires.

III - GEOMORPHOLOGIE

A - MORPHOLOGIE AFRICAINE

A l'échelle de l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest, les géographes ont, depuis longtemps, insisté sur la prédominance des plans horizontaux dans le paysage (DRESCH, 1953 ; LAMOTTE et ROUGERIE, 1956). La monotonie de ces différentes structures (fond pénéplané, glacis, plateaux, chaînes de collines) est interrompue par des escarpements ou des inselbergs. Les caractères géomorphologiques spécifiques des zones sèches d'une part, humides - avec notamment l'apparition des formes en demi-orange - d'autre part, sont soulignés par TRICART et CAILLEUX (1965).

B - GEOMORPHOLOGIE DU BURKINA FASO

Elle est en relation étroite avec la nature du substratum. Ces observations générales s'appliquent notamment à la région de Gaoua sur laquelle porte notre travail.

- Les zones du socle - comme le "noyau mossi" autour de Ouagadougou - forment une pénéplaine mollement ondulée, d'altitude comprise entre 250 et 350 mètres ; les affleurements y sont très peu fréquents, et les inselbergs ne sont que rarement rencontrés en général dans la partie basse des ondulations.

- Les roches vertes birrimiennes déterminent des massifs ou des chaînes de collines, en général fortement escarpés, d'un dénivelé dépassant rarement 200 mètres par rapport au fond environnant. Dans le cas de l'arc de Kaya-Kongoussi, long d'une centaine de kilomètres, il semble effectivement que les reliefs - dont les points hauts ne dépassent guère 500 mètres d'altitude - correspondent essentiellement aux roches de type basique.

- Les schistes birrimiens, qui affleurent très mal, constituent en général des zones déprimées dans la morphologie.

- Les régions gréseuses (Précambrien A) de l'Ouest et du Nord-Ouest du Burkina Faso forment un plateau monotone, d'une altitude moyenne de 450 à 500 mètres. Le mont Téma-Kourou, point culminant du pays à 749 mètres d'altitude se trouve dans les

grès, tout près de la frontière du Mali. Les plateaux gréseux, parfois disséqués, prennent localement un aspect très déchiqueté, ruiniforme ("aiguilles" de Sindou). La falaise de Banfora, représentant un escarpement de plus de 100 mètres, souligne le contact Sud-Est entre les formations gréseuses et le socle.

- Le front des formations sédimentaires chevauchantes vers la frontière avec le Bénin est marqué par un rebord en général pas très net et disséqué, sauf dans la zone de la falaise de Gobinangou.

- Les cuirasses ferrugineuses constituent un élément fondamental dans les paysages du Burkina Faso. Elles coiffent de nombreux plateaux et buttes résiduelles. Différents niveaux cuirassés ont été reconnus ; il en sera question dans le paragraphe suivant.

- Le recouvrement sableux du Quaternaire récent sur le socle ou sur les formations sédimentaires rectifiées dans la zone nord, sahélienne, du pays, peut donner des dunes d'une hauteur décamétrique, souvent en cordons d'orientation Est-Ouest (DELFOUR et JEAMBRUN, 1970).

- Des modifications géomorphologiques notables ont été signalées par les pédologues entre le Nord (BOULET, 1968) et le Sud (BOULET et LEPRUN, 1969) du Burkina Faso. Vers les régions méridionales, les interfluves se raccourcissent, leurs pentes deviennent plus fortes ; on commence à tendre vers une morphologie plus vallonnée qui annonce les formes en demi-orange caractéristiques des régions tropicales plus humides.

C- SURFACES D' APLANISSEMENT ET CUIRASSES

L'importance des formations cuirassées dans le relief a été maintes fois soulignée en Afrique de l'Ouest ; c'est notamment le cas du Burkina Faso, aussi bien septentrional que méridional (DAVEAU *et al.*, 1962 ; BOULET, 1970 ; LEPRUN, 1979 ; PION, 1979 ; BEAUDET et COQUE, 1986). Ces cuirasses peuvent être de différentes natures : ferrugineuses, les plus fréquentes ; alumino-ferrugineuses, voire franchement alumineuses dans le cas plus rare des bauxites ; et quelquefois manganésifères. Leur mise en place correspond toujours à des climats chauds et humides : d'après les observations menées par DELVIGNE (1965) et SIEFFERMANN (1973), c'est le domaine de la grande forêt équatoriale qui est favorable à la genèse des bauxites ; la formation des cuirasses ferrugineuses s'est faite dans les conditions, assez nettement différentes, de la zone tropicale humide à saisons contrastées, comme l'ont montré les travaux de BOULET *et al.* et de ESCHENBRENNER (1987). Il a souvent été admis que le

cuirassement fossilisait des surfaces d'aplanissement de grande extension (GRANDIN et THIRY, 1983) ; à partir des sept cycles de pénéplanation reconnus et datés sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest, MICHEL (1976) et GRANDIN (1976) proposent une chronologie des différents niveaux cuirassés qu'ils décrivent : trois surfaces bauxitiques, relief intermédiaire, trois glacis (le plus bas étant peu ou pas cuirassé). TARDY (1991) élabore un nouveau modèle dans lequel l'évolution des paléoclimats (qu'on détaillera dans un paragraphe suivant) est fortement influencée par un lent glissement vers le Sud - compliqué par de fréquentes oscillations - des zones climatiques. Les déplacements de l'Equateur depuis l'Eocène conduisent cet auteur à remettre en question la chronologie des niveaux cuirassés admise jusqu'alors, et à augmenter considérablement les âges moyens des cuirasses de glacis tels qu'ils avaient été établis par MICHEL (1976) ; on peut remarquer que les datations proposées par ce dernier auteur sont proches de celles estimées par GRANDIN (1976) à partir de l'importance des incisions depuis la phase d'aplanissement (dans l'hypothèse d'une vitesse d'érosion constante sur une zone tectoniquement stable). Dans le cadre de la théorie faisant intervenir la migration des continents, le diachronisme (c'est-à-dire le fait que toutes les cuirasses attribuées à un même niveau ne sont pas d'un âge rigoureusement identique sur l'ensemble d'une vaste région) se conçoit aisément ; c'est par ailleurs à de tels glissements climatiques que peut être imputée l'intensité variable du cuirassement suivant la latitude. La succession des surfaces cuirassées d'Afrique occidentale, ainsi que les échelles chronologiques proposées par MICHEL (1976) et par TARDY (1991) figurent dans le tableau 2.

1. Les surfaces bauxitiques

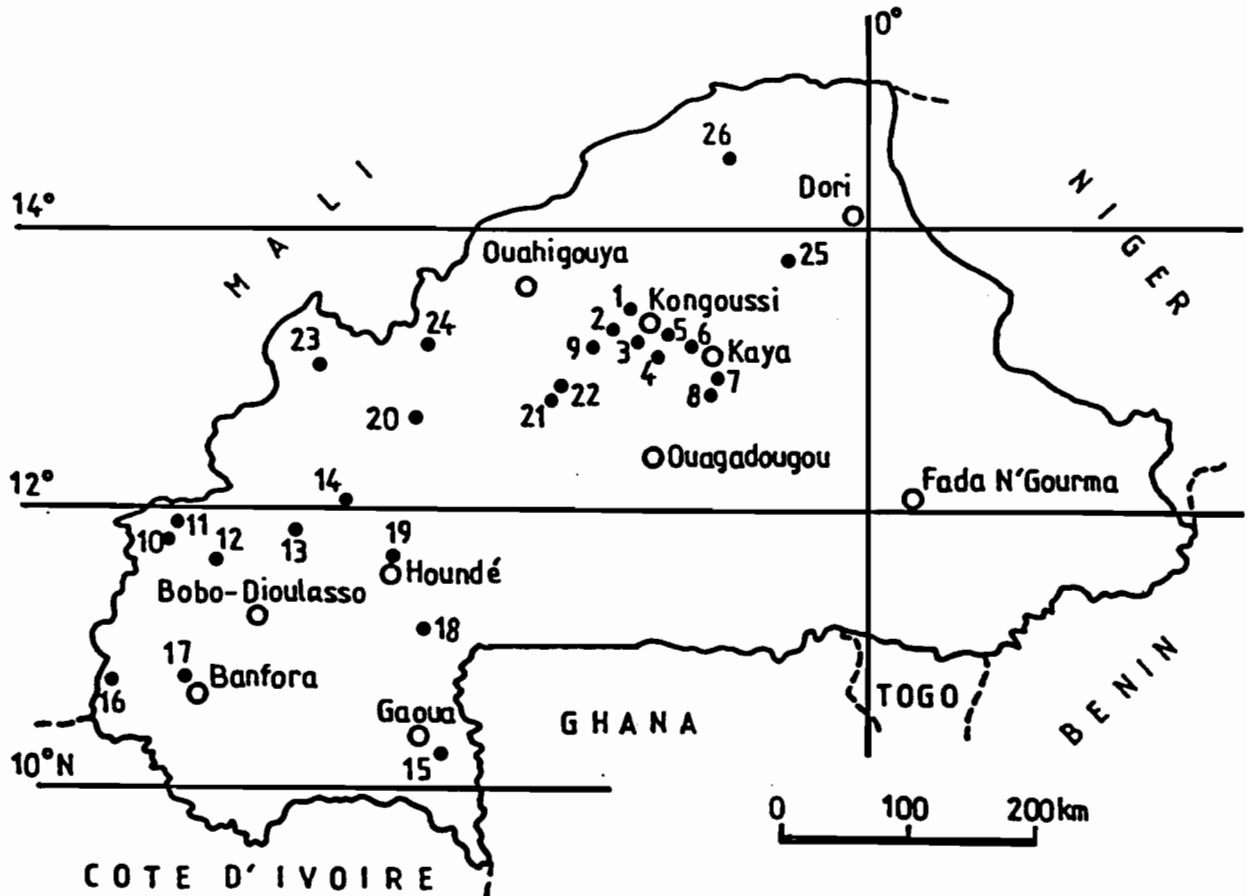
MICHEL (1973, 1978) met en relation les trois surfaces supérieures souvent bauxitiques, qu'il reconnaît au Sénégal et en Guinée, avec les cycles d'aplanissement définis à l'échelle des différents continents par KING (1948, 1962), à partir d'observations effectuées en Afrique Centrale et du Sud-Est ainsi qu'au Brésil. Ces trois niveaux qu'on retrouve superposés sur le Mont Nimba en Guinée (LECLERC *et al.*, 1949) sont dénommés par MICHEL (1973), du plus élevé au plus bas : surfaces de Labé, de Dongol-Sigon, de Fantofa, et estimées respectivement du Jurassique moyen, du Crétacé (Albien) et de l'Eocène inférieur. Il convient toutefois de remarquer que seule la plus récente de ces trois surfaces est bien représentée en Afrique de l'Ouest, où la plupart

Tableau 2 - Les niveaux cuirassés en Afrique de l'Ouest;
différentes chronologies

dénomination de la surface	nature de la cuirasse	chronologie	
		MICHEL (1976)	TARDY (1991) *
surface de Labé	bauxitique	Jurassique moyen	Jurassique
surface de Dongol Sigon	bauxitique	Crétacé (Albien)	Crétacé
surface de Fantofa	bauxitique	Eocène inférieur	Eocène
relief intermédiaire	alumino-ferrugineuse	Pliocène	Oligocène
(très haut glacis) haut glacis	ferrugineuse	Quatern. ancien (vers 700.000)	Miocène
moyen glacis	ferrugineuse	Quatern. moyen (vers 300.000)	Pliocène
bas glacis	carap. ferrug. souvent absente	Quatern. récent (moins de 100.000)	Quaternaire

* avec possibilité de non-synchronisme pour les cuirasses d'un même niveau

des bauxites sont donc considérées comme d'âge éocène. Les bauxites présentent une grande variabilité de faciès (pisolitique, massif...) et de compositions (teneur en fer, abondance relative de gibbsite ou de boehmite), qui reflète la diversité des milieux dans lesquels elles se sont formées et ont évolué ; ainsi BOULANGE (1984) définit-il trois types de bauxitisation : isaltéritique, allotéritique, pisolitique. Pour la répartition actuelle des bauxites en Afrique de l'Ouest, on pourra se référer à PATTERSON *et al.* (1986), ainsi qu'à BOULANGE et MILLOT (1988), pour lesquels cette distribution se fait suivant deux grands chevrons. Les indices de bauxites inventoriés au Burkina Faso (TRINQUARD, 1966 ; BOURNAT, 1968 ; BUVOGMI, 1982) ont été situés sur la carte de la figure 6, où leur altitude -quand elle est disponible - a été précisée. Les seuls présentant un intérêt économique sont localisés dans la région Centre-Nord (SYLVESTRE, 1970) : Wempapassédo, Yougounini, Nianey, Tomwaka... ou dans la zone ouest du pays (COMTEC, 1975) : Sabou, Kosso... Ces gisements se sont en général développés à partir de roches basiques birrimiennes d'origine volcanique ou volcano-sédimentaire (arc de Kaya-Kongoussi), ou sur les formations gréseuses du



REGION DE KAYA KONGOUSSI

- 1- Nianey (501 m)
- 2- Yougounini (501 m),
Tomwaka (512 m)
- 3- Wempapassédo (503 m, 515 m)
Ronguen
- 4- Silmidougou, Goren (480 m)
- 5- Yalga, Mafoulou (477 m)
- 6- Dem (508 m)
- 7- Boussouma, Birgui (500-520 m)
- 8- Korsimoro (500 m)

REGION OUEST

- 9- Kalsaka
- 10- Silorola
- 11- Séguédougou (445 m)
- 12- Sabou (450-500 m)
- 13- Lahirasso
- 14- Kosso (380-420 m)

AUTRES INDICES

- 15- Mont Koyo (592 m)
- 16- Téna Kourou (749 m)
- 17- Bérégadougou (700 m)
- 18- Guéguéré
- 19- Didié (350 m), Dossi
- 20- Dédougou
- 21- Tindila (480-500 m)
- 22- Bouboulou (400-500 m)
- 23- Bamborokoui
- 24- Dian
- 25- Belogo
- 26- Aribinda (515 m)

Fig. 6 - Carte de localisation des bauxites du Burkina Faso
(d'après BOURNAT, 1968)

Précambrien supérieur, essentiellement dans les zones à intrusions doléritiques (vers Bobo-Dioulasso). Quelques autres indices méritent d'être signalés. Dans la région de Gaoua, le Mont Koyo, culminant à 592 mètres, dont la dalle cuirassée à faciès souvent alumino-ferrugineux constitue, selon ESCHENBRENNER et GRANDIN (1970), l'équivalent du niveau bauxitique. A proximité de Banfora, le plateau de Bérégadougou d'une altitude d'environ 700 mètres, où la bauxite apparaît hétérogène et souvent mélangée à des faciès ferrugineux, a été mentionné par MARCELIN et SERRE (1971). La colline à 20 km au Nord-Ouest d'Aribinda (BOULET, 1968), dont le sommet cuirassé atteint 515 mètres d'altitude, constituerait le témoin bauxitique le plus septentrional du Burkina Faso.

2. Le niveau intermédiaire

Les reliefs intermédiaires cuirassés ont d'abord été décrits par VOGT (1957) dans les Monts Mandingues, aux confins de la Guinée et du Mali. Situés topographiquement entre la surface africaine bauxitisée et le haut-glacis cuirassé, les cuirasses rattachées au niveau intermédiaire sont de nature essentiellement ferrugineuse ; toutefois, elles renferment souvent des éléments arrondis de bauxite. Des cuirasses attribuées à ce niveau ont été décrites au Sénégal (MICHEL, 1959, 1973, 1978), en Côte-d'Ivoire (GRANDIN, 1968 ; BOULANGE, 1984), au Niger occidental (GAVAUD, 1966), au Burkina Faso (BOULET, 1970, 1978 ; LEPRUN, 1979) en particulier dans l'arc Kaya-Kongoussi où leur faciès apparaît généralement pisolitique ; en revanche, le niveau intermédiaire cuirassé semble absent des paysages de la région de Gaoua. On peut noter que GRANDIN (1976) rattache à l'épisode du niveau intermédiaire la formation du gisement de manganèse de Tambao, dans l'extrême Nord du pays ; le matériel originel est constitué par un protore essentiellement carbonaté, en couches redressées qui a subi dans sa partie supérieure une oxydation météorique poussée après une phase métamorphique (TRINQUARD, 1967). Plusieurs hypothèses concernant la genèse et l'âge de ces formations ont été avancées. Sur la base d'observations faites dans la région du Ferlo au Sénégal où elles coiffent des buttes de grès du Continental terminal, MICHEL (1973, 1978) attribue au Pliocène les cuirasses du niveau intermédiaire ; les reliefs sur lesquelles elles se sont mises en place dériveraient d'un cycle d'aplanissement - d'ailleurs très incomplet - postérieur à la dernière surface bauxitisée. Pour BOULANGE (1984) les cuirasses du relief intermédiaire à faciès argilo-ferrugineux constitueraient le terme ultime de la dégradation de bauxites en présence d'un niveau de base stabilisé. A partir d'arguments stratigraphiques, NAHON et DEMOULIN (1970) ont également déterminé un âge pliocène pour une

cuirasse recouvrant un relief intermédiaire, à proximité de Dakar. D'après le modèle de TARDY (1991), les formations de ce niveau seraient chronologiquement beaucoup plus proches des dernières bauxites et devraient être datées de l'Oligocène.

3. Les surfaces inférieures : haut, moyen et bas glacis

Par opposition aux niveaux bauxitiques et aux reliefs intermédiaires, ont pu être distinguées des surfaces dites "inférieures". Celles-ci, généralement au nombre de trois, ont été dénommées haut, moyen et bas glacis ; ces glacis sont d'autant plus anciens qu'ils apparaissent plus élevés dans la topographie. En Afrique de l'Ouest, ces trois niveaux ont notamment été décrits au Mali (VOGT, 1962 ; BLANCK, 1968), au Sénégal et en Guinée (MICHEL, 1959, 1973, 1978), en Côte-d'Ivoire septentrionale (ESCHENBRENNER et GRANDIN, 1970) ; dans la partie centrale de ce pays, GRANDIN (1968) ne reconnaît que deux niveaux de glacis ; localement, MICHEL (1973) envisage l'existence d'une quatrième surface qu'il appelle "très haut glacis". Alors que les haut et moyen glacis sont souvent cuirassés, le bas glacis - correspondant à la surface fonctionnelle - ne l'est que sur de faibles superficies ; ce dernier, peu épais, faiblement induré, et limité aux zones basses ou aval du paysage, est en outre souvent masqué par un recouvrement récent. La datation de MICHEL (1973, 1976) pour les deux glacis supérieurs a été réalisée par analogie avec des terrasses fluviales d'âges connus ; la mise en place des cuirasses remonterait aux périodes humides contemporaines des interglaciaires Mindel/Riss pour le haut glacis, et Riss/Würm pour le moyen glacis. Dans le modèle proposé par TARDY (1990), les cuirasses des haut et moyen glacis sont respectivement attribuées au Miocène et au Pliocène (étant entendu que les cuirasses d'un même niveau présentent généralement un diachronisme) ; pour cet auteur, seul le bas glacis - et la cuirasse éventuellement associée - sont d'âge quaternaire. Au Burkina, les trois glacis ont été reconnus dans la partie sud-ouest du pays (ESCHENBRENNER et GRANDIN, 1970) - en particulier dans la région de Gaoua, où le haut glacis est prédominant -, ainsi que dans les vallées des Voltas (KALOGA, 1966), dans la vallée du Sourou (LEPRUN, 1969), et dans la zone nord (BOULET, 1970). Ce dernier auteur distingue bien les haut et moyen glacis sur substrats granitique et basique ; bien que leurs faciès soient très ressemblants, l'altitude des plateaux et l'épaisseur des cuirasses (plus importante dans le cas du haut glacis) permettent de les différencier ; sur roche-mère schisteuse, par contre, haut et moyen glacis sont confondus en une seule surface cuirassée. La lithodépendance des cuirasses de glacis, également démontrée au

Sénégal oriental par BLOT *et al.* (1978), a été vérifiée au Burkina Faso par LEPRUN (1979). A la suite de quoi cet auteur, qui se fait le champion de l'autochtonie, est amené à réaffirmer l'existence de glacis emboîtés dont l'étagement correspondrait à des phases successives de mise en place. Selon sa théorie, une morphologie initialement ondulée avec des zones hautes de roches basiques et des zones basses de socle granitique, aurait été affectée par un seul épisode de cuirassement au Tertiaire ancien ; l'escarpement apparent entre les niveaux aurait été provoqué par une entaille postérieure, localisée aux ruptures de pentes du "drapé" cuirassé, ou aux endroits où la dalle est la moins épaisse.

IV - PEDOLOGIE

La cartographie pédologique de l'ensemble du territoire du Burkina Faso a été réalisée entre 1967 et 1969 par l'ORSTOM, à l'échelle du 500.000ème. Pour les cinq feuilles couvrant le pays, c'est la classification morphogénétique des sols de AUBERT (1965) qui a été adoptée. La coupure ouest-sud, comprenant la zone de Gaoua a été levée par RIEFFEL et MOREAU (1969). Nous donnons, ci-dessous, un bref aperçu sur les principaux types de sols qui y ont été observés par ces auteurs ; à noter la forte influence de la nature du substratum sur la répartition de ces sols.

Les matériaux sableux et sablo-argileux donnent des sols ferrugineux tropicaux : lessivés à concrétions, ou appauvris et indurés avec taches dérivant des granites ; indurés et hydromorphes, ou remaniés et appauvris à partir des schistes.

Les sols bruns eutrophes, à tendance vertique, se forment sur les argiles issues de la dégradation des roches mères basiques, en zones de collines et de piémonts ; localement à la faveur d'entailles ou de dépressions, ces sols bruns peuvent passer à des vertisols.

Les sols hydromorphes, du type pseudogleys à taches et concrétions, se rencontrent dans les bas-fonds et les zones inondables, comme dans la vallée de la Volta Noire, ces sols renfermant fréquemment des nodules calcaires.

Sur les plateaux et les buttes cuirassées, on trouve en général des sols peu évolués (associations à lithosols) souvent gravillonnaires. Des sols qu'on peut rattacher à d'autres familles n'existent pas dans le cadre strict de la région étudiée mais ont été décrits dans des zones voisines.

C'est le cas des sols ferrallitiques, caractéristiques d'un lessivage plus intense que les sols ferrugineux tropicaux (PEDRO, 1966) ; ce type de sols apparaît quelques dizaines de kilomètres plus au Sud, vers la frontière de Côte-d'Ivoire, où il est essentiellement développé sur schistes.

Les sols halomorphes, signalés par KALOGA (1969, 1970) dans les bassins-versants de la Volta Blanche et de la Volta Rouge, se révèlent plus nets (solonetz) et plus fréquents dans la partie septentrionale du pays (BOULET, 1968).

L'altération "pistache", bien développée à partir de la base des profils sur roches basiques et surtout ultrabasiqes, s'épaissit au fur et à mesure qu'on monte vers le Nord (LEPRUN, 1979) : le développement de l'horizon vertique basal, essentiellement smectitique, est donc bien lié à des conditions de faible drainage ; aussi n'est-il pas étonnant que ce niveau soit peu répandu dans le secteur de Gaoua.

V - CLIMAT

A - CLIMAT ACTUEL

Le climat de l'ensemble du Burkina Faso est réglé par les déplacements du Front Intertropical (F.I.T.) ; ce terme désigne la zone de contact entre la masse d'air tropicale sèche (due à l'anticyclone saharien, responsable de l'harmattan) au Nord, et la masse d'air équatoriale humide (due à l'anticyclone de Sainte-Hélène) au Sud. Le F.I.T. remonte de la latitude 5°N au mois de janvier jusque vers 20°N ou 22°N en août. Aussi les pluies se déclenchent-elles de plus en plus tard au fur et à mesure qu'on se dirige vers le Nord, avec des précipitations de moins en moins abondantes.

Le Burkina Faso est soumis à un climat tropical avec une saison des pluies (ou hivernage) bien marquée d'une durée de trois à cinq mois selon la latitude. La pluviométrie annuelle moyenne y est approximativement comprise entre 400 mm et 1400 mm (ASECNA, 1966), comme le montre la figure 7 ; un tel climat correspond au type sahélo-soudanien défini par AUBREVILLE (1949).

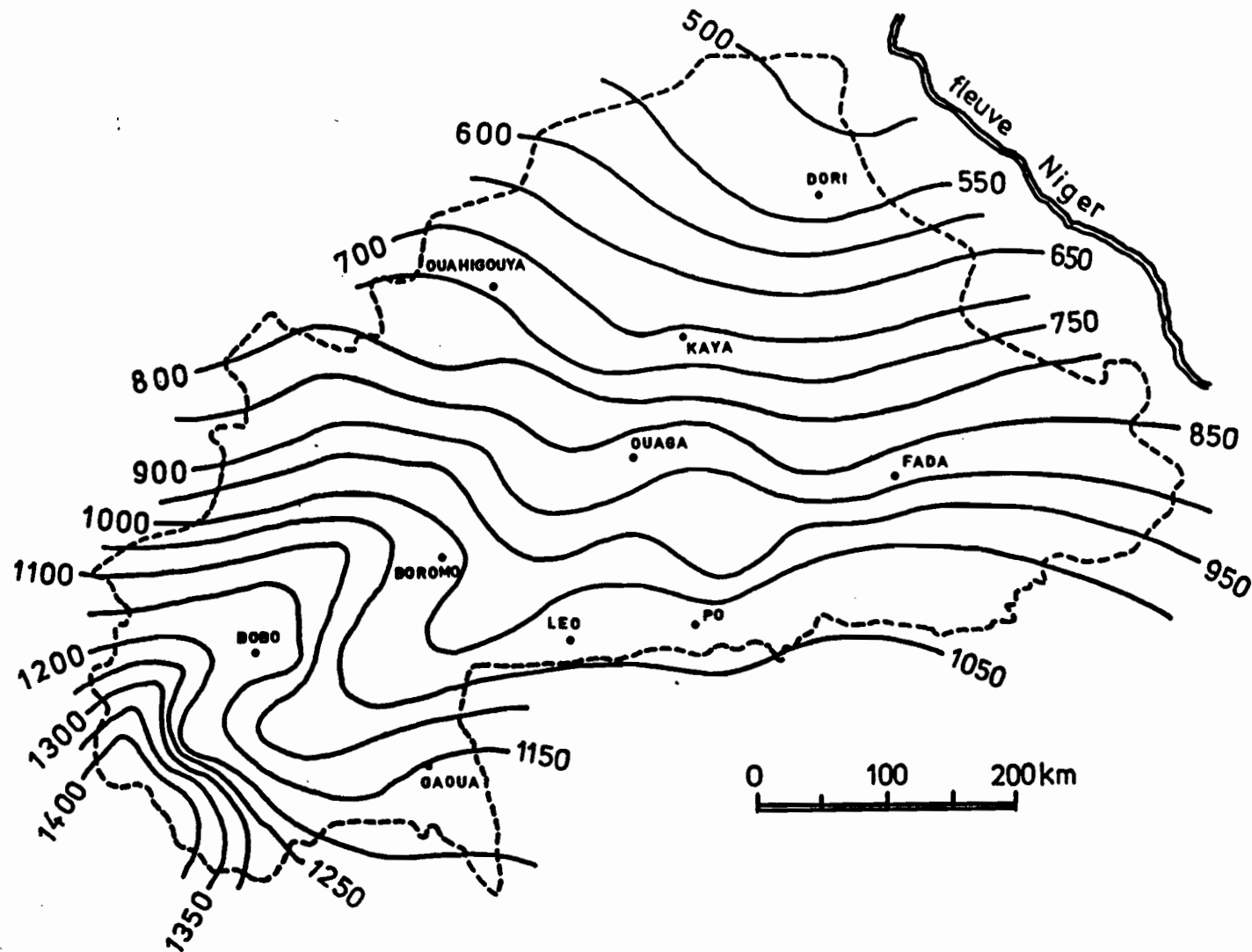


Fig. 7 - Carte des isohyètes annuelles moyennes au Burkina Faso (ASECNA, 1966)

En s'inspirant de la classification de RICHARD MOLLARD (1949), plus spécifique à l'Afrique occidentale, on peut distinguer sur l'ensemble du pays les zones climatiques suivantes :

- zone sahélienne : pluviosité annuelle inférieure à 600 mm
- zone nord-soudanienne : entre 600 et 1000 mm
- zone sud-soudanienne : supérieure à 1000 mm.

C'est dans cette dernière classe que se trouve la région de Gaoua. La végétation y est du type savane arborée à néré et karité.

Les données climatiques relatives aux températures, à l'humidité relative de l'air, à l'évapotranspiration et aux précipitations sont comparées dans le tableau III, pour les stations de Dori (climat de type sahélien, 288 mètres d'altitude), Ouagadougou (type nord-soudanien, 216 m) et Bobo-Dioulasso (type sud-soudanien, 432 m); les chiffres concernant la station de Gaoua (333 mètres d'altitude) sont reportés dans le même tableau. Ces valeurs sont extraites de la compilation effectuée par MONIOD, POUYAUD et SECHET (1977) sur le bassin du fleuve Volta pendant la période 1949-1973.

La température annuelle moyenne obtenue à Gaoua au cours de ces 25 ans est de 27,6°C, avec un maximum à 30,7°C en mars et un minimum en août à 25,4°C.

La pluviosité annuelle moyenne à Gaoua au cours de ces 25 ans est de 1122 mm, avec un maximum des précipitations en août (232,9 mm) et un minimum en janvier (1,6 mm) ; à noter que depuis 1972, début de la grande sécheresse dans le Sahel, la pluviosité annuelle est fréquemment passée en-dessous de la barre des 1000 mm.

L'humidité relative de l'air était de 58 % en moyenne à Gaoua, sur l'ensemble de l'année 1960 ; elle a atteint 81 % en août et en septembre, et est tombée à 23 % en février. A partir des mesures de l'évaporation Piche à Gaoua sur plusieurs années (1893 mm en moyenne), ont été calculées par LEMOINE et PRAT (1972) d'après la formule de Turc, les valeurs de l'ETP correspondante ; l'ETP annuelle moyenne est de 1876 mm, avec un maximum en janvier (204 mm) et un minimum en août (113 mm).

Les variations de la pluviométrie annuelle depuis le début du siècle (CIEH, 1977) à Gaoua et aux trois autres stations mentionnées plus haut sont représentées sur la figure 8. A titre de comparaison, le nombre annuel moyen de journées de pluie, avant la période sèche des années 70, a été de 84 à Gaoua, 47 à Dori, 57 à Ouagadougou et 87 à Bobo-Dioulasso.

Tableau 3 - Données climatiques comparées en différentes stations du Burkina Faso
(d'après MONIOD, POUYAUD et SECHET, 1977)

		J	F	M	A	M	Jn	Jt	A	S	O	N	D	année
températures (°C)	Dori	23,4	26,4	29,8	32,9	33,9	31,7	29,1	27,7	28,7	30,4	27,6	24,4	28,8
	Ouaga	25,1	27,8	30,9	32,3	31,3	28,7	27,0	26,1	26,7	28,9	27,9	25,7	28,2
	Bobo	25,5	28,0	29,7	29,7	28,7	26,6	25,4	24,8	25,3	27,0	27,2	25,3	26,9
	Gaoua	26,8	29,2	30,7	30,0	28,8	26,9	25,8	25,4	25,8	27,7	27,1	26,7	27,6
humidité relative (%)	Dori	27	23	22	23	35	48	69	75	75	51	31	31	42
	Ouaga	28	17	23	34	48	62	73	76	77	60	40	31	47
	Bobo	18	14	26	50	58	73	80	80	79	69	38	30	51
	Gaoua	27	23	39	61	63	76	78	81	81	73	50	43	58
évaporation Piche (mm)	Dori	289	309	388	385	337	239	152	90	104	204	255	268	3018
		201	216	251	231	205	175	162	152	161	170	194	185	2303
ETP (mm) formule de Turc	Ouaga	319	326	372	325	254	166	114	75	76	160	246	286	2720
		202	207	234	190	166	156	144	126	140	161	181	184	2091
	Bobo	336	336	325	241	177	115	84	62	63	126	207	284	2356
		212	208	209	147	151	142	126	111	127	149	157	184	1923
	Gaoua	271	267	261	183	138	90	73	59	54	104	168	225	1893
		204	189	182	156	155	142	126	113	124	156	157	172	1876
précipitations (mm)	Dori	0,2	1,1	1,9	3,3	23,2	74,0	137,9	184,8	90,6	13,0	0,6	0,5	531
	Ouaga	0	2,5	5,7	18,9	88,6	117,0	184,6	247,5	159,4	40,3	1,9	1,6	868
	Bobo	0,8	5,4	19,3	48,0	117,6	125,6	233,6	323,5	210,3	69,3	9,3	2,4	1165
	Gaoua	1,6	5,6	29,8	87,9	114,4	147,1	189,8	232,9	205,9	79,9	17,4	9,8	1122

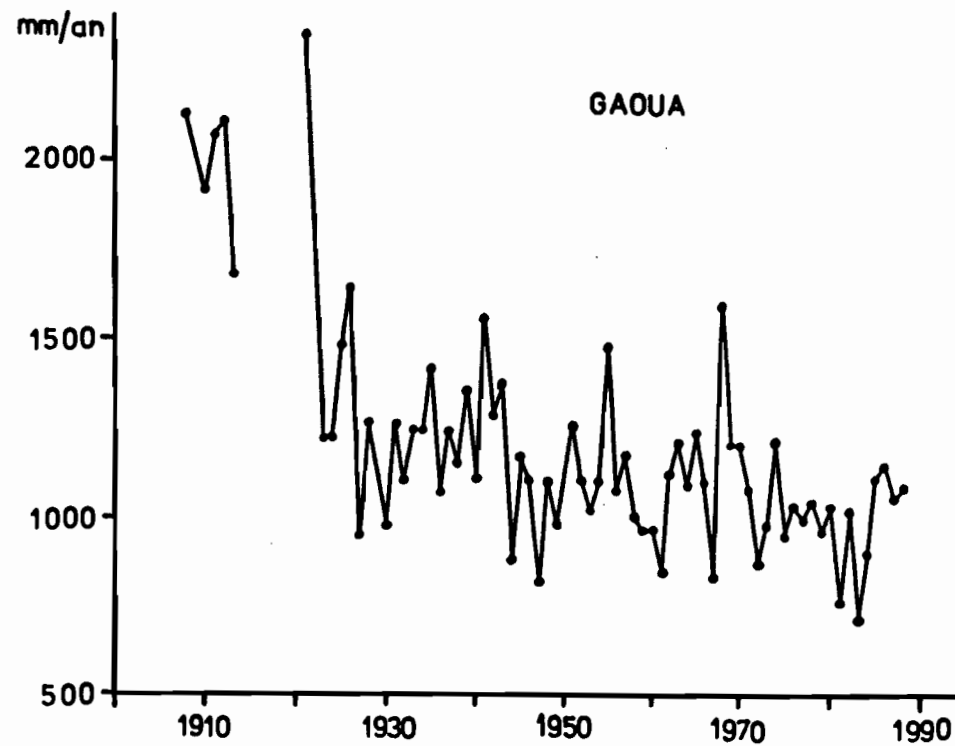
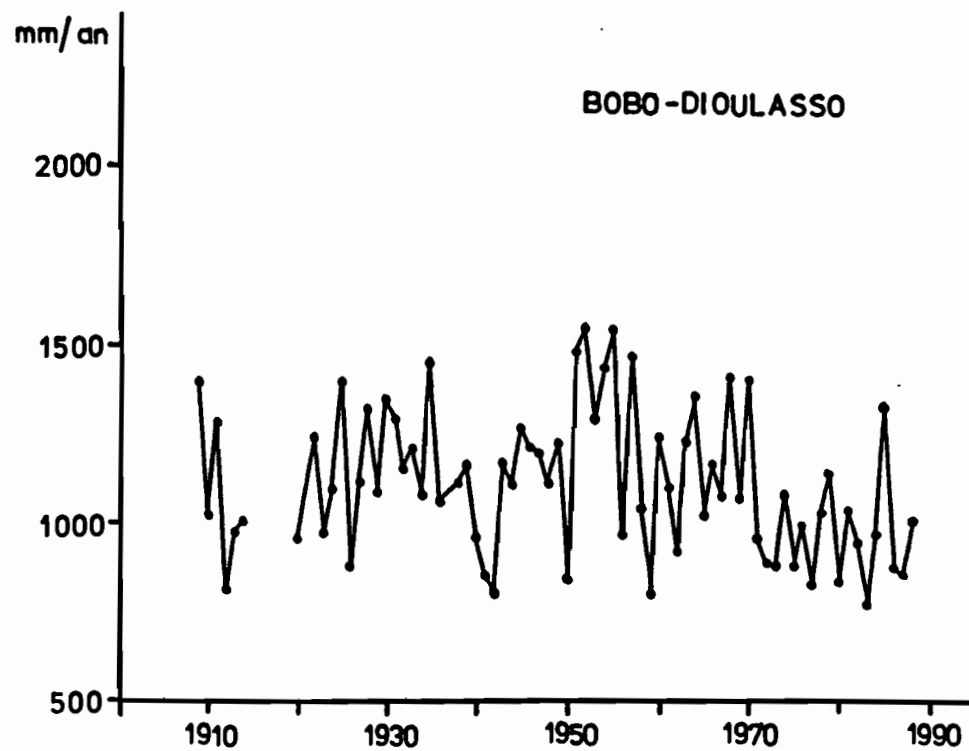
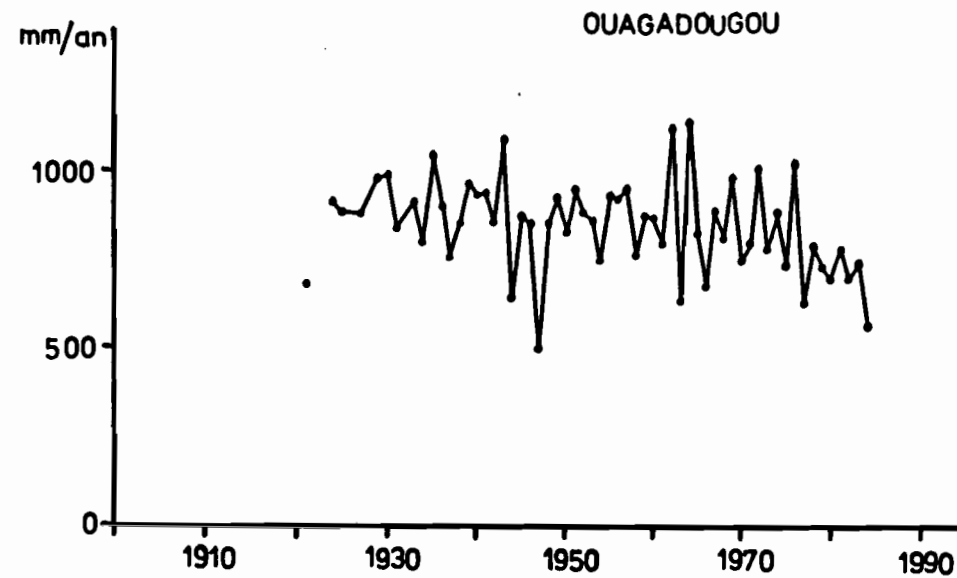
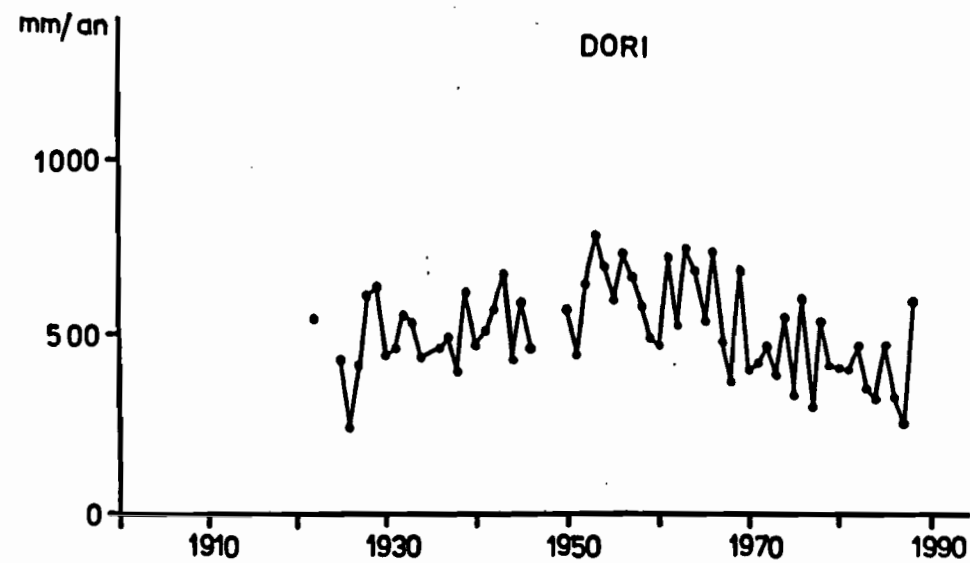


Fig. 8 - VARIATIONS DE LA PLUVIOSITE ANNUELLE A OUAGADOUGOU, BOBO-DIOULASSO, GAOUA ET DORI DEPUIS LE DEBUT DU SIECLE (d'après CIEH, 1977)

B - CLIMATS ANCIENS

Le climat de l'Afrique occidentale a varié au cours du temps. D'anciens auteurs comme HUBERT (1920) ou URVOY (1942) ont signalé des indices de telles modifications ; les phases à tendance aride, qui alternent avec des périodes plus humides, sont mises en relation avec les épisodes glaciaires quaternaires (AUBREVILLE, 1960 ; TRICART, 1963).

En fait, plusieurs échelles de temps doivent être envisagées.

- *Echelle des quarante derniers millénaires* : correspondant au champ de validité des datations au ^{14}C . Dans la cuvette tchadienne, des études stratigraphiques (SERVANT, 1973) et palynologiques (MALEY, 1981) menées à partir des sédiments récents ont permis d'établir une chronologie fine de ces formations, et de déterminer les conditions climatiques de leur dépôt. Une évolution comparable, bien que moins précise, avait été trouvée en Mauritanie par ELOUARD et FAURE (1967) à partir des phases successives de transgressions et de régressions marines. L'histoire paléoclimatique des bassins du Sénégal et de la Gambie, reconstituée par MICHEL (1973) d'après les périodes de creusement et de remblaiement, s'accorde assez bien avec les schémas ci-dessus. L'erg ancien et l'erg récent de la zone septentrionale à formations dunaires du Burkina Faso (BOULET, 1967) correspondent aux deux grands épisodes arides séparés par une période humide mise en évidence par les auteurs précédents ; quant aux remaniements éoliens subactuels, ils seraient à relier aux légères fluctuations vers l'aride pendant les trois derniers millénaires (BOULET, 1978). On peut remarquer que la dernière phase généralement considérée comme très sèche (le Kanémien du Tchad et du Niger, entre 12.000 et 20.000 ans B.P.) serait plutôt, d'après DURAND et LANG (1986) une succession de différentes périodes, certaines apparaissant relativement humides.

- *Echelle du dernier million d'années* : pour lequel MICHEL (1973) propose un schéma morphoclimatique et chronologique dans les bassins du Sénégal et de la Gambie. Les phases sèches sont corrélées avec les périodes d'érosion et d'épandage responsables de la formation des différentes terrasses alluviales, les phases humides correspondant alors aux épisodes interglaciaires. TARDY (1991) conteste la chronologie absolue proposée par MICHEL (1973), notamment en ce qui concerne les trois dernières générations de cuirasses (sur sept reconnues en tout), selon laquelle ces cuirasses se seraient successivement mises en place au cours des grandes périodes humides du Quaternaire sur les trois glacis façonnés pendant les périodes plus sèches. Pour TARDY (1991) ces formations seraient beaucoup plus âgées.

- Echelle des derniers 200 millions d'années : le modèle paléoclimatique global élaboré par TARDY (1990), dans le cadre d'une tentative de datation des grands épisodes à latérites, remonte en effet jusqu'au Jurassique, période dont sont datées les plus anciennes bauxites connues en Afrique de l'Ouest. L'histoire paléoclimatique de ce vaste domaine est polyphasée, c'est-à-dire qu'une même zone a été visitée au cours du temps par différents climats. Une telle évolution est provoquée par une lente dérive vers le Nord du continent africain, ce qui se traduit par un glissement vers le Sud du domaine équatorial et des zones tropicales situées de part et d'autre (voir Fig. 9). Simultanément, du fait d'oscillations de la plaque africaine par rapport à l'Equateur ou de fluctuations du climat global, se produisent des allers-retours du domaine sec au sein du domaine humide.

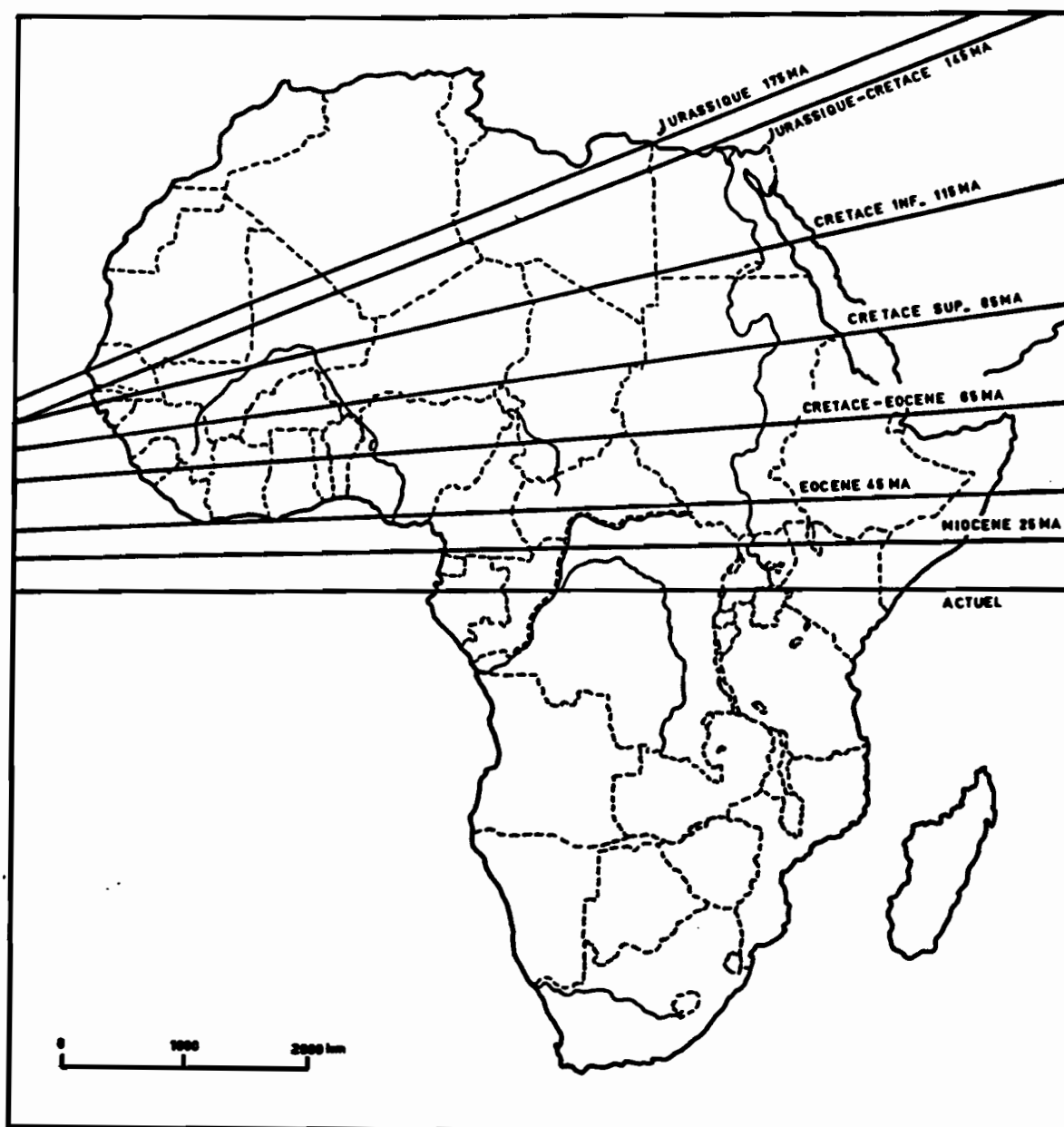


Fig.9 - Migrations du continent africain par rapport à l'Equateur au cours des derniers 200 millions d'années (in TARDY,1991)

C'est la migration des continents par rapport à l'Equateur qui explique la distribution des bauxites et des cuirasses ferrugineuses d'âges différents, aussi bien en Afrique qu'en Amérique du Sud (TARDY, 1991 ; KOBILSEK, 1990). Les données de PARRISH et *al.* (1982) sur la répartition actuellement observée des gisements de charbons et des formations évaporitiques datées d'époques différentes sont compatibles avec une telle évolution paléoclimatique globale. Le tableau 2 met en évidence les divergences entre les chronologie des niveaux cuirassés selon MICHEL (1976) et TARDY (1991), essentiellement à partir de l'épisode du relief intermédiaire.

CHAPITRE II

LES CUIRASSES FERRUGINEUSES DE LA REGION DE GAOUA

I- INTRODUCTION

L'étude à l'échelle régionale des cuirasses ferrugineuses du secteur de Gaoua constitue le premier volet de ce travail. La zone qui nous intéresse, d'une superficie d'environ 1800 km², se trouve dans le Sud du Burkina Faso, entre la Côte-d'Ivoire et le Ghana (Fig. 2). La ville de Gaoua, en pays Lobi, est située à 300 km au Sud-Ouest de Ouagadougou (Fig. 1). Une carte d'ensemble de la région, du fond géologique et des formations cuirassées, fait l'objet de la figure 10. Le choix de ce secteur a été motivé par plusieurs raisons.

- Les cuirasses sont bien représentées dans cette région. ESCHENBRENNER et GRANDIN (1970) les ont, pour la plupart, attribuées au niveau du haut-glacis ; des études de laboratoire préliminaires ont été menées par OUANGRAWA (1986) sur quelques échantillons provenant de ce secteur. Si l'ensemble des cuirasses du haut glacis qu'on rencontre autour de Gaoua ont été formées à la même époque et ont subi une évolution comparable, nous verrons qu'elles reposent sur des substratums très différents.

- Les conditions d'affleurement y étant relativement bonnes, la géologie du secteur de Gaoua est bien connue : travaux de PALAUSI (1948, 1959), cartographie de MARCELIN en 1971 (Fig. 5) ; les grandes étapes de l'histoire géologique régionale sont récapitulées dans le tableau 1. La nature de la roche sous-jacente pouvant être définie pour la plupart des zones cuirassées, une étude des relations substratum-cuirasse (et en particulier de la lithodépendance) devient possible.

- La région de Gaoua est soumise à un climat de type soudano-guinéen. Les travaux sur les formations cuirassées effectués à ce jour ont davantage été consacrés au domaine plus sec (BOULET, 1976 ; NAHON, 1976 ; LEPRUN, 1979 ; AMBROSI, 1984) ou plus humide (MAIGNIEN, 1958 ; BOULANGE *et al.*, 1973, GRANDIN, 1976 ; BEAUVAIS et MAZALTARIM, 1988).

Les données concernant le milieu naturel sur l'ensemble de la zone de Gaoua se trouvent dans le chapitre précédent. Les résultats analytiques obtenus ont fait l'objet d'un rapport (PIRAT, 1989). Une interprétation de ces analyses minéralogiques et géochimiques, traitées par MAZALTARIM (1989), a été donnée par TARDY *et al.* (1988), ainsi que par BOEGLIN et MAZALTARIM (1990).

II- LE SUBSTRATUM

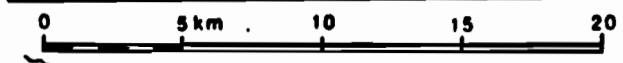
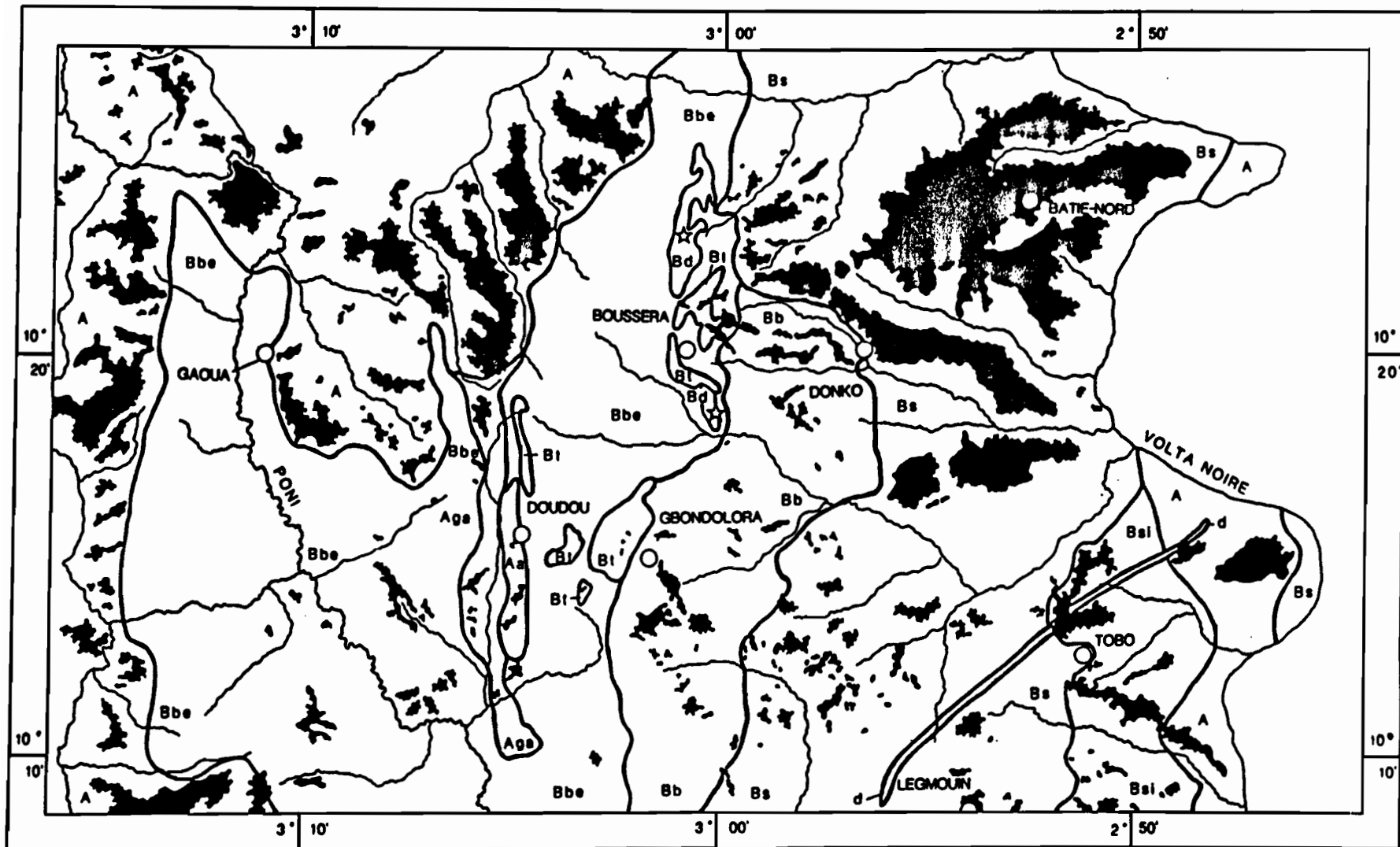
A- GENERALITES

Un résumé de l'histoire géologique de la région de Gaoua, replacée dans le cadre de l'ensemble du Burkina Faso, est donné dans le tableau 1 (d'après MARCELIN, 1971 ; HOTTIN et OUEDRAOGO, 1975). Un sillon Nord Sud au sein du socle antébirrimien, de nature essentiellement granitogneissique, a été rempli au Birrimien par des laves, des pyroclastites, et des schistes (bande de Boromo-Gaoua) ; depuis cette époque, on ne trouve pas d'autres roches - à part quelques intrusions doléritiques, au Permien - que les latérites. La carte des formations géologiques de la région (d'après MARCELIN, 1971) fait l'objet de la figure 5.

D'après leur composition, et donc d'après le type d'altération auquel elles donnent naissance, il convient de distinguer trois grandes familles parmi les roches constituant le substratum des cuirasses :

- le socle acide antébirrimien : de composition granitique ou granitogneissique ;
- les roches basiques ou intermédiaires : représentées par les laves ("roches vertes" du type basalte ou andésite) et les faciès volcanosédimentaires associés du Birrimien ;
- les schistes, riches en quartz et plus ou moins métamorphisés d'âge birrimien.

Dans la morphologie, le socle apparaît bien pénéplané (vers 300-320 mètres d'altitude dans la partie ouest, vers 250 mètres en bordure de la Volta Noire) ; les collines, souvent fortement escarpées, d'altitudes comprises entre 400 et 600 mètres sont exclusivement constituées par des "roches vertes" ; les schistes forment les zones légèrement déprimées de la zone est.



Cours d'eau Zone cuirassée
 Limites géologiques ☆ Indice de cuivre

PRINCIPALES FORMATIONS GEOLOGIQUES (d'après MARCELIN, 1971)

Précambrien D (socle)		Précambrien C (Birrimien)		Postbirrimien	
A	Granito-gneiss	Bbe	Basaltes, andésites	Bi	Tufs volcaniques
Aa	Gneiss à amphiboles	Bd	Diorites	Bs	Schistes épizonaux
Age	Granite calcoalcalin	Bb	Brèches volcaniques	Bsi	Schistes mésozonaux
				d	Dolérite (Permien)
					Latérites

Fig. 10 - Carte des cuirasses de la région de Gaoua (Burkina Faso)

B- LES DIFFERENTS TYPES DE ROCHES ; LEURS CARACTERISTIQUES ANALYTIQUES

On passera en revue les différents faciès rencontrés et échantillonnés dans notre zone d'étude ; les dénominations de MARCELIN (1971) seront reprises. Sont données en annexes les compositions de chacune des trente roches prélevées, qui ont été situées sur le plan d'échantillonnage de la figure 11. La composition chimique et la norme minéralogique (CIPW) moyenne pour chacun des types de roches reconnus figurent dans le tableau 4 ; après une brève description, leurs principales caractéristiques analytiques sont récapitulées ci-dessous.

1. Le socle (A et Aga)

Cet ensemble comprend deux unités distinctes : les granito-gneiss indifférenciés (A), d'âge antébirrimien, à grain fin ou moyen et qui, malgré la grande extension qui leur est attribuée, n'affleurent que rarement ; les granites calco-alcalin à biotite (Aga) localisés en contrebas et vers l'Ouest du Mont Koyo, sont associés à des amphibolites ; ces deux faciès correspondraient à un panneau antébirrimien qui a été remonté, tectonisé et rajeuni au cours du Birrimien. Ces deux types de granites sont riches en silice (environ 70 % de silice, ce qui se traduit, dans le calcul de la norme, par une quantité de quartz de 27 %), mais sont caractérisés par des teneurs peu élevées en fer (Fe_2O_3 , inférieur à 3 %) et en magnésium (MgO inférieur à 1 %) indiquant la faible représentation des ferro-magnésiens. La comparaison entre les pourcentages de sodium et calcium d'une part, de potassium d'autre part, reflète une composition plus riche en plagioclases qu'en feldspaths potassiques. Le type "granite calco-alcalin à biotite" se révèle pourtant plus pauvre en fer, en magnésium et en calcium que les granito-gneiss. En ce qui concerne les éléments traces, on ne note pas des différences significatives entre les deux types de granites ; ils sont caractérisés par de relativement fortes concentrations en strontium et baryum (classiquement liés aux feldspaths), en zirconium (lié notamment aux zircons) ainsi, qu'en lanthane et cerium.

2. Les amphibolites (Aa)

Ces roches, d'âge antébirrimien et d'origine vraisemblablement orthométamorphique, sont rares dans notre zone d'étude où elles constituent une petite bande associée à l'affleurement des "granites calco-alcalins" (Aga) dont il a été question ci-dessus. Les amphibolites représentent les roches les plus sous-saturées (47 % de silice en moyenne) rencontrées dans la région ; elles sont corrélativement les plus riches en fer (18 % en Fe_2O_3), en calcium et en magnésium. C'est également dans ces faciès que les teneurs en titane et en manganèse apparaissent les plus élevées. Parmi les éléments traces particulièrement concentrés, il convient de citer : V, Co, Zn, Sc, Y et Nb.

3. Les laves (Bbe) et brèches volcaniques (Bb) à tendance basique

Ces deux familles constituent - avec les gabbros, dont on parlera dans le paragraphe suivant - la quasi-totalité des "roches vertes", d'âge birrimien, présentes dans la région. Les laves (Bbe), du type basalte ou andésite, ne se distinguent pas aisément des pyroclastites (Bb), à grain fin et de nature andésitique : texture difficilement ou pas perceptible à l'oeil nu, même coloration d'ensemble verdâtre dans les deux cas. A l'analyse chimique, ces roches apparaissent plutôt du type intermédiaire que basique (teneurs en silice moyennes : 54 % dans les basaltes, 56 % dans les brèches volcaniques, ce qui d'après le calcul normatif, correspondrait à environ 10 % de quartz). Par contre, des éléments comme Fe, Mg, Na et Ca sont bien représentés, caractéristiques de la présence des plagioclases - plutôt que de feldspaths potassiques et des ferro-magnésiens. En ce qui concerne les traces on retrouve le cortège généralement associé aux roches magmatiques à tendance basique : V, Ni, Co, Zn, Cu, Cr, Sc.

4. Les gabbros (Bte)

Il s'agit plutôt de microgabbros, constituant des différenciations au sein des formations volcaniques (laves du type Bbe) où ils se présentent en massif souvent bien individualisés. Ces microgabbros apparaissent nettement moins siliceux (50 % de silice), mais plus riches en magnésium, calcium et fer, que les laves auxquelles ils sont associés ; la faible quantité de quartz (2 %) obtenue d'après le calcul de la norme confirme qu'on est bien en présence d'une roche basique. Les traces caractéristiques des microgabbros sont les mêmes que dans le cas des faciès volcaniques du paragraphe précédent ; ces

éléments sont même souvent plus concentrés dans les gabbros que dans les laves et les pyroclastiques de nature basaltique ou andésitique.

5. Les diorites (Bn)

Les diorites ou les microdiorites quartziques, d'âge birrimien, forment de petites intrusions circonscrites dans les laves à tendance basique. Ces diorites se révèlent relativement riches en silice (62 %, ce qui correspond à une valeur du quartz calculé de 19 %). Leur composition apparaît intermédiaire entre celle du socle et celle des "roches vertes" ; c'est le cas pour la plupart des éléments traces, sauf pour le cuivre dont la teneur anormale (253 ppm) reflète la présence fréquente de concentrations sulfurées dans les massifs dioritiques (Diénémera, Gongondy).

6. Les tufs (Bt)

Cette roche, à litage plus ou moins marqué et dans le fond de laquelle on distingue souvent de fins cristaux ou feldspaths, présentent généralement un début d'altération. De mise en place birrimienne, leur extension à l'échelle régionale est très limitée ; toutefois, ce sont des roches de ce type qui constituent le substratum de la "butte aux 120 trous" à laquelle est consacré le troisième volet de notre travail. Les teneurs en silice (54 %) et en alumine, élevées par rapport aux faibles quantités des alcalins et des alcalino-terreux, traduisent la représentation accessoire des feldspaths, des pyroxènes, des amphiboles et l'abondance du quartz (38 %) d'après la norme CIPW) et de la kaolinite (argilisation, confirmée par la forte valeur de la perte au feu) ; la teneur élevée en fer (18 %) témoigne également d'un début de latéritisation. Les tufs sont, par ailleurs, assez riches en titane. Les éléments traces les plus concentrés sont : V, Zn, Cu et Sc, généralement en teneurs plus fortes que dans les "roches vertes".

7. Les schistes (Bs et Bsi)

Parmi les schistes birrimiens rencontrés dans notre zone d'étude, il convient de distinguer : les schistes sédimentaires (Bs) peu ou pas métamorphisés, en couches très redressées ; les micaschistes (Bsi) de la mésozone, d'extension limitée au secteur Sud-Est. Ces deux types de schistes apparaissent en général assez altérés. Les analyses

chimiques donnent des teneurs très fortes en silice (65 % en moyenne), assez fortes en aluminium, en potassium et en fer ; le sodium, le magnésium, en potassium et en fer ; le sodium, le magnésium et le calcium ne sont présents qu'en d'assez faibles quantités. Toutefois, les micaschistes se révèlent relativement plus riches en alcalins et en alcalino-terreux, ainsi que moins ferrugineux que les schistes sédimentaires. Cette composition traduit notamment une très forte teneur en quartz, la présence de biotite et un début d'altération (moins avancée dans le cas des micaschistes, pour lesquels la perte au feu est plus faible). Au niveau des traces, les teneurs apparaissent généralement intermédiaires entre celles du socle et celles des roches à tendance basique ; seuls Nb, Yb, Y et Zr sont plus concentrés dans les deux types de schistes.

C - LES TROIS GRANDES FAMILLES DE ROCHES MÈRES DES CUIRASSES

Parmi les différents types de substratums dont on a fait l'inventaire dans le chapitre précédent, on ne retiendra que ceux qui sont cuirassés ; ceux-ci seront regroupés, à partir d'analogies de compositions et de conditions de formation, en trois familles principales :

- le socle acide comprenant les granito-gneiss (A) et les granites calco-alcalins (Aga) ;
- les roches volcaniques, de nature basique ou intermédiaire (laves Bbe, brèches volcaniques Bb) ;
- les schistes, sédimentaires (Bs) ou métamorphiques (Bsi).

Les compositions géochimiques et minéralogiques (norme CIPW) moyennes de ces trois grandes familles de roches figurent dans le tableau 5. La grande majorité des zones cuirassées correspondent à un des trois types de substratum qu'on a défini. Aussi, est-ce principalement sur cette classification que reposent les études des relations entre les cuirasses et leurs roches mères, qui sera entreprise plus loin. Certains substratums, comme les amphibolites (Aa) et les tufs (Bt) qui, du fait de leur composition originale, n'ont pas pu être intégrés à l'une des trois familles précédentes, seront considérés à part ; leur extension étant par ailleurs très limitée, le nombre des échantillons de cuirasses concernées est minime. Quant aux gabbros (Bte) et aux diorites (Bn), qui n'apparaissent pas cuirassés sur l'ensemble du secteur étudié, ils ne seront plus pris en compte dans la suite.

Tableau 5 - Compositions chimiques et minéralogiques (norme CIPW) moyennes des trois familles de roches mères rencontrées dans la région de Gaoua: granites (A et Aga), roches vertes (Bb et Bbe), schistes (Bs et Bsi); les éléments majeurs sont exprimés en % de poids d'oxydes, les éléments traces en ppm, les teneurs minéralogiques en % pondéraux; n=nombre d'échantillons, m=moyenne, s=écart type

	Granites (n=6)		Schistes (n=9)		R. basiques (n=7)	
	m	s	m	s	m	s
SiO2	70.75	1.77	64.98	6.09	55.76	5.76
Al2O3	14.56	0.32	15.58	1.70	15.12	2.63
Fe2O3	2.01	0.70	8.77	5.80	9.17	3.64
HgO	0.68	0.23	1.19	1.19	4.95	2.17
CaO	2.39	0.68	0.74	0.89	7.60	1.26
Na2O	4.88	0.29	1.48	1.45	3.20	0.93
K2O	2.14	1.20	2.05	1.00	0.64	0.59
Mn3O4	0.03	0.01	0.07	0.07	0.17	0.06
P2O5	0.11	0.01	0.13	0.02	0.16	0.04
TiO2	0.27	0.06	0.72	0.21	0.67	0.41
H2O	1.27	1.07	3.86	0.85	3.17	1.79
SOMME	99.17	1.06	99.51	0.60	100.66	0.37
Sr	449	123	175	99	317	146
Ba	656	343	497	200	314	322
V	34	13	134	40	191	90
Ni	10	4	53	26	55	26
Co	8	3	17	11	35	15
Cr	11	2	115	67	187	175
Zn	45	7	71	35	123	116
Cu	13	6	44	19	57	39
Sc	4	1	18	5	25	10
Y	5	1	20	5	15	9
Zr	130	17	137	29	75	24
La	26	7	16	6	9	8
Ce	44	9	35	12	27	10
Eu	1.1	0.2	1.1	0.2	1.0	0.1
Yb	0.3	0.1	1.8	0.6	1.2	1.0
Lu	0.3	0.0	0.3	0.1	0.3	0.1
Nb	3	2.2	6	2	3	0.6
Qtz	27	1	34	1	9	7
Ort	13	7			4	3
Alb	42	3			27	8
Ano	11	3			25	5
Cor	0.2	0.2			0	0.1
Nép	0	0			0	0
Leu	0	0			0	0
Wol	0	0			0	0
Cpx	0.2	0.3			10	6
Opx	4	1			16	10
Mag	0.4	0.1			2	1
Hém	0	0			0	0
Ilm	0.5	0.1			1.3	0.8
Apa	0.2	0.0			0.3	0.1
Pér	0	0			1.8	4.7

Granites : A et Aga ;
Schistes : Bs et Bsi ;

R. basiques : Bb et Bbe

III - LES CUIRASSES

A - GENERALITES

La carte des cuirasses de la région de Gaoua fait l'objet de la figure 11 ; y sont représentés, outre les zones cuirassées, le fond géologique, le réseau hydrographique et le plan d'échantillonnage. Des prélèvements ont été effectués sur tous les plateaux et buttes cuirassées, de superficies très variables : 267 échantillons de cuirasses ont ainsi pu être collectés. Plusieurs types de cuirasses ont été distingués d'après le faciès, la position dans le paysage ou la nature du substratum ; on essaiera de les rattacher aux différents niveaux initialement décrits par MICHEL (1973). Les caractéristiques analytiques des types de cuirasses reconnus sur l'ensemble du secteur étudié seront ensuite comparées.

B - OBSERVATIONS DE TERRAIN

A la suite de l'examen de la carte régionale des cuirasses (Fig. 11), complété par des données topographiques et de terrain, plusieurs faits peuvent être relevés.

- Les plateaux et les buttes cuirassés sont nombreux et constituent un élément important du paysage ; toutefois d'après notre cartographie, la superficie cuirassée totale ne représente que 15 % de la surface de l'ensemble du secteur étudié (1800 km²).

- La répartition des zones cuirassées, telle qu'on l'observe actuellement, varie beaucoup avec la nature du substratum. A partir des trois grandes familles de roches définies dans le chapitre précédent, on a calculé que le taux de cuirassement est de 22 % sur le socle, 21 % sur les divers schistes et seulement de 4 % sur les roches à tendance basique ; ces différentes formations représentent respectivement 29 %, 32 % et 35 % de la surface du secteur étudié.

- Les zones cuirassées sont de tailles très variables à travers la région. Les témoins cuirassés les plus petits ont des superficies de l'ordre de quelques hectares ; les plus grands plateaux sont cuirassés sur quelques dizaines de kilomètres carrés. Les plus étendus sont localisés dans la partie nord-est (autour de Batié-Nord) sur schistes ; on en trouve d'assez grande taille sur le socle, à proximité du contact avec les "roches vertes" ; sur ces dernières, en revanche, ne subsistent que des buttes cuirassées de petite taille.

- Il existe une relation étroite entre la morphologie des zones cuirassées et le réseau hydrographique. Les contours des plateaux apparaissent nettement modelés par l'action des cours d'eau actuels ; par ailleurs, l'orientation des pentes (généralement très faibles) de la surface des plateaux cuirassés indique bien l'influence des axes de drainage actuels sur les directions préférentielles de l'écoulement et de l'érosion.

- La grande majorité des cuirasses donnent l'impression de pouvoir être rattachées à une même surface initiale : presque tous les plateaux et buttes de la région présentent des dénivelées comparables (entre 10 et 30 mètres) par rapport au fond pénéplané. Ce sont les types 2a, 2b et 2c (suivant la nature de leur substratum) de la figure 12 ; dans la légende correspondante, les différents types de cuirasses de la région ont été attribués, d'après des critères qui seront discutés plus loin, aux principaux niveaux reconnus en Afrique de l'Ouest.

- Une minorité de cuirasses doivent, du fait de leur position originale dans le paysage, être distinguées de celles décrites dans le paragraphe précédent. Le mont Koyo, point culminant de la région à 592 mètres d'altitude, est coiffé par un lambeau cuirassé ; cette petite dalle de faciès à tendance bauxitique, domine de plus de 250 mètres le paysage environnant ; il s'agit du type 1, alumino-ferrugineux, de la figure 12. Certaines zones cuirassées qu'on peut observer dans la partie haute de bombements du socle, n'apparaissent pas comme des plateaux dans la morphologie : la bordure de ces cuirasses (types 2a bis) s'avère indistincte et n'est marquée dans la topographie par aucune rupture de pente. Enfin, des indurations ferrugineuses, se trouvent parfois en contrebas du rebord de certains plateaux cuirassés sur substrats granitique ou schisteux ; ces carapaces (type 3) montrent souvent un faciès conglomératique.

- Il semble qu'on ne retrouve aucun témoin de cuirasse franchement ferrugineuse (par opposition aux cuirasses alumino-ferrugineuses ou à tendance bauxitique) au-dessus de 380 mètres. Les différences d'altitude (entre 240 et 380 mètres) que présentent toutes les cuirasses reconnues dans le secteur de Gaoua - et qu'on peut, pour la plupart rattacher à une même surface - sont en relation avec l'abaissement progressif du fond pénéplané vers la Volta Noire. Les collines de roches vertes, en général fortement escarpées, ne sont nulle part cuirassées si l'on excepte la petite dalle à caractère bauxitique,

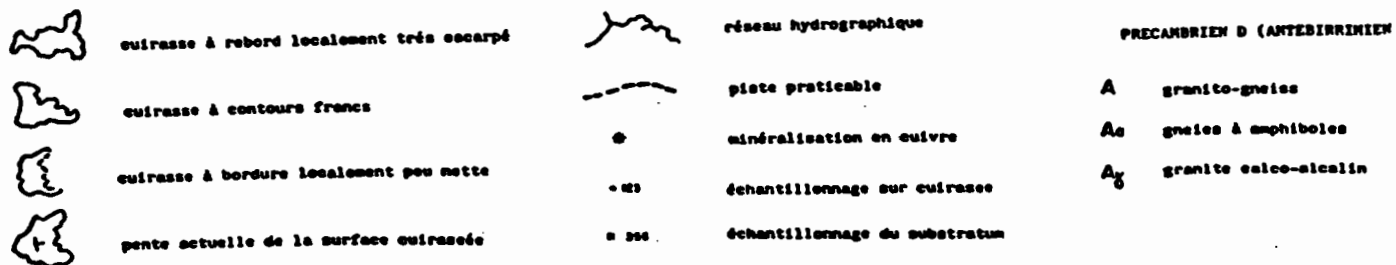
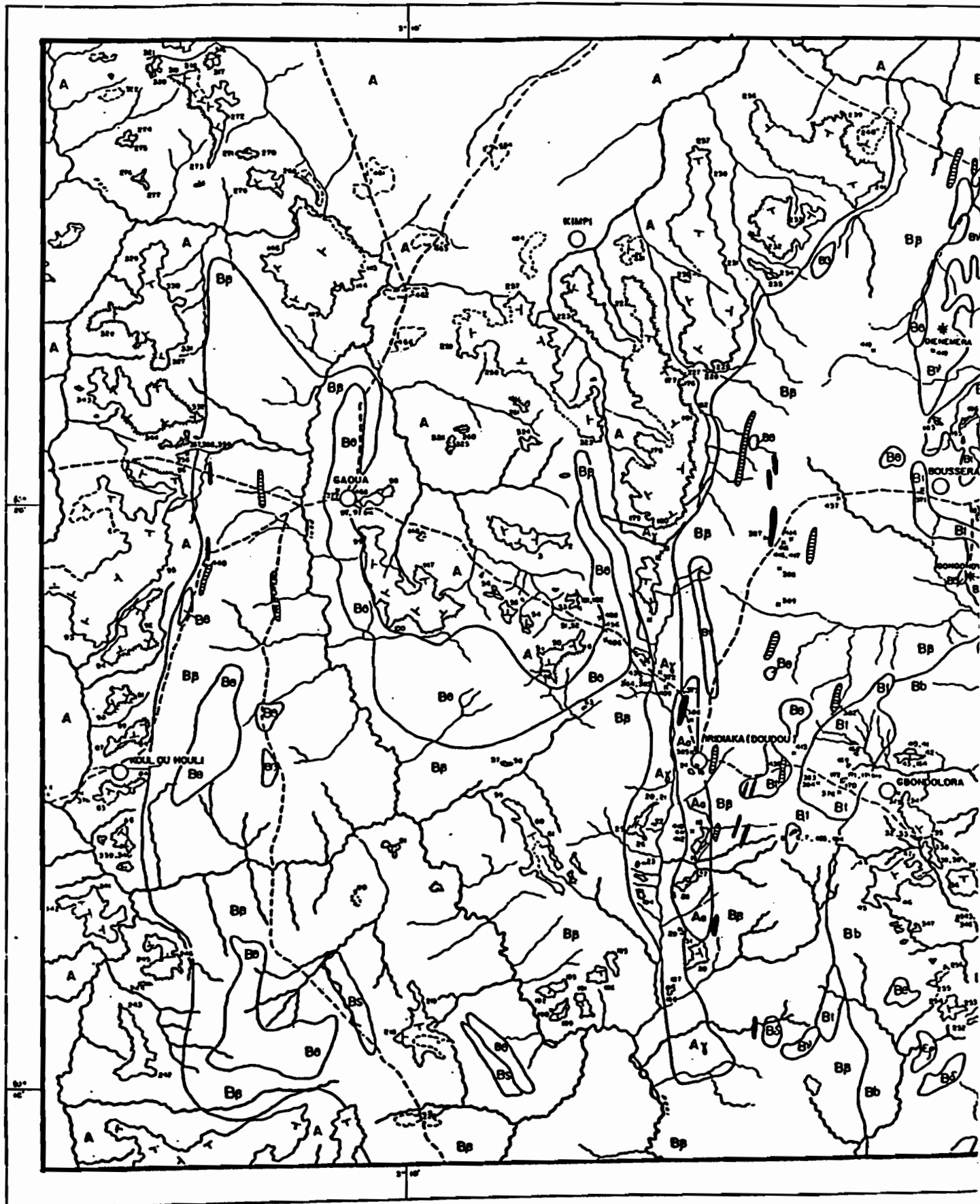
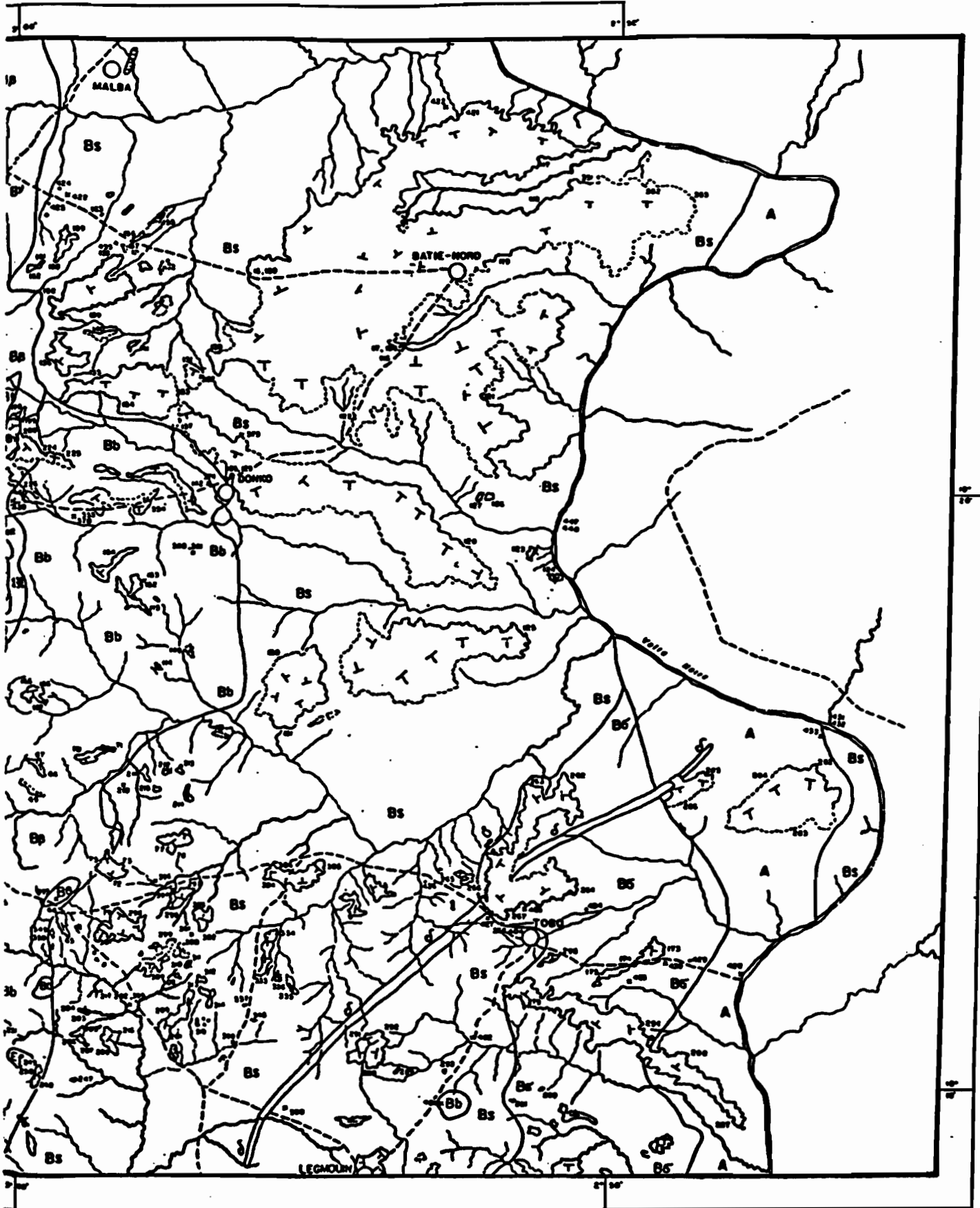


Fig. 11 - Plan d'échantillonnage du substratum et des cuir



PRINCIPALES FORMATIONS GÉOLOGIQUES D'APRÈS MARCELIN (BRON, 1971)

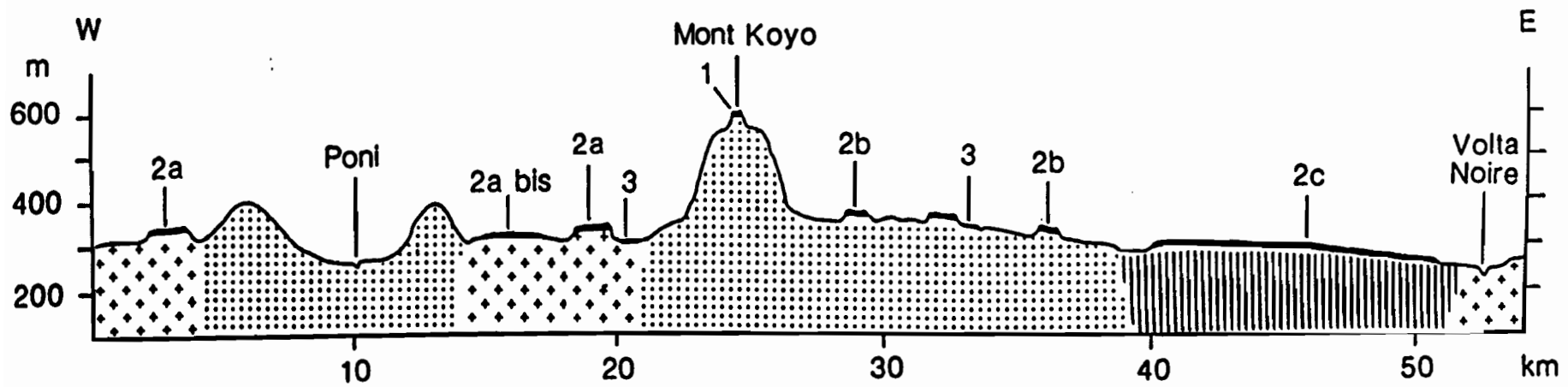
PRÉCAMBRIEN C (SIRRINIEN)

POST-SIRRINIEN

- | | | | | | | | |
|----|---------------------------|----|-------------------------|----|--------------------------|----|----------------------------------|
| Bp | laves basiques et neutres | Bv | diorites, microdiorites | Bs | schistes épinoux | Ep | rhyolites (Eburnéen) |
| Bb | gabres | Bb | trôches volcaniques | Bc | micaschistes mésozoïques | δ | dyke détritique |
| Bf | calérites | Bi | tufs volcaniques | Bq | quartzites, jaspes | | (magnétisme tholéitique permien) |



asses sur l'ensemble de la région de Gaoua (Burkina Faso)



types de roches mères

◆◆◆	socle granitique		schistes ± métamorphiques
●●●	roches volcaniques et volcanosédimentaires à tendance basique		

types de cuirasses

1	alumino ferrugineuse	niveau bauxitique
2a,2b,2c	ferrugineuses (différentes roches mères)	haut glacis
2a bis	ferrugineuse ,à bordures indistinctes	
3	ferrugineuse ,de bas de pentes	

Fig. 12 - Coupe synthétique Ouest-Est de la région de Gaoua, situant les principaux niveaux de cuirasses ferrugineuses et bauxitiques.

au sommet du relief le plus élevé de toute la région ; il convient de noter toutefois que très légèrement en contrebas, bien que presque en continuité, un petit replat est induré par une cuirasse apparemment plus ferrugineuse.

- Il arrive qu'on trouve englobées dans certaines dalles des boules cuirassées bien individualisées d'une taille généralement de l'ordre de 20 centimètres. Ces boules à texture nodulaire se différencient nettement du matériel cuirassé qui les entoure par leur teinte dominante violacée et leur pauvreté en grains de quartz. Des boules ferrugineuses assez comparables ont été décrites au sein de cuirasses de la Côte d'Ivoire (BOULANGE *et al.*, 1973), ainsi que du Burkina Faso méridional (ESCHENBRENNER et GRANDIN, 1970 ; KALOGA, 1987) ou septentrional (BOULET, 1968). Certains de ces auteurs les interprètent comme d'anciens fragments repris dans des cuirasses plus récentes. Dans notre secteur d'étude, ces boules constituent vraisemblablement des reliques du niveau intermédiaire remaniées dans les cuirasses du haut glaciaire (BOEGLIN et MAZALTARIM, 1990).

C- LES FACIES CUIRASSES

Parmi les cuirasses du haut glaciaire de la région de Gaoua, trois faciès principaux peuvent être différenciés : nodulaire, pseudonodulaire, massif. Sur les 211 échantillons de cuirasses qu'on a clairement pu classer dans l'une des trois familles définies ci-dessus, il apparaît que 47 % sont du type nodulaire, 45 % du type pseudonodulaire et 8 % du type massif.

Le faciès nodulaire est caractérisé par la présence de nombreux nodules ferrugineux d'une taille généralement comprise entre 5 mm et 1 cm ; bien individualisés, ces nodules, d'une teinte rougâtre à violacé, montrent souvent à leur périphérie un liseré brun à éclat métallique de goethite ; les éléments de quartz, quand il y en a, sont rares et à peine visibles à l'oeil nu. La matrice, nettement argileuse et de teinte d'ensemble jaunâtre à brunâtre, comporte une trame apparemment mieux ferruginisée ; dans cette matrice, à grains de quartz souvent assez abondants et de taille inférieure ou égale à un millimètre, on note la présence fréquente de tubules, généralement évidés, à bordures brun métallique.

Le faciès pseudonodulaire diffère essentiellement du précédent par le fait que les éléments y sont moins nettement individualisés ; on distingue bien certaines structures nodulaires au sein d'une trame plus ferrugineuse parcourant la matrice, mais leurs limites sont assez difficiles à définir.

Le faciès massif comporte un fond de teinte dominante jaunâtre à brunâtre, finement poreux, sans structures nodulaires discernables ; les éléments de quartz, de taille millimétrique (parfois beaucoup plus gros, de formes alors apparemment plus anguleuses y sont abondants. Bien qu'assez homogène, le fond présente souvent une trame diffuse plus sombre, correspondant vraisemblablement à une ferruginisation plus poussée. Les tubules plurimillimétriques, généralement évidés et à bordures brun métallique, sont fréquents.

On verra par la suite que les trois principaux faciès cuirassés reconnus se répartissent différemment selon la nature de la roche mère, et que ce fait revêt une grande importance du point de vue de la genèse des cuirasses.

D- CARACTERISTIQUES ANALYTIQUES DES DIFFERENTS TYPES DE CUIRASSES

1- Echantillonnage et analyses

Parmi les 267 échantillons de cuirasses étudiés sur l'ensemble du secteur de Gaoua (carte des prélèvements, Fig. 11) ont été distingués les types suivants :

- les cuirasses alumino-ferrugineuses, à tendance bauxitique (3 échantillons) ;
- les boules de cuirasses anciennes (15 échantillons) ;
- les cuirasses de haut-glacis, les plus nombreuses (237 échantillons, dont 96 sur socle, 48 sur roches volcaniques à tendance basique, 82 sur schistes, 4 sur amphibolites, 7 sur tufs) ;
- les cuirasses des plateaux à bordures indistinctes (6 échantillons) ;
- les cuirasses de niveau inférieur (6 échantillons).

Les prélèvements ont tous été réalisés à la surface de buttes et des plateaux, sous les recouvrements meubles superficiels ; on a choisi les faciès cuirassés les plus élevés, non encore affectés par les processus de dégradation qui interviennent tout en haut des profils d'altération latéritique.

Pour chacun de ces échantillons, on trouvera en annexe la composition chimique (éléments majeurs, mineurs et traces dosés par la torche à plasma) ainsi que les teneurs des principaux minéraux (quartz, kaolinite, hématite, goethite, éventuellement gibbsite et boehmite) déterminées selon le mode exposé dans le paragraphe suivant. Les compositions chimiques et minéralogiques moyennes des différents types de cuirasses reconnus dans la région de Gaoua sont données dans le tableau 6. La comparaison avec les données de BOULANGE *et al.* (1973), ainsi qu'avec celles de GRANDIN (1976) sur les cuirasses bauxitiques, intermédiaires, des haut, moyen et bas-glacis (Tableau 7 et diagramme triangulaire $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$ de la figure 13) permettront de rattacher chacun des types décrits à un niveau ou plutôt à un faciès cuirassé bien défini. Cette correspondance, telle qu'on l'a indiquée sur la figure 12, serait en bon accord avec les observations effectuées par ESCHENBRENNER et GRANDIN (1970) sur le secteur.

2- Méthodes d'étude

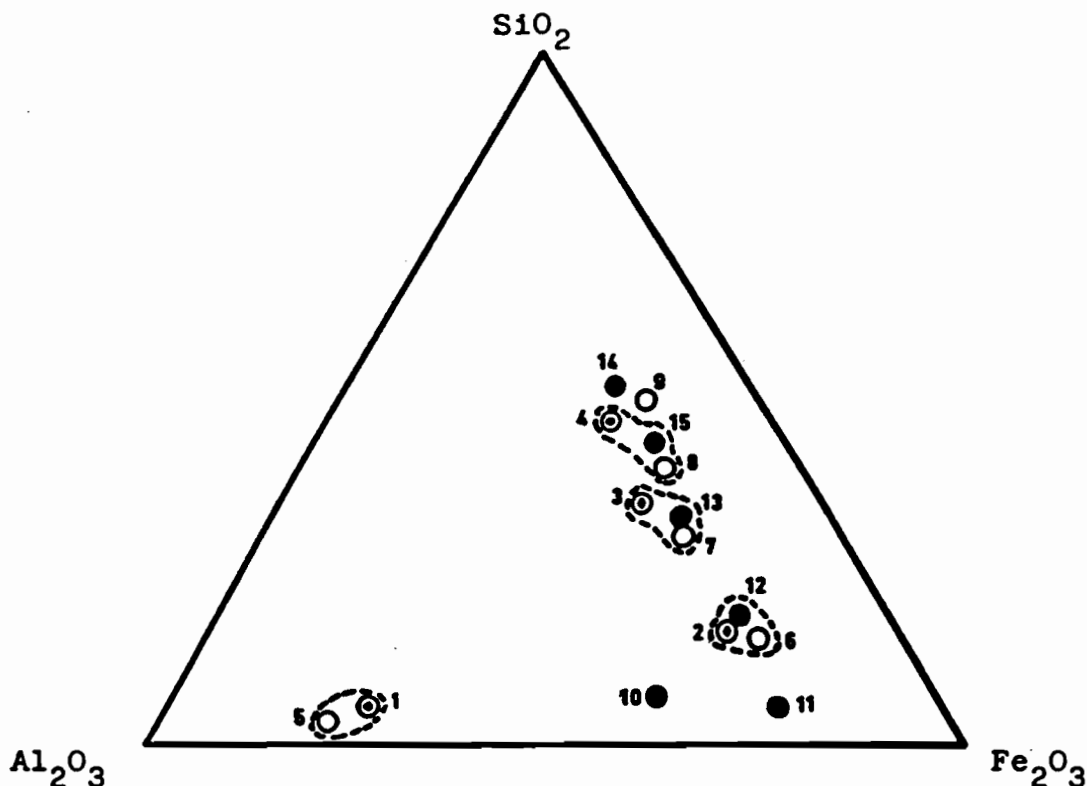
La détermination quantitative des principaux minéraux rencontrés dans les cuirasses de la région de Gaoua (quartz, kaolinite, goethite, hématite, gibbsite et accessoirement boehmite) a été effectuée à l'aide de trois méthodes complémentaires : mesures à partir des hauteurs de pics de diffraction des rayons X, calculs normatifs sur la base des analyses chimiques par torche à plasma, estimations sur diagrammes d'analyse thermique différentielle.

Pour recalculer les pourcentages respectifs des différents minéraux dans les échantillons à partir des diffractogrammes RX, il convient d'affecter les pics caractéristiques de chacun de ces minéraux d'un coefficient de correction ; outre le problème de la validité de ces coefficients suivant la nature de la matrice, se pose celui de la cristallinité des minéraux qui peut, dans certains cas, fortement influencer sur la hauteur ou la forme des pics. Enfin, comme on le verra plus loin, le taux de substitution d'aluminium dans les oxydes et oxy-hydroxydes de fer peut être déterminé à partir du déplacement de certains pics de diffraction (THIEL, 1963 ; SOLYMAR, 1970 ; DIDIER, 1983 ; SCHWERTMANN *et al.*, 1979).

Dans les calculs normatifs, il s'agit de répartir les quantités de silice, d'aluminium et d'oxyde de fer, ainsi que la perte au feu, fournies par l'analyse chimique (la somme des teneurs en tous les autres éléments représentant toujours moins de 2 % du total, sauf exceptionnellement pour certaines cuirasses alumino-ferrugineuses où les quantités de TiO_2 sont de l'ordre de 3 %) entre les principales phases minérales identifiées par

Tableau 6 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des différents types de cuirasses reconnus dans la région de Gaoua (n= nombre d'échantillons, m= moyenne, s= écart type)

	cuirasse aluminoferrugineuse		boules de cuirasse à gibbsite		boules de cuirasse à kaolinite		cuirasses du haut glacis		plateaux à bordures indistinctes		cuirasses de niveau inférieur	
	n=3 m s		n=1 m s		n=14 m s		n=237 m s		n=6 m s		n=6 m s	
SiO ₂	6,19	8,48	4,95		16,56	2,27	28,63	9,47	45,34	6,03	37,98	6,27
Al ₂ O ₃	27,27	8,92	16,52		15,98	1,93	14,68	3,29	14,12	2,09	13,00	1,60
Fe ₂ O ₃	50,69	8,47	68,82		56,51	4,93	45,13	6,99	30,32	3,74	37,62	5,96
MgO	0,02	0,00	0,02		0,04	0,04	0,10	0,04	0,10	0,02	0,14	0,04
CaO	0,20	0,00	0,20		0,20	0,00	0,21	0,04	0,20	0,00	0,20	0,00
Na ₂ O	0,05	0,00	0,08		0,05	0,01	0,09	0,06	0,05	0,00	0,07	0,06
K ₂ O	0,05	0,00	0,05		0,12	0,17	0,20	0,13	0,14	0,04	0,43	0,11
Mn ₃ O ₄	0,04	0,00	0,04		0,11	0,14	0,15	0,14	0,03	0,01	0,25	0,13
P ₂ O ₅	0,17	0,07	0,17		0,20	0,05	0,29	0,10	0,17	0,04	0,22	0,02
TiO ₂	2,07	1,05	1,28		0,78	0,15	0,72	0,24	0,48	0,07	0,64	0,11
P.F.	12,71	2,05	7,75		9,00	1,58	9,53	1,52	8,37	0,79	8,41	0,71
Somme	99,21	0,60	99,71		99,33	0,95	99,60	0,83	99,10	0,91	98,87	0,57
Sr	6	9	2		8	7	17	10	13	3	33	15
Ba	4	5	13		67	65	142	150	54	25	428	240
V	924	307	1130		1004	176	801	237	614	145	553	156
Ni	37	6	32		44	22	57	26	35	7	83	27
Co	16	3	18		21	11	36	28	21	4	60	23
Cr	386	94	282		496	279	484	256	248	65	514	224
Zn	41	12	49		72	64	81	88	29	7	61	19
Cu	44	33	51		134	110	121	73	51	13	142	61
Sc	36	16	67		60	27	30	18	10	1	22	9
Y	10	2	16		9	7	12	3	8	2	12	2
Zr	361	92	164		125	27	206	60	234	52	226	77
La	8	5	3		9	4	14	14	12	3	16	7
Ce	110	10	10		29	30	61	46	21	7	110	115
Eu	21	0	1,0		1,0	0,0	1,1	0,4	1,0	0,0	1,0	0,0
Yb	2,0	0,5	2,7		1,9	1,1	1,0	0,8	1,4	0,2	2,0	0,2
Lu	1,0	0,0	0,6		0,7	0,1	0,4	0,4	0,5	0,1	0,7	0,1
Nb	26	8	10,2		8	3	12	4	11	2	9	2
Quartz	1	2	0		1	1	15	12	32	8	27	7
Kaol.	11	15	9		36	6	31	8	32	6	29	5
Goet.	12	13	6		24	17	35	9	26	2	33	5
Héma.	43	12	64		40	16	18	9	10	4	12	4
Gibbs.	28	13	18		t	1	1	5	0	0	0	0
Boeh.	6	7	3		0	0	0	0	0	0	0	0
RPHG	79	24	86		63	24	33	15	26	8	27	7



- ⊙ BOULANGE et al.(1973): (1) bauxite; (2) niveau intermédiaire; (3) haut glacis; (4) moyen glacis;
- GRANDIN (1976): (5) bauxite; (6) niveau intermédiaire; (7) haut glacis; (8) moyen glacis; (9) bas glacis;
- dans ce travail: (10) cuirasse alumino-ferrugineuse; (11) boules à gibbsite; (12) boules à kaolinite; (13) haut glacis; (14) cuirasse des plateaux à bordures indistinctes; (15) cuirasse de niveau inférieur;

Fig. 13 - Répartition dans un diagramme triangulaire SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃ des compositions chimiques de différents niveaux et faciès cuirassés rencontrés en Afrique de l'Ouest

Tableau 7 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des différents niveaux de cuirasses en Afrique de l'Ouest: (1) d'après BOULANGE et al.(1973), (2) d'après GRANDIN (1976); n=nombre d'échantillons, m=moyenne, s=écart type, RPHG=100xHéma/(Goet+Héma)

	Niveau bauxit. (1) (n=27)		Niveau bauxit. (2) (n=18)		Niveau interm. (1) (n=41)		Niveau interm. (2) (n=42)		Haut glacis (1) (n=25)		Haut glacis (2) (n=15)		Moyen glacis (1) (n=6)		Moyen glacis (2) (n=5)		Bas glacis (2) (n=7)	
	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s
SiO ₂	3.21	1.77	2.34	1.09	14.43	4.64	13.12	4.52	30.77	8.25	24.91	5.65	41.10	9.75	34.50	12.57	41.10	8.11
Al ₂ O ₃	50.83	8.98	52.32	6.53	16.67	4.54	15.25	5.01	18.27	3.95	16.43	2.09	17.59	5.04	13.52	4.10	11.50	4.67
Fe ₂ O ₃	19.74	13.42	15.63	10.06	56.22	8.63	59.24	8.40	40.36	8.65	47.21	5.24	31.44	5.81	40.36	6.26	33.54	12.21
H ₂ O	--	--	0.14	0.11	--	--	0.10	0.01	--	--	0.10	0.00	--	--	0.10	0.00	0.53	0.58
K ₂ O	--	--	0.11	0.05	--	--	0.13	0.10	--	--	0.39	0.43	--	--	0.10	0.01	0.46	0.28
Mn ₂ O ₄	--	--	0.12	0.12	--	--	0.18	0.18	--	--	0.27	0.19	--	--	0.23	0.23	3.90	2.85
TiO ₂	2.37	0.99	2.14	1.39	0.80	0.40	0.71	0.32	0.76	0.19	0.72	0.17	0.75	0.21	0.75	0.36	0.57	0.17
K ₂ O	24.04	5.56	27.10	3.22	11.41	1.72	11.27	2.18	9.58	1.26	9.61	1.82	8.44	2.82	9.28	2.20	8.39	1.83
SOMME	100.24	1.04	99.77	0.62	99.55	1.11	99.87	0.94	99.54	0.77	99.68	1.36	99.31	0.80	98.72	1.41	100.31	1.02
Qtz	0	0	0	0	0	1	0	1	10	8	6	7	20	15	19	17	27	9
Kaol	0	0	0	0	31	10	28	10	46	8	41	7	43	13	35	10	29	12
Goet	1	4	3	6	46	23	50	23	32	15	36	19	25	15	45	10	41	16
Héma	20	15	14	9	16	15	16	15	13	11	17	17	12	13	2	2	3	4
Gibb	71	17	81	11	7	4	6	6	6	3	0	1	0	0	0	0	0	0
Boeh	8	8	2	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
RPHG	93	22	89	25	29	27	27	26	30	25	32	33	34	34	4	6	0	11

diffraction des rayons X. Il faut signaler que, très généralement, la somme des quantités d'eau perdues, à la suite du chauffage à 1000°C, par les minéraux hydratés ou hydroxydés est inférieure à la perte au feu fournie par l'analyse chimique. Les différences en valeurs absolues sont souvent de l'ordre de 1 % et peuvent atteindre 2 % ; il semble, par ailleurs, que ces écarts sont les plus importants dans les faciès les plus ferrugineux. Cette différence, que nous avons mise en évidence de façon quasi-systématique, pourrait être imputée au fait que la perte à 1000°C ne comprend pas uniquement l'eau de constitution, mais également une partie de l'eau dont on considère qu'elle était normalement déjà éliminée à 110°C. Toute tentative de modification de la composition minéralogique précédemment calculée, par augmentation des quantités de kaolinite ou de goethite (la gibbsite ne tenant qu'une place mineure dans notre échantillonnage) s'avère incompatible avec les teneurs analysées en SiO_2 , Al_2O_3 et Fe_2O_3 .

Les difficultés surgissent en principe quand un même élément doit être distribué entre plusieurs minéraux (comme l'aluminium, qui est un constituant de la kaolinite, de la gibbsite, de la boehmite, mais souvent aussi de la goethite et de l'hématite). Le problème se ramène alors à la résolution d'un système d'équations à plusieurs inconnues ; toutefois, des simplifications apparaissent généralement du fait que les associations minéralogiques dans les différents types de cuirasses ne font pas intervenir tous les paramètres théoriquement envisageables : dans les faciès alumino-ferrugineux et les boules violacées, le quartz est rare ou absent, dans les cuirasses de haut et moyen-glacis, la gibbsite - et à plus forte raison la boehmite - sont en quantités faibles ou négligeables ; par ailleurs, les teneurs en quartz, en gibbsite, ainsi que la valeur du rapport hématite/goethite peuvent être estimées directement à partir de diffractogrammes. De nombreux auteurs ont montré que l'aluminium se substituait facilement au fer dans l'hématite, et surtout dans la goethite (NORRISH et TAYLOR, 1961 ; SCHWERTMANN *et al.* 1979 ; FITZPATRICK et SCHWERTMANN, 1982 ; DIDIER, 1983 ; SCHULZE, 1982, 1984 ; TARDY et NAHON, 1985). La méconnaissance de ce fait risquerait de se répercuter, non seulement sur les quantités calculées de goethite et d'hématite, mais aussi sur celles de kaolinite et donc de remettre en cause certaines interprétations concernant la genèse des cuirasses (en particulier la théorie de l'épigénie dont il sera question plus loin). Aussi une attention particulière a-t-elle été accordée à la détermination des taux de substitution du fer par l'aluminium dans les cuirasses de la région de Gaoua : les valeurs moyennes des taux de substitution, calculés pour soixante échantillons à partir du déplacement des pics caractéristiques de diffraction, sont de l'ordre de 10 % (en moles) dans la goethite, de 5 % dans

l'hématite ; ce sont ces chiffres qui ont été systématiquement pris dans nos calculs de normes. Cela n'est pas incompatible avec le fait que, dans un même échantillon, coexistent, à l'échelle microscopique, des particules de goethite - ou d'hématite - dont les taux de substitution peuvent s'écarter beaucoup des valeurs moyennes déterminées plus haut ; à la suite de travaux sur des goethites naturelles ou synthétiques, de nombreux auteurs ont montré que l'aluminium pouvait y remplacer le fer dans des proportions molaires variant entre 0 % et 30 % (SIMON *et al.*, 1959 ; PETIT *et al.*, 1964 ; WEFERS, 1967 ; JANOT et GIBERT, 1970 ; JANOT *et al.*, 1971 ; BARDOSSY, 1982).

A titre indicatif, si le taux de substitution moyen variait de 10 % à 15 % dans la goethite représentant 40 % de la masse d'un échantillon de cuirasse, la quantité de kaolinite calculée diminuerait corrélativement d'environ 3 %, celle de quartz augmentant de moins de 2 %. Quant à la substitution de l'aluminium par le fer ferrique dans la kaolinite, dont le taux reste toujours inférieur à 3 % en moles (JANOT *et al.*, 1973 ; HERBILLON *et al.*, 1976 ; DIDIER *et al.*, 1983 ; TROLARD et TARDY, 1989), on ne l'a donc pas prise en compte dans ces calculs de normes.

La composition minéralogique des cuirasses provenant de la région de Gaoua a été reconstituée de la façon suivante :

- le rapport hématite/goethite, ainsi que les quantités de gibbsite et éventuellement de boehmite ont été estimés à partir des pics de diffraction des rayons X ;
- comme on ne tient pas compte d'une éventuelle substitution de fer dans la kaolinite, la quantité de fer dosée par analyse chimique est uniquement répartie entre l'hématite et la goethite, dans la proportion déterminée précédemment ; comme taux de substitution d'aluminium, on a pris systématiquement 10 % dans la goethite, 5 % dans l'hématite ;
- l'aluminium laissé disponible, une fois la gibbsite, la boehmite, l'hématite et la goethite formées, est affectée à la kaolinite ;
- la silice non consommée dans la kaolinite se retrouve sous forme de quartz.

Des analyses thermo-différentielles ont été effectuées par MAZALTARIM (1989) sur soixante échantillons de cuirasses du secteur étudié, à partir d'abaques réalisées sur des mélanges de compositions connues. D'après ces travaux, la corrélation entre les résultats de l'ATD et ceux des calculs de normes s'avère satisfaisante ; les erreurs sur les teneurs en kaolinite ne dépassent en général pas 3 % et n'atteignent qu'exceptionnellement 5 %.

3 - Résultats des analyses chimiques et minéralogiques

a) *Les cuirasses aluminoferrugineuses*

Les faciès les plus caractéristiques - et qui se rapprochent le plus des bauxites - ont une coloration brun-rougeâtre et présentent une texture pisolitique nette (éléments d'une taille moyenne de 5 mm, souvent d'aspect plus ferrugineux que la matrice) ; on rencontre également des cuirasses plus violacées, nodulaires ou massives. En moyenne, comme le montre le tableau 6, les échantillons provenant du Mont Koyo apparaissent riches en fer ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 51 \%$) et en alumine (27 %) mais pauvres en silice (6 %), ce qui reflète des cuirasses à fortes teneurs en hématite (43 %, avec RPHG de l'ordre de 0,80), assez riches en oxydes d'aluminium (28 % de gibbsite, 6 % de boehmite) mais peu kaolinitiques et pratiquement dépourvues de quartz. Une telle composition ne permet pas de considérer ces cuirasses, même les plus riches en alumine (27 %, avec 40 % de gibbsite et 13 % de boehmite), comme des bauxites. La comparaison avec certaines bauxites d'Afrique de l'Ouest, dont les analyses par BOULANGE *et al.* (1973), ou par GRANDIN (1976) sont données dans le tableau 7, montre que les faciès prélevés sur le Mont Koyo sont nettement plus ferrugineux et moins alumineux ; c'est ce qui est représenté sur le diagramme de la figure 13. La plupart des éléments mineurs et des traces n'apparaissent qu'en faibles quantités, du fait d'un fort lessivage. Toutefois, quelques éléments comme Ti, V, Cr ou Zr, particulièrement peu mobiles dans l'altération (MIDDELBURG *et al.*, 1988) ont été relativement concentrés ; on les trouve d'ailleurs fréquemment enrichis dans les bauxites (SADLEIR et GILKES, 1976). Il faut enfin signaler les teneurs en niobium, en cerium et en europium, élevées dans les cuirasses aluminoferrugineuses.

b) *Les boules de cuirasses violacées*

Ces boules, d'une taille généralement de l'ordre de 10 à 20 centimètres (exceptionnellement jusqu'à 1 mètre) sont englobées dans les dalles de cuirasses qu'on a attribuées au haut-glacis au sein desquelles elles apparaissent nettement individualisées. Lisses et patinées à leur surface, les boules présentent à la cassure un faciès nodulaire, de teinte dominante violacée et pratiquement dépourvu d'éléments de quartz. Sous ce même faciès, les compositions chimiques et minéralogiques (voir tableau 6) permettent en fait de distinguer deux sortes de boules de cuirasse.

- Les boules à gibbsite apparaissent très ferrugineuses ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 69 \%$, avec $\text{RGHG} = 0,86$) et assez riches en oxydes d'aluminium (gibbsite = 18 %, boehmite = 3 %) mais peu kaolinitiques et dépourvues de quartz. Une telle composition minéralogique et chimique montrant un lessivage de la plupart des éléments mineurs et traces, mais avec une relative concentration du titane et du vanadium) permet de rapprocher ces boules à gibbsite des cuirasses alu-mino-ferrugineuses du Mont Koyo, dont elles constitueraient des résidus remaniés. GRANDIN (1976), puis BOULANGE et MILLOT (1988) signalent que du matériel provenant de la fragmentation et de la dégradation de dalles bauxitiques peut se retrouver incorporé dans des cuirasses de mise en place postérieure, généralement du relief intermédiaire.

- Les boules à kaolinite (36 % en moyenne) sont également riches en fer ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 57 \%$, avec $\text{RPHG} = 0,63$), mais ne renferment pratiquement ni quartz, ni oxydes d'aluminium. Ce type de boules, beaucoup plus fréquemment rencontré que le précédent, ne présente, par contre, guère d'affinités avec les cuirasses alu-mino-ferrugineuses du Mont Koyo. Selon l'hypothèse déjà exposée par BOEGLIN et MAZALTARIM (1990), elles constitueraient des reliques du niveau intermédiaire complètement démantelé dans la région. Si on compare les compositions chimiques de ces boules (Tableau 6) à celles des cuirasses du relief intermédiaire analysées par BOULANGE *et al.* (1973) ou par GRANDIN (1976), données dans le tableau 7, on constate une parenté certaine (voir également le diagramme de la figure 13). En ce qui concerne la minéralogie, les boules et les cuirasses de niveau intermédiaire analysées diffèrent essentiellement par leurs proportions entre goethite et hématite. Les boules se révèlent beaucoup plus hématitiques ; la présence de gibbsite est, par contre, limitée aux échantillons analysés par BOULANGE *et al.* (1973) ou par GRANDIN (1976). En revanche, les cuirasses de niveau intermédiaire citées par ces auteurs aussi bien que les boules ici étudiées apparaissent riches en kaolinite et très peu quartzieuses. Comparées aux cuirasses du haut-glacis de la région de Gaoua, les boules à kaolinite s'avèrent nettement plus ferrugineuses (avec une valeur moyenne de RPHG très supérieure, comme on le voit sur le tableau 6), mais beaucoup moins quartzieuses ; les éléments traces y sont présents à des teneurs plus faibles, à l'exception de ceux qui se concentrent avec le fer (V, Cr, Sc...). Ces faits confirment bien - et on y reviendra plus loin - que les boules en question constituent un faciès plus évolué, à degré d'altération plus poussé que les cuirasses du haut-glacis.

Essayons à présent d'expliquer les différences observées entre les analyses des boules à kaolinite du secteur de Gaoua et celles des cuirasses intermédiaires de BOULANGE *et al.* (1973) ou de GRANDIN (1976) en ce qui concerne l'abondance relative de l'hématite et de la goethite. Ce sont les teneurs en ces deux minéraux qui présentent,

dans le cas des deux types de matériel cuirassé considéré, les plus fortes variabilités comme en attestent les valeurs élevées des écarts-types ; BOULANGE *et al.* (1973) signalent que, parmi les différents faciès de cuirasses du niveau intermédiaire qu'ils ont pris en compte dans leurs calculs de moyenne, certains se révèlent plus hématitiques que d'autres. Ainsi, les boules ferrugineuses à kaolinite trouvées dans la région de Gaoua correspondraient à des faciès cuirassés caractéristiques du relief intermédiaire dans lesquels l'hématite serait particulièrement bien représentée.

c) Les cuirasses du haut glacis

C'est à ce niveau qu'on a attribué la grande majorité des cuirasses de la région, en considérant qu'on pouvait les rattacher à une même surface ancienne, fortement disséquée depuis l'époque où elle a été cuirassée. A partir des 237 échantillons prélevés, trois principaux faciès de cuirasses ont été distingués : nodulaire, pseudonodulaire, massif. Les compositions chimiques et minéralogiques moyennes sur l'ensemble des cuirasses du haut-glacis dans le secteur de Gaoua figurent dans le tableau 6. Une étude détaillée de l'influence que peut avoir la nature de la roche-mère sur le faciès et la composition des cuirasses fait l'objet du chapitre suivant. Par comparaison avec les autres faciès cuirassés étudiés dans les paragraphes précédents, l'ensemble de la population des cuirasses du haut glacis présente les caractéristiques moyennes suivantes : teneurs en fer moindres ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 45 \%$), prépondérance de la goethite sur l'hématite ($\text{RPHG} = 0,33$), présence de quartz (15 %) ; la kaolinite est abondante (31 %), la gibbsite en général très peu représentée (1 % en moyenne, mais exceptionnellement jusqu'à 10 %), la boehmite inexistante. En ce qui concerne les traces, apparaissent nettement concentrés dans les cuirasses de haut-glacis les éléments suivants : Sr, Ba, Ni, Co, Zn, La, les seuls éléments notablement appauvris étant V, Sc, Yb. Par rapport aux résultats obtenus par BOULANGE *et al.* (1973) et par GRANDIN (1976) sur les cuirasses de haut-glacis (voir tableau 7), la composition moyenne de nos 237 échantillons, bien que moins alumineuse, plus quartzreuse et moins kaolinitique s'avère très voisine, comme le montre d'ailleurs le diagramme de la figure 13.

d) Les cuirasses des plateaux à bordures indistinctes

Ce type de cuirasses, très peu répandu et uniquement développé sur le socle au Nord de la ville de Gaoua, ne peut pas être rattaché avec certitude au niveau du haut glacis ni à celui du moyen glacis si on ne prend en compte que des arguments géomorphologiques. La composition moyenne obtenue sur les cuirasses des plateaux à bordures indistinctes (tableau 6) révèle des teneurs en quartz très fortes (32 %) et corrélativement assez faibles en goethite (26 %) ainsi qu'en hématite (10 %) ; la gibbsite et la boehmite n'ont pas été décelées. Par certains caractères (quantité de kaolinite, valeur du paramètre RPHG), ces cuirasses se rapprochent de celles du haut glacis. En revanche, la quasi-totalité des traces - ainsi que le titane et le manganèse - sont nettement appauvris par rapport au haut glacis (tableau 6). C'est également le cas si on compare ces cuirasses des plateaux à bordures indistinctes aux cuirasses "de niveau inférieur", dont les teneurs en quartz sont du même ordre de grandeur. Sur le diagramme de la figure 14, les cuirasses des plateaux à bordures indistinctes apparaissent plus proches des cuirasses du moyen glacis - ou même de celles du bas glacis - que de celles du haut glacis analysées par BOULANGE *et al.* (1973) ou par GRANDIN (1976). On peut interpréter les cuirasses des plateaux à bordures indistinctes comme un faciès particulier de haut glacis, dont la richesse en quartz - en relation avec un substratum très acide - serait la cause de la dilution géochimique observée ; les rebords de ces plateaux cuirassés, autrefois plus nettement marqués, auraient été érodés et écornés.

e) Les cuirasses du niveau inférieur

Trouvées en contrebas de rebords de cuirasses attribuées au haut glacis, ces carapaces ferrugineuses, très peu fréquentes dans la région étudiée, pourraient être rattachées au niveau du moyen glacis. Comme on le voit sur le tableau 6, ces cuirasses du niveau inférieur sont caractérisées par de fortes teneurs moyennes en quartz (27 %), en kaolinite (29 %) et en goethite (33 %), ce dernier minéral étant nettement mieux représenté que l'hématite (12 %, RPHG = 0,27) ; on n'a décelé ni gibbsite, ni boehmite. En ce qui concerne les éléments mineurs et les traces, on remarque que - à part le titane, le vanadium ou le scandium, peu mobiles dans l'altération - ils sont en général présents à des teneurs nettement plus élevées que dans les faciès cuirassés alumino-ferrugineux, en boules violacées, ou du haut glacis ; c'est notamment le cas d'éléments particulièrement lessivable, comme le magnésium, le potassium, le strontium ou le baryum. Les cuirasses de niveau inférieur apparaissent donc comme moins évoluées que les différents types décrits précédemment. Comparées aux cuirasses du moyen glacis de BOULANGE *et al.* (1973) et de GRANDIN (1976) - entre lesquelles existent d'assez

fortes différences de composition (voir tableau 7 et Fig. 13) - nos cuirasses de niveau inférieur seraient soit un faciès de moyen glacis légèrement plus quartzeux et moins kaolinitique (c'est ce que nous considérons comme le plus vraisemblable), soit de bas glacis plus ferrugineux et hématitique. Toutefois, dans cette dernière hypothèse, on n'arrive pas à replacer le moyen glacis entre les dalles attribuées au haut glacis et les carapaces de bas glacis, rencontrées juste en contrebas. Enfin, on pourrait considérer que les carapaces de niveau inférieur constituent une ferruginisation de bas de pente résultant d'un mouvement latéral du fer à partir d'un amont cuirassé qu'on ne peut pas rattacher à une phase de cuirassement précise.

D- EVOLUTION DES CUIRASSES

1- Les cuirasses dans le paysage actuel

A partir d'arguments géomorphologiques, mais aussi chimiques et minéralogiques compatibles avec les observations de ESCHENBRENNER et GRANDIN (1970) ainsi qu'avec les données analytiques de BOULANGE *et al.* (1973) ou de GRANDIN (1976), nous avons pu rattacher les différents types de cuirasses reconnus dans la région de Gaoua aux niveaux cuirassés définis par MICHEL (1973), en Afrique de l'Ouest. La superficie actuellement recouverte par chacun des types de cuirasses ne rend certainement pas compte de l'extension de ces niveaux à l'époque où ils se sont mis en place. Ceci est essentiellement le fait de l'érosion ; celle-ci est d'autant plus active que le matériel est moins induré (par exemple, les cuirasses du moyen glacis, généralement moins bien ferruginisées et moins épaisses que celles du haut glacis, sont davantage affectées par l'érosion) ; par ailleurs, les niveaux cuirassés ont été d'autant plus longtemps soumis à l'action de l'érosion qu'ils sont plus anciens. L'extension des bauxites - on admet que le Mont Koyo représente un lambeau cuirassé de la surface africaine, d'âge éocène - devait être considérablement plus grande au début du Tertiaire qu'elle ne l'est actuellement. L'absence du relief intermédiaire dans le paysage de la région de Gaoua pourrait être expliquée par le fait que ce niveau ne se serait jamais développé et n'aurait donc jamais existé ; toutefois, les boules de cuirasse violacée à kaolinite abondante, qu'on trouve englobées dans les dalles du haut glacis peuvent être interprétées comme des éléments remaniés de cuirasse intermédiaire, dont l'ancienne dalle aurait été complètement démantelée. En ce qui concerne le haut glacis,

on peut raisonnablement considérer qu'à l'époque de sa formation, il constituait de part et d'autre de l'axe Nord-Sud des reliefs de roches vertes une surface cuirassée quasi continue, légèrement ondulée ou pentée ; celle-ci aurait, par la suite, été morcelée sous l'action des cours d'eau : de nos jours, les contours des plateaux cuirassés se révèlent étroitement surbordonnés au réseau hydrographique (voir cartes des figures 10 et 11).

Reste à expliquer pourquoi les roches volcaniques à tendance basique n'apparaissent actuellement cuirassées que sur une fraction de leur superficie beaucoup plus faible que les substrats du type granites ou schistes. Un fait analogue a été signalé, dans le cas du haut glacis du Blafo-Guéto, par GRANDIN (1976) ; d'après cet auteur, les cuirasses formées sur roches basiques, plus vulnérables dès le départ, se dégradent plus facilement que les cuirasses sur roches acides, plus résistantes et moins affectées par le démantèlement. Pour LEPRUN (1979) toutefois, les roches basiques sont favorables au cuirassement, et les cuirasses ainsi développées, bien indurées et peu diaclasées, résistent mieux à la dégradation que celles dérivant de granites, de granitogneiss ou de migmatites. Certes, il faut également considérer que des reliques de dalles plus anciennes ont pu préserver certaines zones (en l'occurrence à substratum de roches vertes) du cuirassement de haut glacis, développé alors en contrebas. Il semble que dans le secteur étudié, ce soit l'érosion mécanique qui ait joué le rôle majeur dans la répartition des cuirasses telle qu'on l'observe aujourd'hui ; les zones où le cuirassement apparaît particulièrement peu développé correspondent aux piémonts des collines ou à l'entaille du Poni (voir figures 10 et 12), qui représentent des domaines très exposés à l'altération et à l'ablation. Par ailleurs, on a pu observer que dans la bande birrimienne de Boromo, en dehors du secteur de notre étude, les cuirasses sur "roches vertes" ont souvent une assez grande extension.

Il convient enfin de se demander si le nombre des échantillons de cuirasses attribués au haut, au moyen ou au bas glacis correspond bien aux superficies actuellement recouvertes dans la région de Gaoua par les cuirasses de ces différents niveaux. Si on s'en tient strictement au nombre des prélèvements effectués, le rapport entre la surface cuirassée du haut glacis (237 échantillons) et celle du moyen glacis (6 échantillons) serait de l'ordre de 40 ; on admettra que nos déterminations relatives aux niveaux cuirassés sont correctes. On peut toutefois penser que l'importance du cuirassement du moyen glacis (et éventuellement du bas glacis) a été sous-estimée par rapport à celle du haut glacis. Ce dernier, plus induré et topographiquement plus élevé, se présentant en buttes ou en plateaux à rebords souvent bien marqués, est beaucoup plus apparent en photographie aérienne ainsi que sur le terrain, et a davantage attiré notre attention. Les cuirasses du moyen glacis, sans dénivelée perceptible et masquées par le recouvrement ne sont généralement visibles qu'à la faveur d'entailles ; aussi, ne les

rencontre-t-on que rarement dans l'ensemble de la région de Gaoua, où leur extension a probablement été minimisée.

2- Latéritisation croissante avec l'âge des cuirasses

Essayons de caractériser, par des critères chimiques et minéralogiques, le degré d'altération croissant pour les différents types de cuirasses reconnus dans la région de Gaoua, soit, des plus jeunes aux plus anciennes : les cuirasses de niveau inférieur qu'on a attribuées au moyen glaciaire, celles du haut glaciaire, les boules violacées généralement considérées ici comme des résidus du niveau intermédiaire, et les cuirasses alumino-ferrugineuses qu'on peut rattacher à l'ancienne surface bauxitique éocène. Si on s'en tient aux trois éléments majeurs principaux (silice, aluminium, fer) et aux minéraux cardinaux (quartz, kaolinite, goéthite, hématite), la tendance générale de l'évolution en fonction de l'âge pour les différents types de cuirasses rencontrés sur l'ensemble du secteur étudié peut être schématisée de la façon suivante (voir Fig. 14) :

- lessivage progressif de la silice traduisant la dissolution du quartz pratiquement totale dans les cuirasses de niveau intermédiaire et alumino-ferrugineuses ;

- accumulation de l'aluminium, qui traduit l'augmentation de la kaolinite dans les cuirasses ferrugineuses au fur et à mesure qu'elles sont plus anciennes ; par contre, dans les faciès à tendance bauxitique, les fortes teneurs en aluminium correspondent au développement important de la gibbsite (et accessoire de la boémite) au détriment de la kaolinite qui n'est plus présente qu'en de modestes quantités ; certes, la gibbsite ne dérive pas toujours de la kaolinite comme on l'admet ici : dans certains cas, la genèse de la gibbsite sans qu'il y ait passage obligatoire par l'étape préalable de la kaolinite, a été décrite (BOULANGE, 1984 ; LUCAS, 1989 ; KOBILSEK, 1990) ;

- ferruginisation croissante, des cuirasses de moyen glaciaire à celles de haut glaciaire puis à celles de niveau intermédiaire ; toutefois, entre les boules de cuirasse qu'on a interprétées comme des témoins du niveau intermédiaire et les faciès alumino-ferrugineux provenant du Mont Koyo, les teneurs en fer décroissent légèrement, du fait de la forte augmentation du taux d'aluminium ; cette tendance s'affirme nettement si on compare les valeurs moyennes obtenues à partir d'un grand nombre d'échantillons sur les cuirasses intermédiaires (Fe_2O_3 supérieur à 55 %) d'une part, bauxitiques (Fe_2O_3 inférieur à 20 %) de l'autre, par BOULANGE *et al.* (1973) ainsi que par GRANDIN (1976) ; le rapport hématite/goéthite, caractérisé par le paramètre RPGH, croît de façon régulière avec l'âge des cuirasses.

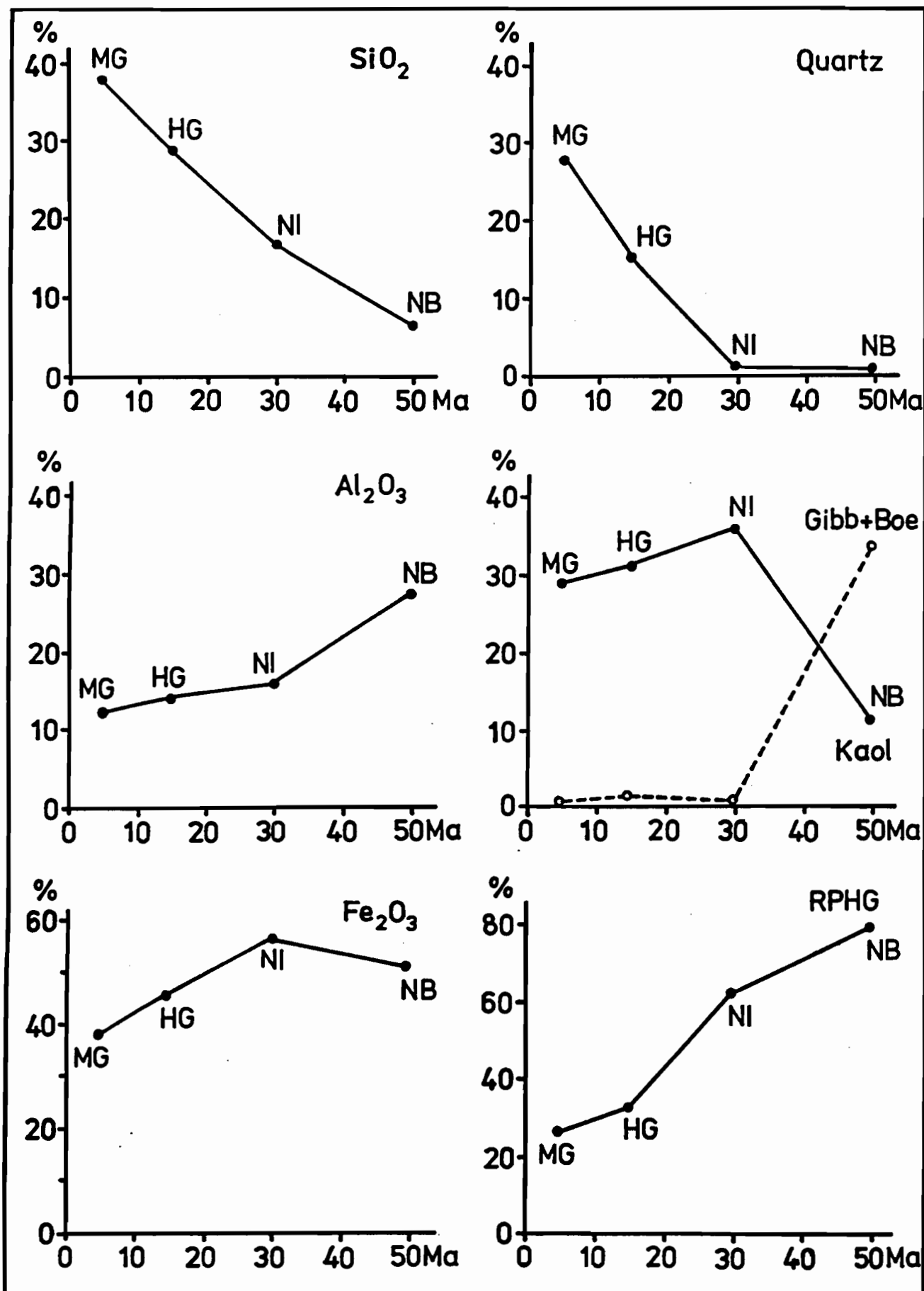


Fig.14-Evolution de quelques paramètres chimiques et minéralogiques avec l'âge (d'après TARDY, 1991) des différentes cuirasses NB= niveau bauxitique; NI= n. intermédiaire; HG, MG= haut, moyen glacis

Comme âges des différents niveaux cuirassés, on a reporté sur les six graphiques de la figure 14 les valeurs estimées par TARDY (1991), soit 5 m.a. pour le moyen glaciaire, 15 m.a. pour le haut glaciaire, 30 m.a. pour le relief intermédiaire, 50 m.a. pour la surface bauxitique éocène. Une remise en cause de la validité de ces chiffres - par exemple en adoptant plutôt les âges donnés par MICHEL (1976) - n'affecterait nullement les grandes tendances chimiques et minéralogiques démontrées à partir des cuirasses de différents âges reconnues dans notre secteur d'étude. Nos résultats sont en accord avec ceux de GOLDSCHMIDT (1937), TARDY (1969), DECARREAU *et al.* (1977) ou MIDDELBURG *et al.* (1988) qui montrent que la tendance générale, au fur et à mesure que le degré d'altération est plus poussé, consiste en un lessivage de la silice, des alcalins et des alcalino-terreux (y compris Sr et Ba), tandis que le fer et l'aluminium s'accumulent. Quant à la différence fondamentale entre les cuirasses bauxitiques et ferrugineuses, elle provient de ce que le lessivage a été beaucoup plus intense dans le cas des bauxites, formées sous climat équatorial très humide, que dans le cas des cuirasses ferrugineuses, développées en milieu tropical à saisons contrastées. Aussi PEDRO (1966, 1968) a-t-il proposé de caractériser ces deux types de latérites par le paramètre moléculaire $K_1 = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$: la valeur de ce rapport, plus faible pour les bauxites pauvres en kaolinite et en quartz mais riches en gibbsite ou en boehmite, apparaît nettement plus élevée pour les cuirasses ferrugineuses où la silice, présente sous forme de kaolinite et de quartz, a été moins lessivée et où les hydroxydes d'aluminium sont généralement rares. Les analyses de BOULANGE *et al.* (1973) et celles de GRANDIN (1976) figurant dans le tableau 7 ne montrent pas une augmentation de la teneur en kaolinite et du rapport hématite/goethite avec l'âge des cuirasses ; en effet, les faciès du niveau intermédiaire analysés par ces auteurs se révèlent nettement moins kaolinitiques et plus goethitiques que ceux provenant de la région de Gaoua. En ce qui concerne les teneurs en éléments mineurs et en éléments traces dans les différents types de cuirasses qu'on a rencontrés, il convient de signaler quelques particularités liées à l'intensité de la latéritisation (voir tableau 6). Dans les cuirasses alumino-ferrugineuses du Mont Koyo, les plus anciennes de notre secteur, les seuls éléments concentrés avec Al et Fe sont Ti, V, Cr et dans une moindre mesure Cr ; peu mobiles dans l'altération, ils se retrouvent classiquement dans les bauxites (NICOLAS et BELINGA, 1969 ; SADLEIR et GILKES, 1976) où leur accumulation serait liée à celle de la boehmite. Les boules violacées à kaolinite, qu'on assimile à des témoins de la cuirasse du relief intermédiaire complètement démantelée, constituent un faciès moins lessivé que le précédent ; elles ne renferment pratiquement plus de gibbsite ni de boehmite, mais sont néanmoins caractérisées par la concentration de certains éléments

traces (V, Cu, Sc, Cr...) volontiers associés au fer comme l'ont signalé JENNE (1968, 1977), NALOVIC (1971), MOSSER (1980) ou NARAYANASHWAMY et GHOSH (1987). Entre les cuirasses de niveau inférieur qu'on a attribuées au moyen glaciaire, l'ensemble des cuirasses de haut glaciaire et les boules violacées à kaolinite dont il vient d'être question, on note parallèlement à l'accroissement de l'âge un lessivage progressif d'éléments tels que Sr, Ba, Ni, Co, Zr, La ou Ce ; un comportement analogue avait déjà été signalé pour le potassium (BLOT *et al.*, 1973 ; WACKERMANN, 1975 ; PION, 1979). Les cuirasses à bordures indistinctes constituent un cas particulier ; bien que ces faciès n'aient apparemment pas été soumis à une altération intense, comme en témoignent l'abondance du quartz et la ferruginisation peu poussée, la plupart des éléments traces (à l'exception de V et Zr) n'y sont présents qu'en des teneurs très faibles. Ceci pourrait être dû au fait que le quartz, prédominant dans le matériel originel, a dilué les autres éléments au cours de l'altération.

3- Différents degrés d'évolution parmi les cuirasses de haut glaciaire

Outre la latéritisation de plus en plus poussée mise en évidence entre les cuirasses récentes et les cuirasses anciennes, il semble qu'au sein d'un même type de cuirasse puissent être distingués des degrés d'évolution croissants, qu'on caractérise par l'augmentation de la teneur en fer ; la concentration progressive de cet élément depuis la base jusqu'au sommet des profils d'altération latéritique constitue un fait très général, signalé par de nombreux auteurs (NAHON, 1976 ; LEPRUN, 1979 ; PION, 1979 ; ZEEGERS et LEPRUN, 1979 ; AMBROSI, 1984 ; MAZALTARIM, 1989). Dans le tableau 8, on a reporté les moyennes des compositions chimiques et minéralogiques sur l'ensemble des cuirasses du haut glaciaire (tous substratums confondus) prélevées dans la région de Gaoua, classées par teneurs en fer croissantes. On retrouvera les tendances mises en évidence entre les faciès récents et anciens, au fur et à mesure qu'ils apparaissent plus évolués ; à la concentration du fer - et accessoirement de l'aluminium et du titane -, au lessivage de la silice correspond une augmentation des quantités de goéthite mais surtout d'hématite (comme en attestent les variations du paramètre RPHG) ainsi que de kaolinite, tandis que les teneurs en quartz diminuent inexorablement. En comparant les tableaux 6 et 8, on s'aperçoit que les cuirasses du haut glaciaire à fortes teneurs en fer (classe 55 à 60 % de Fe_2O_3) sont assez proches des boules de cuirasses violacées à kaolinite, qu'on a précédemment interprétées comme des fragments remaniés de l'ancienne dalle du relief intermédiaire ; les principales différences portent sur la teneur en kaolinite et sur la valeur du rapport RPHG, un peu

Tableau 8 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des 226 échantillons de cuirasses du haut glacis provenant de la région de Gaoua (tous substrats confondus), classés par teneurs en fer croissantes; les éléments majeurs sont exprimés en % de poids d'oxydes, les éléments traces en ppm, les teneurs minéralogiques en % pondéraux; n= nombre d'échantillons, m= moyenne, s= écart type

	20-25% (n=1)		25-30% (n=5)		30-35% (n=19)		35-40% (n=25)		40-45% (n=48)		45-50% (n=76)		50-55% (n=43)		55-60% (n=7)	
	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s
S102	59.38		50.57	2.18	46.38	3.07	37.36	6.09	30.74	4.92	25.24	4.41	20.77	2.53	16.80	1.63
Al2O3	9.92		11.23	1.43	11.37	2.20	14.10	3.99	14.77	3.93	15.26	2.95	15.24	2.12	14.07	1.33
Fe2O3	24.03		28.20	1.49	32.48	1.38	37.66	1.49	42.87	1.48	47.68	1.45	52.06	1.27	57.18	1.57
MgO	0.06		0.12	0.05	0.11	0.03	0.12	0.05	0.11	0.05	0.09	0.03	0.10	0.05	0.06	0.04
CaO	0.20		0.20	0	0.21	0.05	0.22	0.07	0.21	0.04	0.20	0.01	0.22	0.06	0.20	0
Na2O	0.05		0.09	0.07	0.09	0.06	0.07	0.04	0.09	0.07	0.08	0.06	0.10	0.07	0.08	0.06
K2O	0.14		0.25	0.06	0.20	0.07	0.23	0.13	0.22	0.14	0.19	0.12	0.23	0.15	0.09	0.07
Mn3O4	0.09		0.18	0.17	0.10	0.07	0.11	0.06	0.17	0.14	0.17	0.17	0.12	0.13	0.12	0.06
P2O5	0.34		0.17	0.02	0.23	0.08	0.25	0.08	0.27	0.08	0.33	0.09	0.32	0.11	0.28	0.09
TiO2	0.62		0.58	0.11	0.60	0.10	0.65	0.17	0.71	0.26	0.76	0.23	0.70	0.25	0.84	0.24
H2O	6.69		7.40	0.43	7.73	0.90	8.86	1.93	9.48	1.44	9.90	1.31	9.94	0.92	9.94	1.16
SOMME	101.30		98.82	0.31	99.35	0.75	99.50	0.87	99.51	0.88	99.76	0.84	99.66	0.68	99.47	1
Sr	18		17	5	18	8	19	10	20	13	16	8	18	11	10	9
Ba	147		210	182	143	122	141	99	173	178	146	167	108	119	59	56
V	461		395	33	538	166	679	198	730	160	853	182	951	204	1160	352
Ni	53		52	14	44	17	47	15	54	19	60	20	66	45	70	20
Co	18		38	24	27	16	30	14	45	46	38	24	35	24	32	14
Cr	118		262	144	290	90	424	191	460	257	502	237	671	293	451	149
Zn	32		35	12	46	13	56	20	65	59	80	39	109	161	123	70
Cu	72		51	28	64	31	92	86	112	47	134	74	128	64	141	33
Sc	12		11	3	12	3	21	16	25	13	32	16	33	14	50	18
Y	11		13	3	13	3	12	2	12	3	13	3	11	4	13	5
Zr	281		298	92	270	67	253	65	216	46	197	45	169	34	139	43
La	16		10	6	13	7	12	4	13	7	13	10	17	27	9	3
Ce	83		64	32	71	61	52	26	66	50	59	39	57	48	37	24
Eu	1.0		1.1	0.1	1	0.2	1.2	0.6	1.0	0.1	1.0	0.2	1.1	0.7	1.0	0
Yb	1.3		1.3	0.5	1.3	0.6	0.9	0.6	0.9	0.7	1.0	0.8	0.7	0.8	1.5	1.0
Lu	0.5		0.5	0.5	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.6	0.5
Nb	11		13	6.3	14	4.1	12	4.3	12	3.7	12	3.9	11	5.5	13	4.7
Qtz	50		41	4	37	6	25	9	18	8	12	7	6	5	4	3
Kaol	22		25	4	25	6	29	8	31	9	31	8	33	6	30	4
Goe	23		27	5	31	3	32	8	34	7	37	9	35	10	35	13
Hem	5		7	3	8	3	12	6	16	6	19	7	25	8	31	12
Gib	0		0	0	0	0	3	9	1	6	1	4	0	1	0	0
RPHG	18		22	10	21	7	29	15	32	13	33	14	42	15	47	19

RPHG=100*Héma/(Goet+Héma)

plus élevées dans le cas des boules violacées. La parenté est encore plus nette entre les cuirasses du hautglacis relativement peu ferrugineuses (classe 35 à 40 % de Fe_2O_3) et les cuirasses de niveau inférieur, qu'on avait assimilées à du moyen glacis. Ainsi, il semble que sur une surface attribuée, en fonction de critères essentiellement géomorphologiques, à un niveau donné (ici au haut glacis) puissent être localement reconnues des zones dont les caractéristiques chimiques et minéralogiques se révèlent très voisines de celles de niveaux cuirassés plus anciens (ici, le relief intermédiaire) ou en d'autres endroits plus récents (comme le moyen glacis). Parmi les 237 échantillons de cuirasses attribuées au haut glacis dans la région de Gaoua, il s'avère que un peu plus des trois quarts (Fe_2O_3 compris entre 40 et 55 %) correspondent bien d'après les analyses, à ce niveau. Le quart restant est constitué par des cuirasses plus évoluées (Fe_2O_3 supérieur à 55 %, représentant moins de 4 % de l'ensemble de la population du haut glacis), ou moins évoluées (Fe_2O_3 inférieur à 40 % sur 20 % environ de la population). Le problème de la répartition à la surface d'un même plateau cuirassé de zones à degrés d'évolution très différents sera étudié dans le chapitre suivant.

IV- RELATIONS ENTRE LE SUBSTRATUM ET LES CUIRASSES

A- LE PROBLEME DE LA LITHODEPENDANCE

En Afrique de l'Ouest ainsi qu'en Afrique Centrale, les couvertures latéritiques sont généralement très développées et fréquemment coiffées par des cuirasses ferrugineuses plus ou moins épaisses, d'âges de mise en place variables (KING, 1948 ; MAIGNIEN, 1958 ; MICHEL, 1973 ; NAHON, 1976 ; MAC FARLANE, 1976 ; LEPRUN, 1979).

Ces cuirasses présentent des compositions minéralogiques et chimiques assez variées. Leur processus de formation consiste essentiellement en une accumulation de fer et d'aluminium ; aussi les minéraux majeurs qui les constituent sont-ils en nombre très réduit : kaolinite, goéthite, hématite, quartz, et éventuellement gibbsite. Certains minéraux résistants (quartz, zircon, ilménite, tourmaline...) peuvent s'y accumuler relativement. Certains éléments, considérés comme peu mobiles dans l'altération latéritique (Cr, P, V, Cu, ou même Zn, peuvent être concentrés dans les cuirasses avec le fer. La plupart des autres éléments (notamment les alcalins et les alcalino-terreux)

subissent un lessivage intense. Dans les cuirasses âgées et très évoluées, on ne retrouve plus guère de traits apparents de ressemblance avec les roches mères dont elles sont supposées dériver par altération ; la prospection géochimique des ressources cachées dans le substratum sain à partir d'échantillons prélevés en surface fournit des données souvent difficiles à décoder. Les cuirasses montrent-elles des relations avec les matériaux qu'elles recouvrent, ou masquent-elles leur substratum (MILLOT et PAQUET, 1976) ? En d'autres termes, sont-elles autochtones et formées par altération *in situ* d'un matériau parental aujourd'hui disparu ou sont-elles allochtones résultant en ce cas d'une mise en place par transport latéral du fer et des éléments qui l'accompagnent ? On peut également envisager la possibilité de l'altération *in situ* d'un mélange de matériaux en place et d'autres ayant subi un transport... Si les formations cuirassées sont autochtones, dans quelle mesure leurs compositions minéralogiques ou chimiques reflètent-elles celles des roches saines dont elles proviennent ?

Dans les théories allochtonistes, ont été mis en avant les mouvements latéraux de fer en solution (MAIGNIEN, 1958 ; MICHEL, 1973 ; MAC FARLANE, 1976) ainsi que les transports d'éléments figurés (LAMOTTE et ROUGERIE, 1962 ; VOGT, 1967 ; SERET, 1978), souvent sur de grandes distances. Cependant, au cours de ces vingt dernières années, les preuves de l'autochtonie des formations latéritiques - et notamment des cuirasses ferrugineuses - se sont multipliées (LEPRUN, 1972 ; BLOT *et al.*, 1973 ; WACKERMANN, 1975 ; BLOT *et al.*, 1976 ; BOULET, 1978 ; BLOT *et al.*, 1978 ; PION, 1979 ; LEPRUN, 1979 ; SCHELLMANN, 1986). Aussi peut-on aujourd'hui affirmer que les cuirasses - ces formations présentant certes des variations latérales ou verticales de faciès et de compositions - montrent souvent, par leur épaisseur, leur texture, leurs teneurs en fer, en quartz, en autres minéraux résistants ou en éléments traces, une dépendance structurale, minéralogique ou chimique plus ou moins marquée avec un matériau parental situé à proximité immédiate. C'est ce qui a été appelé la lithodépendance.

La genèse lithodépendante des profils cuirassés s'inscrit dans un schéma de descente verticale des fronts d'altération (NAHON et MILLOT, 1977) et des paysages latéritiques dans leur ensemble (BOULET, 1978 ; PION, 1979 ; LEPRUN, 1979 ; TARDY et ROQUIN, 1990), même si des différenciations latérales peuvent apparaître (NAHON, 1976). Le mécanisme invoqué consiste en un enfoncement géochimique progressif. La roche mère est généralement supposée être identique à celle qu'on trouve actuellement à la base des profils d'altération. Certes, dans les cas de proximité de contacts lithologiques obliques ou horizontaux, la composition de la roche constituant de nos jours le substratum peut être très différente de celle du matériel ayant effectivement servi de matériel parental à ces cuirasses. Par ailleurs, des

hétérogénéités - souvent difficiles à contrôler - existent au sein de toute formation géologique. Toutefois, dans le cas général, la lithodépendance s'impose comme un fait bien réel et ce concept a ouvert des horizons nouveaux dans le domaine de la prospection géochimique en zones latéritiques (ZEEGERS et LEPRUN, 1979 ; MATHEIS, 1981, 1983 ; SMITH *et al.*, 1987). Il faut toutefois préciser que la lithodépendance n'implique pas une autochtonie totale. Les cuirasses peuvent très bien refléter certains caractères de la roche sous-jacente en place, même si celle-ci a été mélangée à des matériaux allochtones. On ne peut notamment pas exclure que les boules violacées (interprétées comme des fragments du niveau intermédiaire) qu'on trouve parfois englobées dans les cuirasses du haut glacis de la région de Gaoua aient été affectées par un transport latéral.

Alors que la lithodépendance n'a jusqu'à présent été démontrée qu'à l'échelle du profil d'altération, on s'est attaché, dans ce travail, à tester celle-ci sur l'ensemble d'une région. Il convient de préciser que les cuirasses ont été prélevées à la surface, et que nous avons systématiquement choisi les faciès les plus ferrugineux, les plus indurés (donc à notre sens les plus évolués). La lithodépendance a été testée à partir de 237 échantillons provenant tous d'un même niveau, appelé "haut glacis" dans la terminologie définie par MICHEL (1973). La nature, ainsi que la répartition des roches mères sur le secteur étudié ont été déduites du travail de MARCELIN (1971). Il s'agit essentiellement des granites du socle, des "roches vertes" à tendance basique et des schistes plus ou moins métamorphisés d'âge birrimien. A part les différences de matériel parental, il semble qu'un autre paramètre influence également les compositions chimique et minéralogique des cuirasses : leur degré d'évolution. A la surface d'un même niveau cuirassé, peuvent coexister en effet des faciès d'âges différents, ayant subi une latéritisation plus ou moins poussée (TARDY *et al.*, 1988). Les interférences de ce phénomène avec la lithodépendance, notamment dans le cas des cuirasses très évoluées, seront envisagées par la suite.

B- COMPOSITIONS CHIMIQUES ET MINÉRALOGIQUES DES CUIRASSES SUIVANT LEUR SUBSTRATUM

1. Différences entre les roches mères

A la suite de l'étude du substratum menée plus haut sur l'ensemble de la région de Gaoua, on a pu distinguer trois principaux types de roches mères pour les cuirasses rattachées au niveau du "haut glacis" : les granites du socle antébirrimien, les roches volcaniques ou volcanosédimentaires à tendance basique ("roches vertes") et les schistes plus ou moins métamorphisés, ces deux derniers d'âge birrimien ; accessoirement, des cuirasses peuvent s'être développées sur des amphibolites du socle ou sur des tufs birrimiens. Ces différents types de roches mères sont caractérisés par des cortèges d'éléments chimiques et de minéraux spécifiques qu'on a récapitulés dans le tableau 9.

2. Comparaison entre les cuirasses suivant leur roche mère

a) Les cuirasses de haut glacis, leurs points communs sur les différents substratums

Seules les cuirasses du "haut glacis", constituant une population suffisamment importante (237 échantillons, dont 96 sur granites, 48 sur "roches vertes", 82 sur schistes, 4 sur amphibolites, 7 sur tufs), seront prises en compte par la suite pour l'étude de la lithodépendance. La dénomination cuirasses de "haut glacis" désigne ici les formations attribuées à ce niveau à partir d'arguments purement géomorphologiques (MICHEL, 1973 ; GRANDIN, 1976) ; on a pourtant montré dans un chapitre précédent que certains faciès qui pouvaient être rattachés au niveau du "haut glacis" présentaient, suivant leur degré d'évolution, des caractères minéralogiques et géochimiques les rapprochant dans certains cas davantage des cuirasses du moyen glacis, ou, dans d'autres cas, du relief intermédiaire.

Le tableau 10 donne les compositions moyennes des cuirasses du haut glacis sur chacun des cinq types de substratum considérés. Il convient de remarquer la relative homogénéité, après correction du quartz, des teneurs en éléments et en minéraux principaux entre les cuirasses dérivant de différentes roches mères (Tableau 11). A l'exception des cuirasses sur tufs, sensiblement plus kaolinitiques et moins hématitiques, on note une bonne concordance des teneurs en silice, en aluminium, en fer, de la perte au feu, des quantités de kaolinite, de goethite, d'hématite ainsi que des valeurs

Tableau 9 - Cortèges des éléments chimiques caractéristiques des différents types de roches mères, et des familles de cuirasses selon leur substratum; liste des éléments respectant la lithodépendance

	Cortège d'éléments traces caractéristique des roches mères	Cortège d'éléments traces caractéristique des cuirasses	Éléments en fortes teneurs dans roche-mère et cuirasse
Granites	quartz, Si, Na, K, Sr, Ba, Zr, La, Ce	quartz, Si, Ti, Zr, Ce	quartz, Si, Zr, Ce
Schistes	quartz, Si, K, Ti, Zr, Y, Yb, Nb	quartz, Si, Mg, K, Sr, Ba, Zr	quartz, Si, Zr
Roches basiques	Fe, Mg, Ca, Mn, V, Cr, Zn, Cu, Sc, Co	Fe, V, Co, Cr, Zn, Cu, Sc	Fe, V, Co, Cr, Zn, Cu, Sc
Amphibolites	Fe, Ti, Mg, Ca, Na, Mn, V, Zn, Sc, Yb, Nb	Fe, Ti, Mn, V, Cu, Sc, Nb	Fe, Ti, Mn, V, Sc, Nb
Tufs	quartz, Fe, Ti, V, Zn, Cu, Sc, Nb	Mn, Ti, V, Cr, Zn, Cu, Sc, Ce	Ti, V, Zn, Cu, Sc

Tableau 10 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des cuirasses du haut glaciaire sur différents types de substrats; éléments majeurs en % de poids d'oxydes, éléments traces en ppm, teneurs minéralogiques en % pondéraux; n=nombre d'échantillons, m=moyenne, s=écart type

	granites (n=96)		schistes (n=82)		r. vertes (n=48)		amphib. (n=4)		tufs (n=7)		ensemble (n=237)	
	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s
SiO2	29.86	9.72	31.95	9.48	22.38	5.02	19.80	3.51	20.93	1.90	28.63	9.47
Al2O3	14.79	3.01	13.01	2.86	16.58	3.19	16.65	1.87	18.64	1.68	14.68	3.29
Fe2O3	43.94	7.32	44.03	7.21	48.76	4.63	50.99	6.76	46.29	3.64	45.13	6.99
MgO	0.09	0.03	0.12	0.04	0.09	0.05	0.04	0.01	0.03	0.01	0.10	0.04
CaO	0.21	0.05	0.21	0.05	0.20	0.02	0.20	0	0.20	0	0.21	0.04
Na2O	0.08	0.06	0.10	0.06	0.09	0.07	0.09	0.09	0.05	0.01	0.09	0.06
K2O	0.12	0.05	0.32	0.13	0.19	0.10	0.08	0.03	0.18	0.19	0.20	0.13
Mn3O4	0.15	0.14	0.13	0.13	0.15	0.14	0.19	0.18	0.24	0.12	0.15	0.14
P2O5	0.28	0.09	0.31	0.10	0.29	0.10	0.21	0.07	0.26	0.07	0.29	0.10
TiO2	0.80	0.26	0.58	0.11	0.74	0.22	0.96	0.31	1.01	0.17	0.72	0.24
H2O	9.45	1.53	8.87	1.27	10.43	1.31	10.56	1.04	11.61	0.63	9.53	1.52
SOMME	99.61	0.89	99.51	0.81	99.76	0.72	98.65	1.13	99.25	0.76	99.60	0.83
Sr	12	6	25	9	16	8	11	6	14	3	17	10
Ba	119	153	172	140	135	152	163	255	151	124	142	150
V	880	233	646	178	885	201	960	327	864	216	801	237
Mn	57	32	57	16	59	29	58	8	41	9	57	26
Co	36	26	35	20	40	43	29	12	24	10	36	28
Cr	381	165	539	269	622	304	315	150	409	201	484	256
Zn	66	25	67	29	126	179	79	25	150	46	81	88
Cu	117	76	103	62	134	51	161	70	289	66	121	73
Sc	31	16	18	9	38	16	53	7	72	16	30	18
Y	11	3	13	3	12	4	10	4	17	3	12	3
Zr	210	57	221	67	184	44	151	53	169	39	206	60
La	13	9	13	7	16	26	14	10	14	6	14	14
Ce	64	45	56	42	58	42	56	33	110	84	61	46
Eu	1.1	0.3	1.0	0.2	1.1	0.6	1.0	0	1.0	0.1	1.1	0.4
Yb	0.9	0.7	0.9	0.8	1.1	0.9	1.7	1.1	1.7	0.8	1.0	0.8
Lu	0.3	0.4	0.3	0.4	0.5	0.5	0.4	0.5	0.7	0.4	0.4	0.4
Nb	12	5	12	4	11	5	17	7.7	13	4	12	4
Qtz	17	12	21	12	7	7	4	3	2	1	15	12
Kaol	31	7	27	7	35	8	37	6	42	4	31	8
Goet	33	8	36	8	37	10	38	10	46	6	35	9
Ména	19	10	16	8	20	9	21	12	10	7	18	9
Gibb	1	5	1	4	1	4	0	0	0	0	1	5
Boeh	8	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
RPHC	35	16	30	13	35	16	35	19	17	12	33	15

RPHC=100Ména/(Goet+Ména)

du paramètre RPHG pour toutes les autres cuirasses. Une telle convergence résulterait du processus de cuirassement lui-même qui consiste en un lessivage intense des alcalins et des alcalino-terreux, en une élimination plus ou moins importante de la silice et en une concentration sur place du fer et de l'aluminium (NAHON, 1976 ; BLOT *et al.*, 1978 ; PION, 1979 ; LEPRUN, 1979).

Voyons à présent quels éléments différencient les cuirasses du "haut glacis" suivant qu'elles se sont développées sur des roches mères de natures variées (Tableaux 9 et 10).

b) Caractéristiques des cuirasses sur granites

Les cuirasses sur granites sont plus riches en titane et en cerium que celles sur roches vertes ou sur schistes ; le zirconium y est assez bien représenté ; par contre, les alcalins et les alcalino-terreux abondants dans la roche mère (Na, Kn Sr, Ba) ont subi un fort lessivage dans les cuirasses ; les teneurs moyennes en fer et en chrome y apparaissent faibles, par rapport aux cuirasses dérivant d'autres types de substratums. A part le quartz, abondant (17 %), les autres minéraux se trouvent en des quantités voisines de la moyenne ; le rapport RPHG est de 35 %, la gibbsite ne se rencontre que rarement.

Tableau 11 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes, après correction du quartz, des cuirasses du haut glacis de la région de Gaoua selon la nature de leur substratum

	granites (n=96)	r. vertes (n=48)	schistes (n=82)	amphibol. (n=4)	tufs (n=7)	ensemble (n=237)
SiO ₂	15,49	16,54	13,86	16,46	19,32	16,04
Al ₂ O ₃	17,83	16,75	16,47	17,34	19,02	17,27
Fe ₂ O ₃	52,94	52,43	55,73	53,11	47,23	53,09
P.F.	11,39	11,22	11,23	11,00	11,85	11,21
Somme	97,64	96,94	97,29	97,91	97,42	97,61
Qtz	0	0	0	0	0	0
Kaol.	37	37	34	38	43	36
Goet.	39	40	45	40	47	42
Héma.	23	22	20	22	10	21
Gibb.	1	1	1	0	0	1
RPHG	36	35	30	35	18	33

RPHG= 100xHéma/(Héma+Goet)

c) Caractéristiques de cuirasses sur "roches vertes"

Les cuirasses sur roches à tendance basique sont très ferrifères et alumineuses, mais corrélativement pauvres en silice ; les éléments traces caractéristiques sont V, Co, Cr, Zn, Cu, Sc. Sur le plan de la minéralogie, ces cuirasses s'avèrent peu quartzieuses, bien pourvues en goéthite et en hématite avec RPHG = 35 % ; comme dans le cas précédent, la gibbsite n'est que faiblement exprimée.

d) Caractéristiques des cuirasses sur schistes

Les cuirasses sur schistes apparaissent les plus siliceuses et les moins alumineuses de toutes celles du haut glacis ; y sont par ailleurs bien représentés Mg, K, Sr, Ba et Zr ; ce n'est que dans quelques uns des échantillons sur schistes que les concentrations en arsenic, qui restent systématiquement inférieures au seuil de détection (200 ppm) dans les autres types de cuirasses, peuvent être déterminées : dans certains cas exceptionnels, elles dépassent 2000 ppm. C'est dans les cuirasses dérivant de schistes que les teneurs moyennes en quartz sont les plus fortes (21 %) et celles en kaolinite les plus faibles (27 %) ; la valeur moyenne du paramètre RPHG avoisine 30 %.

e) Caractéristiques des cuirasses sur amphibolites

Les cuirasses sur amphibolites sont peu siliceuses, mais assez alumineuses et très ferrifères ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 51\%$ en moyenne) ; les éléments mineurs et traces les plus abondants sont Ti, Mn, V, Cu, Sc et Nb. Pauvres en quartz, ces cuirasses apparaissent, par contre, riches en kaolinite (37 %) ; la valeur de RPHG y est de 35 %.

f) Caractéristiques des cuirasses sur tufs

Les cuirasses sur tufs sont celles qui présentent les traits les plus originaux. Peu siliceuses et moyennement ferrifères, elles s'avèrent en revanche très alumineuses ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 19\%$) ; les autres éléments les plus concentrés sont Mn, Ti, V, Cr, Sc, Ce, mais surtout Zn et Cu. En ce qui concerne la minéralogie, les cuirasses sur tufs apparaissent les plus pauvres en quartz (2 %), mais les plus riches en kaolinite (42 %) et en goéthite (46 %) ; c'est dans ce type de cuirasses que la proportion d'hématite par rapport à la goéthite est, de loin, la plus faible (RPHG = 17 % en moyenne).

3- Les limites de la lithodépendance dans la région de Gaoua

On ne peut parler de lithodépendance que quand de fortes teneurs en un ou plusieurs éléments spécifiques d'une roche mère donnée se retrouvent dans le matériel altéré qui en dérive. Ainsi, d'après PION (1979), les fortes concentrations en Si, Al, Na, K dans les cuirasses reflètent-elles généralement des granites, en Fe, Mg, Mn, Ti, des amphibolites, en Fe, Ti, V, Cu, des roches basiques ou neutres. Pour MATHEIS (1983), le cortège Mn, Cr, Ni, Co, Cu, Zn est indicateur d'une roche mère ultrabasique. AMBROSI (1984) décrit les associations Ni-Cu-Zn, La-Ce, K-Cr, comme assez caractéristiques d'un matériel originel de nature basique.

Comme on le voit dans le tableau 9, la lithodépendance existe dans le cas des cuirasses du "haut glacis" de la région de Gaoua, mais elle n'est clairement marquée que pour un nombre limité d'éléments.

Certains éléments se révèlent tout à fait impropres à la différenciation des cuirasses par type de roche mère ; ainsi, entre les cuirasses sur granites, sur roches à tendance basique ou sur schistes, les teneurs en éléments tels que Ca, Na, Mn, P, Ni, Y, La, Eu, Yb, Lu et Nb apparaissent-elles très voisines, et donc non significatives. Le tableau 9 montre pourtant que certains parmi eux sont caractéristiques d'un type de substratum (comme La dans les granites ; Ca et Mn dans les "roches vertes" ; Y, Yb et Nb dans les schistes).

Il arrive par ailleurs que certains éléments, pas particulièrement bien représentés dans une famille de roche mère donnée, s'avèrent caractéristiques des cuirasses correspondantes ; c'est notamment le cas de Ti sur granites, de Sr ou Ba sur schistes, de Cu sur amphibolites, de Mn ou Cr sur tufs (voir tableau 9).

Si les teneurs moyennes en certains éléments permettent effectivement de reconnaître les familles de cuirasses suivant leurs roches mères, cette discrimination est beaucoup plus délicate pour les échantillons pris individuellement : les teneurs s'y écartent souvent d'une manière sensible de la moyenne (voir valeurs des écarts types sur le tableau 10) et n'apparaissent alors pas caractéristiques d'un type de matériel d'origine.

C- LITHODEPENDANCE ET DEGRE D'EVOLUTION DES CUIRASSES ; HOMOGENEISATION DES COMPOSITIONS

1. Tendances générales

Aussi bien entre les types de cuirasses de niveaux et d'âges différents (voir tableau 6 et fig. 13) que parmi les cuirasses rattachées à un même niveau (comme le "haut glacis", voir tableau 8), on a précédemment mis en évidence des degrés d'évolution croissants ; ceux-ci qui ont été caractérisés par l'augmentation des teneurs en Fe_2O_3 dans les cuirasses ferrugineuses, peuvent être reliés à des époques de mise en place de plus en plus anciennes. L'évolution des éléments majeurs, au fur et à mesure que le fer se concentre, est marquée par une forte diminution des teneurs en silice, tandis que celles en alumine progressent légèrement. Ces variations géochimiques reflètent, parallèlement à un accroissement des quantités d'oxydes de fer (avec toutefois une augmentation plus rapide pour l'hématite que pour la goéthite), un très net lessivage du quartz ; dans le système à nombre de paramètres limités (quartz, kaolinite, goéthite, hématite) où nous travaillons, les deux tendances dominantes mentionnées ci-dessus sont compensées par une lente augmentation des teneurs en kaolinite. Ces tendances ont été observées indépendamment de toutes distinctions liées à la nature du substratum. Parmi tous les éléments libérés lors de l'altération des minéraux primaires, certains, peu mobiles sont partiellement repris dans des minéraux néoformés, essentiellement la goéthite et l'hématite. Dans le cas des traces, il s'agit soit d'une absorption en surface, soit d'une intégration dans les structures cristallines (JENNE, 1968 ; ANAND et GILKES, 1984 ; KÜHNEL, 1987) à la suite d'une diffusion pénétrative (GAY, 1959) ; ces deux mécanismes sont fortement influencés par le contexte physico-chimique. La lithodépendance, dont on a montré précédemment qu'elle était effective même si elle n'apparaissait pas toujours très nettement, est-elle affectée par le degré d'évolution des cuirasses ? A-t-elle tendance à s'accroître pour certains éléments, ou à s'estomper pour d'autres, au fur et à mesure que se concentrent les oxydes de fer ? Dans le but de résoudre ce problème, on a calculé les compositions chimiques et minéralogiques moyennes par teneurs en fer croissantes des cuirasses de haut glacis développées sur granites (tableau 12), sur roches à tendance basique (tableau 13) et sur schistes (tableau 14). A partir des valeurs données dans ces tableaux, ont été tracées les variations des teneurs en éléments chimiques (figures 15 I, 15 II, 15 III, 15 IV) et en minéraux (fig. 16) dans les cuirasses dérivant des trois principales familles

de roches mères en fonction de la quantité de fer. Le mode de représentation choisi sur les figures mentionnées ci-dessus est par certains points ambigu : si certains éléments (Na, Mg, Sr, Ca) semblent plus rapidement lessivés dans les cuirasses sur granites et sur schistes que dans celles sur roches vertes, c'est simplement parce que notre échantillonnage sur ces dernières ne comporte pas de faciès cuirassés peu ferrugineux ; par ailleurs, l'évolution géochimique d'un même élément peut présenter des tendances contraires au fur et à mesure de la ferruginisation : dans le cas du zirconium, fort enrichissement entre la roche mère et les cuirasses peu ferrugineuses, puis nette élimination avec l'accumulation en fer ; dans le cas du zinc, lessivage entre la roche mère et les cuirasses à faibles teneurs en fer, puis concentration progressive avec le fer.

Tableau 12 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des 96 échantillons de cuirasses du haut glacis sur granites, classées par teneurs en fer croissantes; les éléments majeurs sont exprimés en % de poids d'oxydes, les éléments traces en ppm, les teneurs minéralogiques en % pondéraux; n= nombre d'échantillons, m= moyenne, s= écart type

	20-25% (n=1)		25-30% (n=2)		30-35% (n=10)		35-40% (n=14)		40-45% (n=18)		45-50% (n=34)		50-55% (n=12)		55-60% (n=5)	
	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s
SiO2	59.38		52.20	1.99	45.30	2.80	36.84	5.81	30.81	4.16	24.64	3.81	21.57	2.68	16.49	1.03
Al2O3	9.92		10.52	2.12	12.37	1.88	14.40	3.76	14.87	3.56	15.98	2.44	14.98	2.18	14.53	1.27
Fe2O3	24.03		27.59	1.42	32.39	1.37	37.67	1.51	42.67	1.52	47.38	1.47	51.74	1.29	57.54	1.67
MgO	0.06		0.09	0.01	0.10	0.03	0.09	0.03	0.10	0.04	0.09	0.02	0.07	0.03	0.04	0.01
CaO	0.20		0.20	0	0.20	0	0.24	0.09	0.21	0.06	0.20	0.01	0.22	0.06	0.20	0
Na2O	0.05		0.05	0	0.07	0.05	0.07	0.05	0.07	0.05	0.07	0.05	0.11	0.08	0.08	0.07
K2O	0.14		0.26	0.10	0.17	0.06	0.15	0.07	0.11	0.03	0.11	0.03	0.09	0.03	0.06	0.01
Mn3O4	0.09		0.04	0.02	0.08	0.04	0.11	0.05	0.20	0.16	0.18	0.18	0.16	0.08	0.10	0.05
P2O5	0.34		0.15	0	0.20	0.05	0.28	0.09	0.27	0.08	0.31	0.09	0.31	0.09	0.27	0.09
TiO2	0.62		0.53	0.16	0.59	0.09	0.66	0.19	0.83	0.31	0.86	0.21	0.96	0.31	0.89	0.15
H2O	6.69		7.23	0.79	8.03	0.85	9.16	2.01	9.45	1.31	10.10	1.38	9.82	1.13	9.32	0.59
SOMME	101.30		96.68	0.37	99.32	0.85	99.53	0.76	99.45	0.90	99.77	0.89	99.88	0.82	99.31	1.09
Sr	18		12	0.1	13	3	14	5	14	11	11	4	8	5	5	2
Ba	147		46	31	96	59	115	92	206	247	110	148	84	99	34	43
V	461		387	53	587	198	774	210	846	90	949	164	1091	136	1194	176
Ni	53		48	22	46	17	43	17	54	22	58	20	80	70	69	25
Co	18		21	4	23	10	29	15	44	32	40	30	39	23	26	8
Cr	118		160	32	261	86	394	165	358	158	417	171	441	163	416	123
Zn	32		23	7	40	12	62	24	57	17	74	24	87	20	84	11
Cu	72		61	40	64	41	108	113	108	44	137	88	134	38	132	33
Sc	12		12	3	13	4	24	20	28	10	36	13	39	11	57	16
Y	11		11	5	12	3	12	2	11	3	12	3	10	3	11	2
Zr	281		224	68	265	55	237	98	214	51	206	46	159	42	147	44
La	16		8	8	11	4	13	5	14	8	14	13	11	3	9	3
Ce	83		36	12	52	20	61	25	80	68	65	43	65	53	35	20
Er	1.0		1.0	0	1.1	0.2	1.3	0.8	1.0	0.01	1.1	0.2	1.0	0	1.0	0
Yb	1.3		1.4	0.9	1.2	0.4	0.9	0.7	0.8	0.5	1.0	0.9	0.5	0.4	1.4	1.1
Lu	0.5		1.0	0	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.7	0.5
Hf	11		16	11.2	14	2.4	11	4.5	12	3.6	12	4.7	9	5.1	13	5.2
Qtz	50		43	4	34	5	24	9	17	7	11	5	8	5	3	2
Kaol	22		23	6	27	5	29	8	31	9	32	8	32	5	32	3
Goet	23		27	4	31	3	34	7	32	8	35	9	32	10	29	7
Mma	5		6	2	6	3	11	5	17	7	20	7	28	9	37	7
Gibb	0		0	0	0	0	2	0	2	7	2	5	1	2	0	0
OPHC	18		18	8	21	7	25	12	35	15	37	14	48	16	56	10

OPHC=100xHma/(Goet+Hma)

2. Gammes des teneurs en fer dans les cuirasses

On voit sur les tableaux 12, 13 et 14 que l'éventail des teneurs en fer dans les cuirasses varie suivant la nature du substratum.

- Les 96 échantillons de cuirasses sur granites montrent des teneurs en fer comprises entre 20 % et 60 % (dont 88 entre 30 % et 55 %).

- Pour les 47 échantillons de cuirasses sur roches à tendance basique, elles sont comprises entre 35 % et 60 % (dont 44 entre 40 % et 55 %).

- Pour les 81 échantillons de cuirasses sur schistes, elles sont comprises entre 25 % et 55 % (dont 78 entre 30 % et 55 %).

Les classes à teneurs en fer extrêmes ne contiennent que peu d'échantillons ; les teneurs maximales dépassent rarement 55 %, quelle que soit la roche mère. Alors que les teneurs minimales sont parfois inférieures à 30 % dans les cuirasses sur granites et sur schistes, celles sur roches vertes ne renferment qu'exceptionnellement moins de 40 % de fer. Cette gamme de teneurs en fer a été précédemment mise en relation avec le degré d'évolution des cuirasses, les faciès les plus ferrugineux étant les plus évolués et les plus anciens. La coexistence de zones, montrant une latéritisation plus ou moins poussée à la surface d'un même plateau cuirassé, sera expliquée dans le chapitre suivant comme le résultat d'une érosion d'intensité localement variable.

3. L'homogénéisation dans le cas des éléments lessivés

Considérons dans un premier temps les éléments qui, quelle que soit leur roche mère, subissent un lessivage quand le cuirassement progresse. C'est ce qui se produit pour des éléments assez mobiles (Si), ou très mobiles (Na, Mg, K, Ca, Sr, Ba) au cours de l'altération, comme l'ont signalé de nombreux auteurs (GOLDSCHMIDT, 1937 ; TARDY, 1969 ; MIDDELBURG *et al.*, 1988) ; Zr, réputé très peu mobile (MIDDELBURG *et al.*, 1988), finira par être lessivé dans les cuirasses fortement ferrugineuses.

Un certain nombre d'alcalins et d'alcalino-terreux, de teneurs très différentes au niveau des roches mères, ne se retrouvent plus qu'en des quantités très faibles déjà dans les cuirasses les moins ferruginisées ; c'est le cas de Na, Mg, Ca (fig. 15 I) et de Sr (fig. 15 II). L'élimination quasi totale de ces éléments a donc eu lieu dans un stade d'altération antérieure, moins complète ; la décroissance de la silice à partir des roches mères (teneurs moyennes dans les granites : 71 %, dans les schistes : 65 %, dans les roches vertes : 56 %) suit de façon très régulière la concentration en fer des cuirasses.

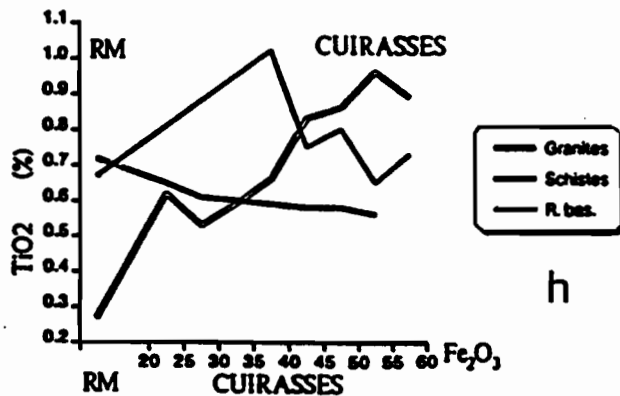
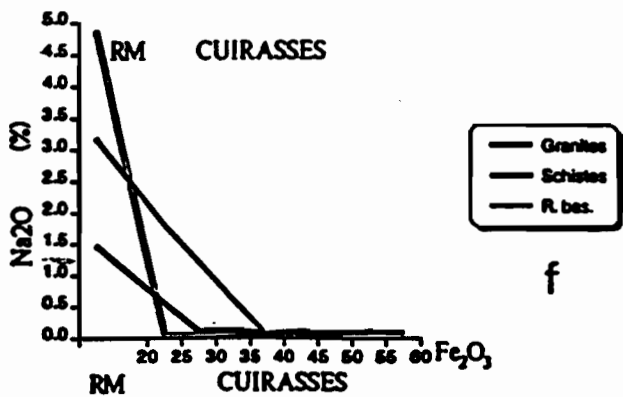
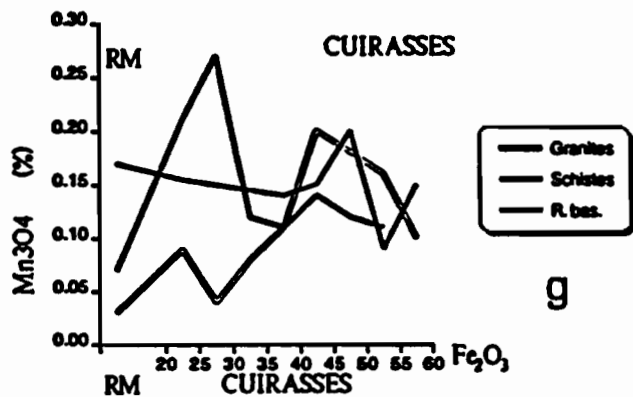
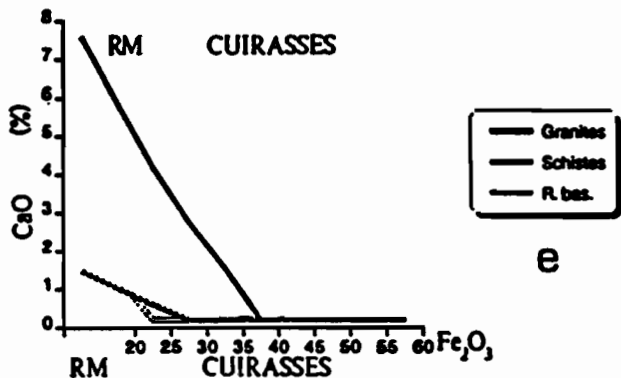
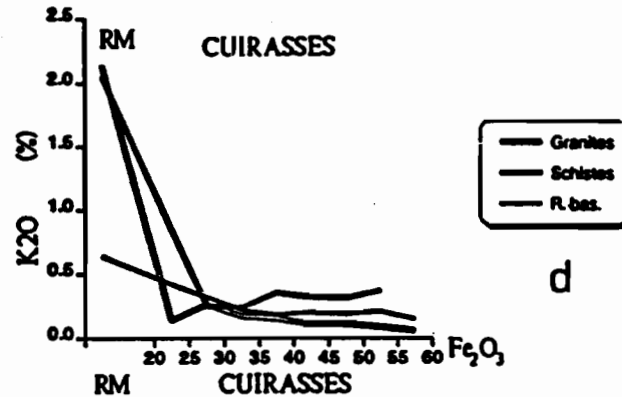
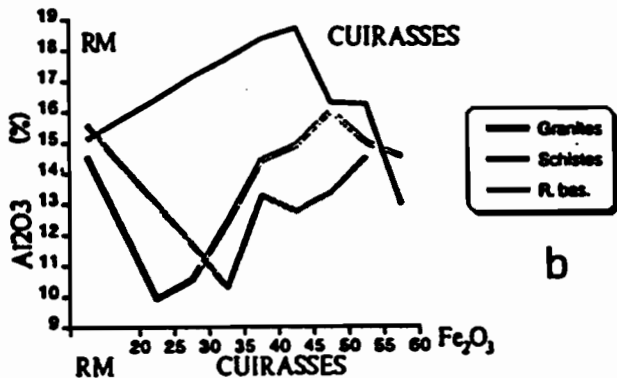
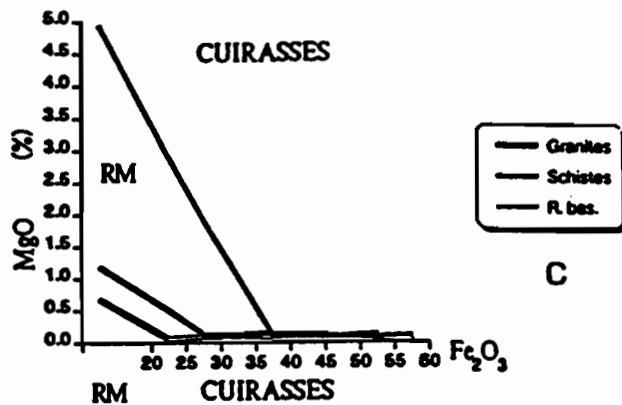
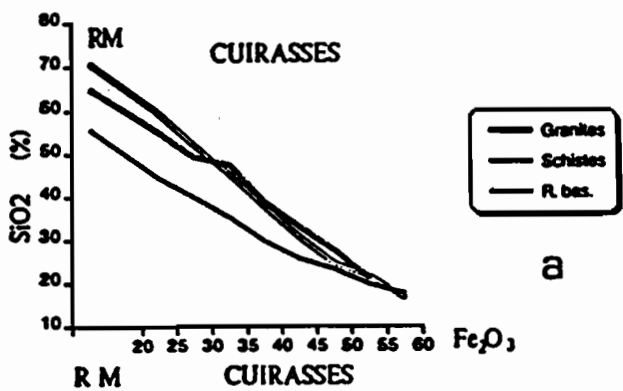


Fig. 15I - Evolution en fonction du fer des compositions chimiques moyennes des cuirasses sur granites, schistes et roches basiques de la région de Gaoua, au Burkina Faso.

- a) SiO₂;
- b) Al₂O₃;
- c) MgO;
- d) K₂O;
- e) CaO;
- f) Na₂O;
- g) Mn₃O₄;
- h) TiO₂.

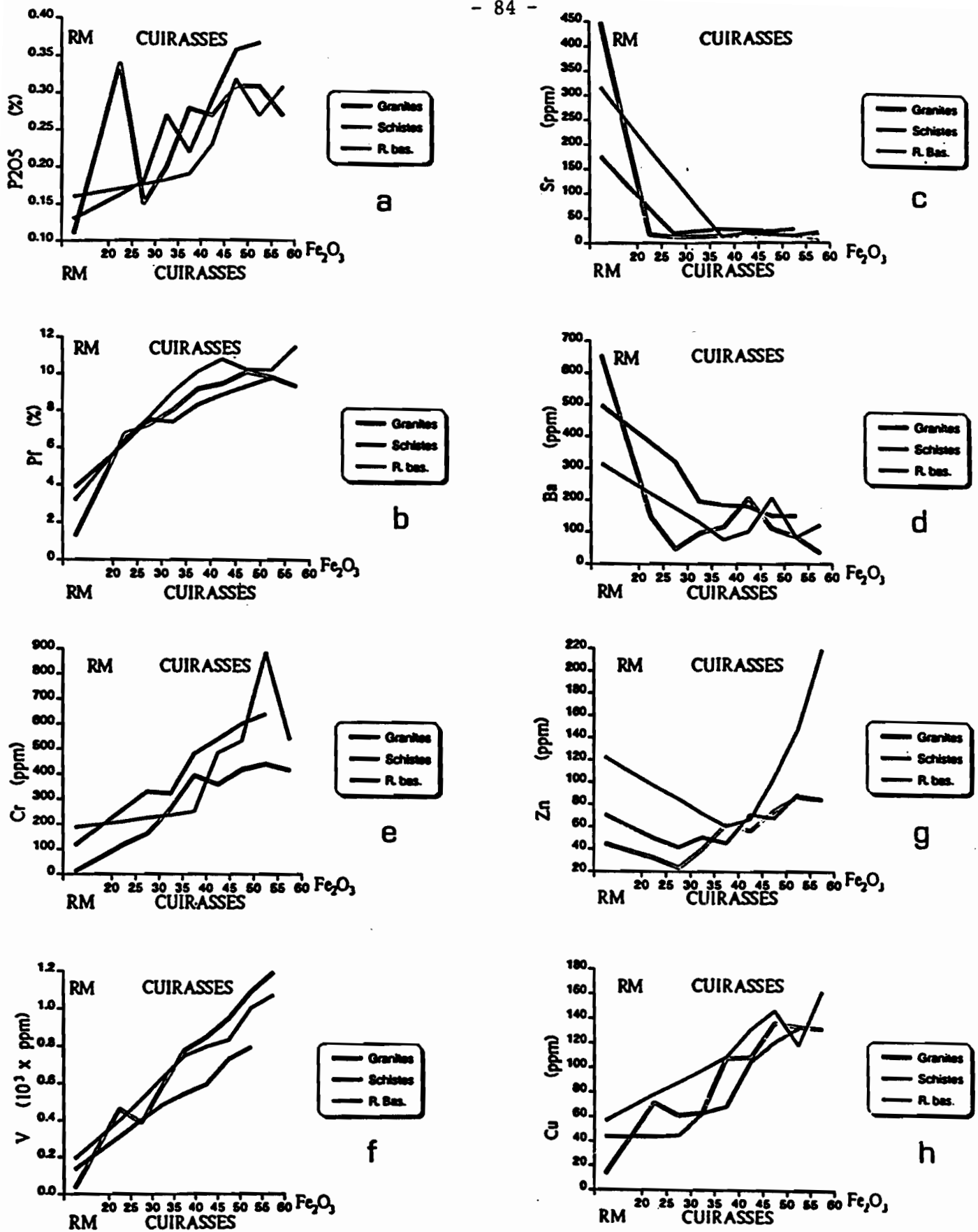


Fig. 15II - Evolution en fonction du fer des compositions chimiques moyennes des cuirasses sur granites, schistes et roches basiques de la région de Gaoua, au Burkina Faso.

- a) P₂O₅;
- b) Pf;
- c) Sr;
- d) Ba;
- e) Cr;
- f) V;
- g) Zn;
- h) Cu.

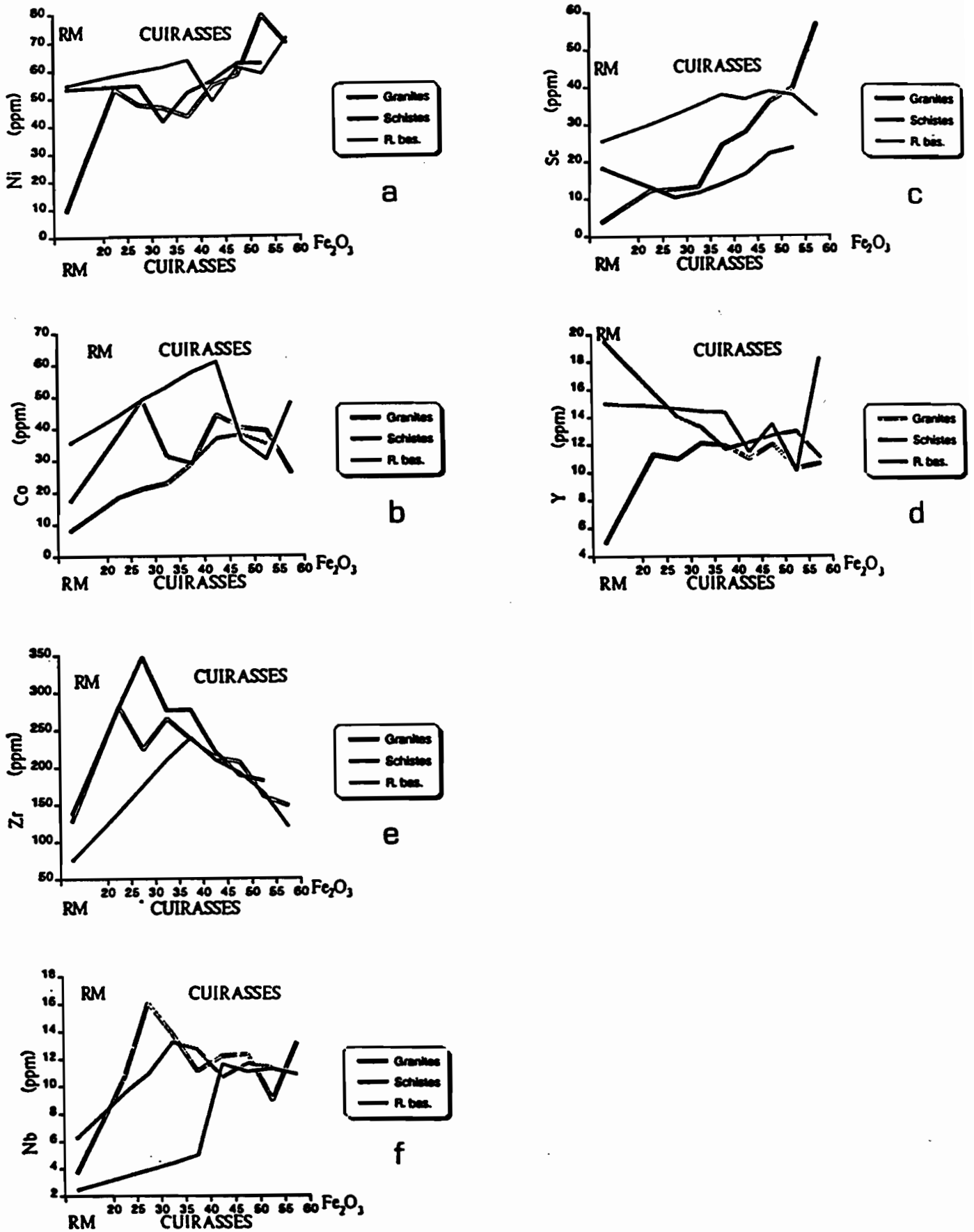


Fig. 15III - Evolution en fonction du fer des compositions chimiques moyennes des cuirasses sur granites, schistes et roches basiques de la région de Gaoua, au Burkina Faso.

- a) Ni;
- b) Co;
- c) Sc;
- d) Y;
- e) Zr;
- f) Nb.

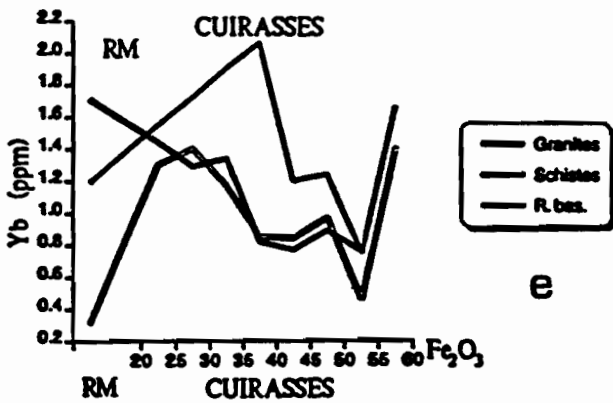
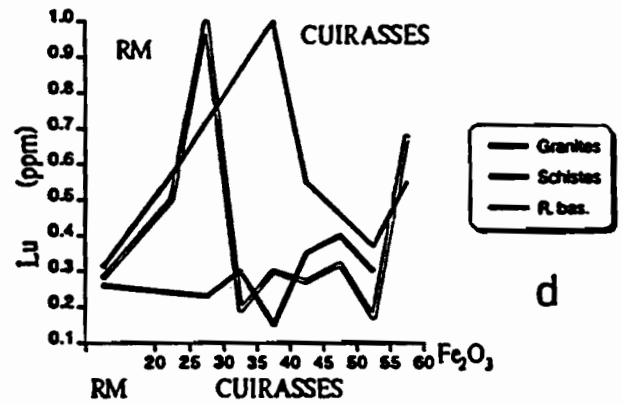
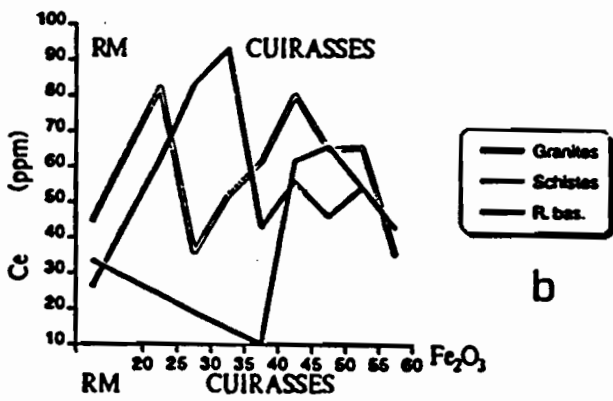
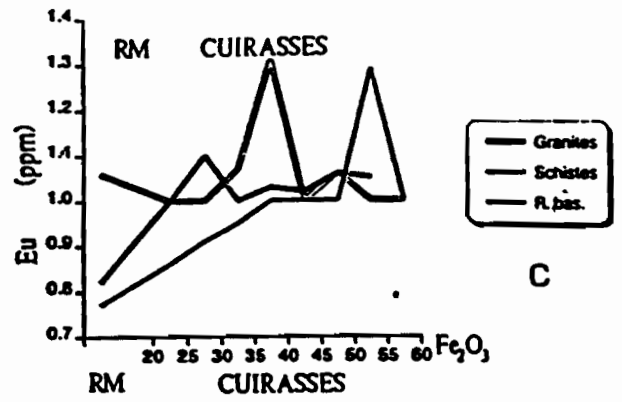
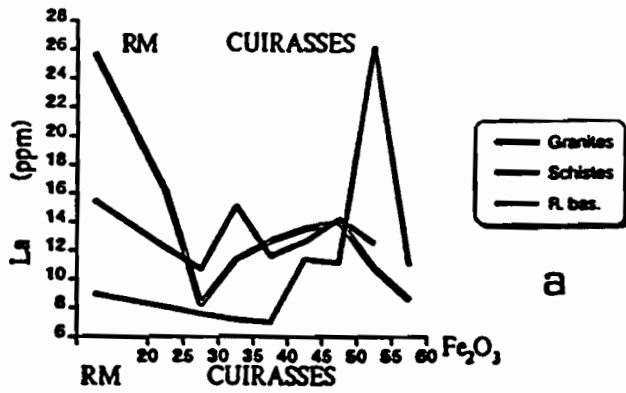


Fig. 15IV- Evolution en fonction du fer des compositions chimiques moyennes des cuirasses sur granites, schistes et roches basiques de la région de Gaoua, au Burkina Faso.

- a) La;
- b) Ce;
- c) Eu;
- d) Lu;
- e) Yb.

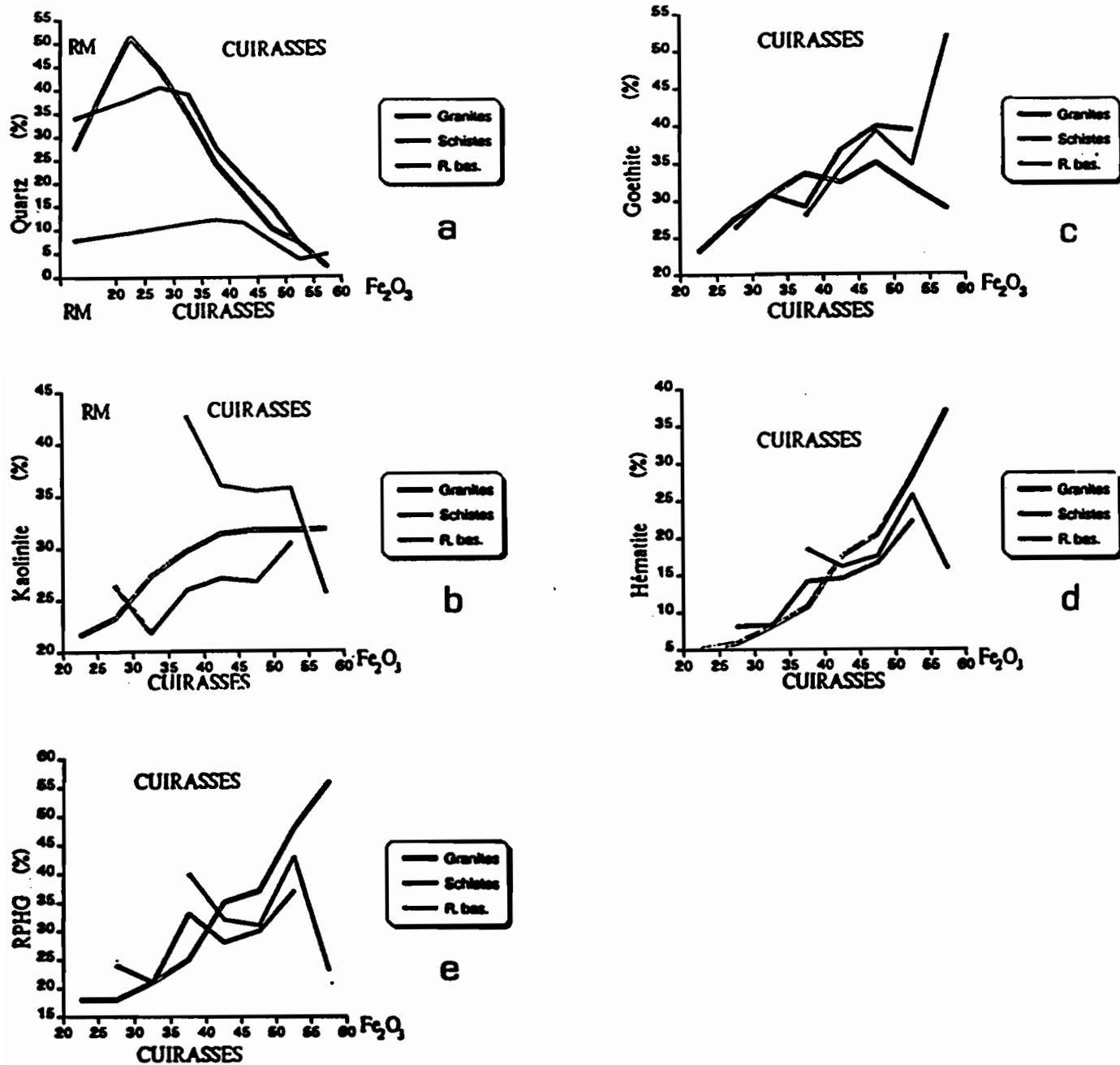


Fig. 16 - Evolution en fonction du fer des compositions minéralogiques moyennes des cuirasses sur granites, schistes et roches basiques de la région de Gaoua, au Burkina Faso.

- a) Quartz;
- b) Kaolinite;
- c) Goethite;
- d) Hématite;
- e) Rapport RPHG.

La convergence des teneurs en silice à partir des différents substratums aboutit à une homogénéisation complète quand les quantités de Fe_2O_3 sont supérieures à 50 %.

Le cas du potassium (fig. 15 I) est un peu particulier : très lessivé à partir des granites et des schistes, dans lesquels il apparaît au départ relativement abondant (de l'ordre de 2 % en K_2O), cet élément n'est que très peu évacué au cours de l'altération des roches à tendance basique, où il n'était initialement qu'assez faiblement représenté (environ 0,6 % de K_2O). Un tel comportement pour le potassium, déjà signalé par BLOT *et al.* (1973), WACKERMANN (1975), PION (1979), MOSSER (1980), NARAYANASWAMY et GOSH (1987), serait lié à l'altération différentielle des minéraux primaires.

Le zirconium, essentiellement lié au zircon (au moins dans les faciès pas ou peu altérés) et plus abondant dans les granites ou les schistes que dans les roches vertes, s'avère fortement concentré dans les cuirasses peu ferrugineuses dérivant de ces trois types de substrat (voir fig. 15 III). Au fur et à mesure de l'évolution des cuirasses, les teneurs en zirconium décroissent progressivement et se confondent dès que les quantités de Fe_2O_3 dépassent 40%.

Le comportement de ces quelques éléments (Si, Na, Mg, K, Ca, Sr, Ba, Zr) au cours de l'évolution du cuirassement est peu différent selon la nature de la roche mère. Dans les cuirasses peu ferruginisées, les teneurs sont proches ou voisines (dans le cas du silicium, lessivé de façon très progressive, la distinction peut encore être établie au moins entre les cuirasses dérivant des granites ou des schistes, et celles dérivant des roches vertes). Dans les faciès cuirassés plus évolués, ces teneurs convergent, les différences initiales observées dans les roches mères s'estompent, rendant impossible tout diagnostic.

4. L'homogénéisation dans le cas des autres éléments

Parmi les éléments qui ne sont pas systématiquement lessivés, il faut distinguer ceux qui, quelle que soit la nature du matériel d'origine, s'accumulent avec le fer ; c'est le cas de P, V, Cr, Cu (à signaler que la perte au feu suit de façon très régulière la concentration du fer) ainsi que, moins nettement de Sc, Ni et Zn (voir fig. 15 II et 15 III) ; l'association fréquente de ces éléments avec le fer est mentionnée par de nombreux auteurs (JENNE, 1968 ; TARDY, 1969 ; NALOVIC, 1971 ; MOSSER, 1980 ; NARAYANASWAMY *et al.*, 1987). D'autres éléments, comme Mn, Ti (fig. 15 I), Y (fig. 15 III), Ce (fig. 15 IV) ... se comportent très différemment suivant le type de leur roche mère au fur et à mesure que l'intensité du cuirassement progresse.

La tendance, généralement observée au fur et à mesure que la ferruginisation s'intensifie, est que les écarts de teneurs entre les différents substratums s'estompent progressivement de telle sorte que toute tentative de discrimination par type de roche mère s'avère vouée à l'échec, dans le cas des cuirasses à degré d'évolution avancé. Ce phénomène de convergence est bien affirmé dans le cas des éléments suivants : Mn (fig. 15 I), Cu (fig. 15 II), Ni, Co, Nb (fig. 15 III) et des terres rares (La, Ce, Yb, Eu, Lu, voir fig. 15 IV). Il est également assez net pour P, V et Cr (fig. 15 II) : les différences entre leurs teneurs dans les cuirasses très ferrugineuses n'apparaissent pas significatives du fait de la forte concentration de ces éléments par rapport au matériel de départ.

Pour Ti (fig. 15 I) et Sc (fig. 15 III), on note une convergence dans les cuirasses sur granites et sur roches vertes - celles développées sur schistes ne montrant pas ce phénomène - jusqu'à un certain degré de ferruginisation. Quand les teneurs en Fe_2O_3 dépassent 45 % dans le cas du titane, 50 % dans celui du scandium, il se produit une inversion : ces éléments, plus abondants dans les roches vertes, se retrouvent enrichis dans les cuirasses évoluées sur granites.

En ce qui concerne le zinc (fig. 15 II), présent en des teneurs très variables suivant le type du substratum, il se comporte de façon similaire dans les cuirasses sur granites et sur schistes : appauvri dans les faciès très peu ferrugineux, il commence à s'accumuler lentement dès que la quantité de Fe_2O_3 dépasse 30 % ; au-delà de cette valeur, les teneurs en zinc dans les cuirasses deviennent tout à fait comparables. Dans les cuirasses sur roches vertes, cet élément est lessivé dans un premier temps jusqu'à ce que Fe_2O_3 atteigne 40 %, puis se concentre fortement : dans les faciès cuirassés les plus évolués (au-dessus de 55 % de Fe_2O_3), la teneur moyenne est presque double de celle observée dans la roche mère, déjà riche en zinc.

Les différences de compositions du matériel initial se retrouvent dans les cuirasses les moins ferruginisées pour quelques uns des éléments qu'on a envisagés ici (Ti, Sc, Co, mais uniquement entre les faciès altérés sur granites et sur roches vertes). Au fur et à mesure de l'évolution des cuirasses, on observe généralement que les différences originelles s'estompent et que les teneurs convergent (seul Zn faisant exception) ; parfois même, elles s'inversent par rapport à celles de la roche mère (Ti, Sc) dans les cuirasses les plus riches en fer. Ici, comme dans le cas précédent, la lithodépendance qui parfois subsiste encore au début du cuirassement a, en général, complètement disparu dans les faciès très ferrugineux.

5. Les minéraux

Parmi les principaux minéraux rencontrés dans les cuirasses, c'est essentiellement le quartz qui peut être hérité des roches mères. Fortement représenté dans les granites et les schistes (fig. 16), le quartz se trouve à des teneurs supérieures à celles de ces roches mères dans les cuirasses peu ferruginisées (Fe_2O_3 inférieur à 35 %) ; il y a eu accumulation relative de ce minéral - surtout à partir des granites - en début de latéritisation et jusque dans les premières étapes du cuirassement; mais le lessivage l'emporte bientôt, et les quantités de quartz diminuent de façon concomitante dans les cuirasses dérivant des granites et dans celles dérivant des schistes. Dans les roches vertes, le quartz est peu abondant et ses teneurs varient assez peu lors de l'évolution du cuirassement. En-dessous de 40 % de Fe_2O_3 , les quantités de quartz sont nettement plus fortes dans les cuirasses sur granites et sur schistes que dans celles développées sur roches vertes, permettant une distinction aisée. Au-dessus de 45 % de Fe_2O_3 , il y a convergence puis homogénéisation des teneurs en quartz dans les cuirasses issues des trois types de substratums ; la lithodépendance pour ce minéral y est alors complètement effacée.

La kaolinite, la goethite et l'hématite, souvent abondantes dans les cuirasses, sont le résultat de l'altération des minéraux primaires. Leurs variations au cours de la ferruginisation des cuirasses sur les différents types de roches mères envisagés peuvent être schématisées de la façon suivante (voir fig. 16) :

- la kaolinite est nettement plus abondante, pour les faibles teneurs en fer, dans les cuirasses sur roches vertes que dans celles sur granites ou sur schistes ; au fur et à mesure que la ferruginisation progresse, les quantités de kaolinite diminuent dans le premier cas tandis qu'elles augmentent dans le second ; il finit par y avoir convergence dans les cuirasses à 55 % de Fe_2O_3 ;

- l'hématite se développe fortement parallèlement à la concentration du fer, aussi bien dans les cuirasses sur granites que dans celles sur schistes, alors que les quantités de goethite se stabilisent ou diminuent légèrement quand Fe_2O_3 dépasse 50 % ; ainsi à partir de ces deux types de roches mères, l'accroissement de l'hématite est plus rapide que celui de la goethite au fur et à mesure de la ferruginisation des cuirasses ; par contre, on constate qu'au cours de l'évolution des cuirasses sur roches basiques, le paramètre RPGH diminue fortement dans le cas des teneurs en fer élevées (Fe_2O_3 supérieur à 50 %).

Dans les cuirasses sur granites et sur schistes, la ferruginisation croissante s'accompagne d'une augmentation simultanée de l'hématite et de la kaolinite. Sur roches basiques au contraire, l'intensification du cuirassement est plutôt caractérisée par une goethitisation et une diminution des teneurs en kaolinite. Dans tous les cas, on assiste à un lessivage progressif du quartz.

V - LES ASSOCIATIONS GEOCHIMIQUES ET MINÉRALOGIQUES DANS LES CUIRASSES

Les associations entre éléments chimiques et entre minéraux au sein des matériaux d'altération - et en particulier des cuirasses ferrugineuses - ont, en raison de leur grand intérêt dans le domaine de la prospection de surface, fait l'objet de nombreux travaux (TARDY, 1969, 1971 ; KARPOFF, 1973 ; KARPOFF *et al.*, 1973 ; WACKERMANN, 1975 ; BESNUS et MOSSER, 1976 ; BESNUS, 1977 ; PION, 1979 ; LEPRUN, 1979 ; AMBROSI, 1984 ; FREYSSINET, 1990). Parmi les méthodes statistiques auxquelles on a généralement recours, l'analyse factorielle en composantes principales (ACP) constitue un outil de choix, qui a été utilisé par MAZALTARIM (1989) pour le traitement des données concernant les cuirasses de la région de Gaoua. Nous présenterons ici une synthèse des principaux résultats obtenus, d'abord sur l'ensemble des cuirasses du "haut glacis" de la zone étudiée, ensuite sur les cuirasses dérivant des différents grands types de roches mères (granites, roches à tendance basique, schistes). La matrice des coefficients de corrélations entre les minéraux et les éléments dans chacun de ces trois cas est donnée en annexe.

A - ENSEMBLE DE L'ECHANTILLONNAGE

L'analyse factorielle en composantes principales a porté sur 226 échantillons de cuirasses du haut glacis. Les groupes de corrélation obtenus à partir des six premiers axes factoriels sont donnés dans le tableau 15 ; la figure 17 visualise les corrélations entre variables dans le plan des deux premiers axes. On peut distinguer trois groupes principaux de variables.

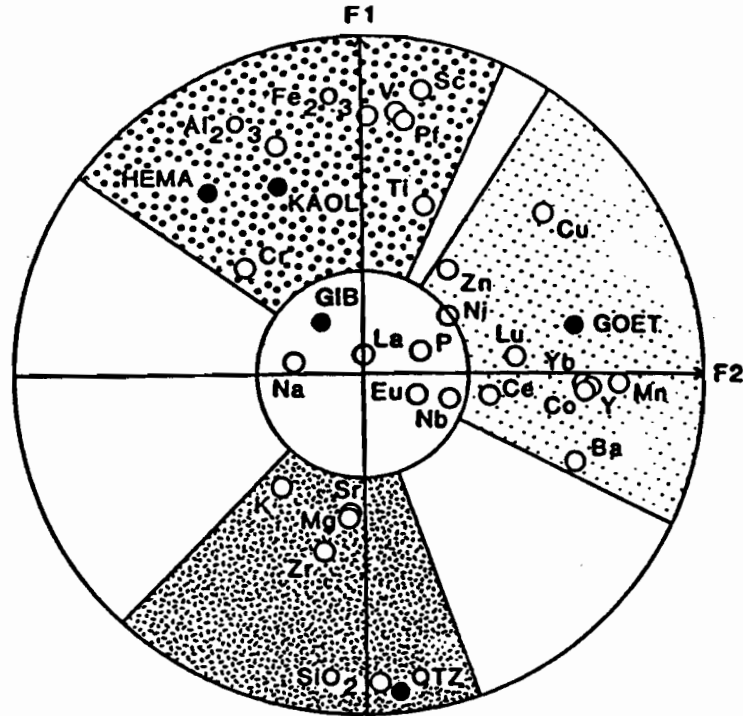


Fig. 17 - Plan (F_1, F_2) de l'analyse factorielle en composantes principales réalisée à partir de l'ensemble des cuirasses (226 échantillons) provenant de la région de Gaoua

Tableau 15 - Groupes géochimiques mis en évidence sur l'ensemble des cuirasses de la région de Gaoua, à partir des 6 premiers axes factoriels

corrélation	positive	négative	% var
F1	Kaol Héma Fe Al Pf Ti V Cr Zn Cu Sc	Qtz Si Mg K Sr Ba Zr	20.3
F2	Goet Mn Ba Co Cu Y Ce Lu	Héma Cr	12.3
F3	Goet Fe Mg K P Sr Ni Cr Zn	Al Ti Zr Yb Nb	8.4
F4	Kaol Al K Ba Cr Y Zr La Ce Yb Nb	Qtz	7.0
F5	Gib Mg Na Mn Ti Ba Ce	Yb Lu Nb	5.9
F6	Goet Gib Na Pf	Héma Mn Co	4.9
		variance totale	58.8

- Le groupe du quartz et des éléments suivants : Si, Zr, K, Mg et Sr ; il est caractéristique de la persistance dans les cuirasses de minéraux résiduels (quartz, zircon), ainsi que de minéraux primaires peu altérés (micas, feldspaths, amphiboles) dans lesquels certains alcalins et alcalino-terreux n'ont été que partiellement lessivés.

- Le groupe de l'hématite et de la kaolinite, auxquelles sont associés Al, Fe, Cr, V, Ti, Sc, ainsi que la perte au feu. Les minéraux apparaissant ici sont ceux dont le développement est lié à l'accumulation du fer (essentiellement dans l'hématite) et de l'aluminium (essentiellement dans la kaolinite) ; quant aux autres éléments cités plus haut, ils constituent des accompagnateurs de ces minéraux. Ainsi Ti (TOPP *et al.*, 1985), V (EVANS, 1978), Cr (SCHWERTMANN et LATHAM, 1986) et Sc (KOONS *et al.*, 1980) peuvent-ils être intégrés, généralement sous forme substituée, à l'hématite. En association avec la kaolinite on trouve Ti (DOLCATER *et al.*, 1970) ou Cr (adsorbé, d'après KOONS *et al.*, 1980). Enfin, le groupement Ti-V-Cr, fréquemment observé dans divers types de latérites (NICOLAS et BELINGA, 1969 ; DAVY et AL ANSARY, 1986) reflète surtout la présence des minéraux du titane (ANAND et GILKES, 1984). Le cas de la corrélation positive entre l'hématite et la kaolinite sera discuté dans le prochain chapitre.

- Le groupe de la goethite et des éléments suivants : Mn, Ba, Co, Ce, Y, Yb, Lu, Cu, Zn et Ni. Ce groupe, situé entre les deux précédents sur le diagramme de la figure 17, correspond en fait à un degré d'évolution des cuirasses assez peu avancé. Dans de telles conditions, caractérisées par le développement de la goethite, le manganèse est représenté aussi bien sous la forme de grains résiduels que de fins cristaux d'origine secondaire (MAZALTARIM, 1989). La plupart des éléments énumérés ci-dessus peuvent être associés aux oxy-hydroxydes de fer et à ceux de manganèse (JENNE, 1977), à forte capacité d'adsorption ; c'est le cas de nombreux éléments métalliques, comme Co, Cu, Zn ainsi que Pb et Cd, facilement adsorbés à la surface de la goethite (FORBES, 1976 ; BALISTRERI et MURRAY, 1982). Parmi les très nombreux éléments présents dans les oxydes complexes de manganèse (cryptomélane, hollandite, ...), il convient de citer Ba, Co, K, Cr, Zn, Cu, Pb... (TAYLOR et MAC KENZIE, 1966 ; MAC KENZIE, 1967, 1980 ; LOGANATHAN et BURAU, 1973 ; BURNS, 1976 ; SCOTT, 1986) ; par ailleurs, certaines lithiophorites provenant de gisements latéritiques ouest-africains se sont révélées relativement riches en éléments tels que Ni, Cu ou Zn (GRANDIN et PERSEIL, 1985).

B - ASSOCIATIONS DANS LES CUIRASSES SUR GRANITES

Les traitements statistiques ont porté sur 96 échantillons de cuirasses ; les résultats obtenus sont donnés dans le tableau 16 et sur le diagramme de la figure 18. Les trois groupes mis en évidence sur l'ensemble de la population se retrouvent de façon très nette dans le cas des cuirasses sur granites :

- le premier, correspondant à la phase résiduelle ;
- le deuxième, avec la kaolinite et l'hématite ;
- le troisième, caractérisé par la présence de goethite et d'oxydes de manganèse.

La principale originalité de ces cuirasses développées sur granites réside dans le fait que certains éléments associés à la goethite sur l'ensemble de l'échantillonnage apparaissent ici liés à l'hématite (Zn, Ni, Cu).

C - ASSOCIATIONS DANS LES CUIRASSES SUR ROCHES A TENDANCE BASIQUE

Les analyses statistiques ont été réalisées sur 48 échantillons ; les corrélations à partir des six premiers axes factoriels sont indiquées dans le tableau 17 ; les principaux groupes de variables distinguées précédemment se retrouvent, avec quelques variantes, sur le diagramme de la figure 19.

- Le premier, comprenant le quartz et certains éléments (Si, Zn, Mg, K, Sr) qu'on connaît dans les minéraux résiduels, auxquels est associée la phase manganésifère (Mn, Ba, Co, Ce).

- Le deuxième avec la kaolinite, l'hématite, ainsi que Al et Cr.

- Le troisième, correspondant à la goethite et à ses accompagnateurs (Cu, Y, Ni, Zn, Yb, P, Ti).

Certaines particularités observées dans le cas des cuirasses sur roches à tendance basique doivent être notées.

- La phase manganésifère est ici associée, non pas à la goethite, mais au groupe des minéraux résiduels ; ceci pourrait indiquer que les oxydes de manganèse ont une origine primaire, et correspondent alors plutôt au faciès en grains interprété comme résiduel par MAZALTARIM (1989) ; le faciès en microcristaux aciculaires, plus riche en baryum, généralement observé par cet auteur dans les autres cas, résulterait par contre d'une néoformation.

- Dans les cuirasses sur granites, Fe, V et Sc étaient fortement corrélés à l'hématite ; dans le cas présent, ces trois éléments se partagent entre l'hématite et la goethite ; c'est ce qui est visualisé sur la figure 19, où Fe, V et Sc occupent une position intermédiaire entre le groupe de l'hématite et celui de la goethite.

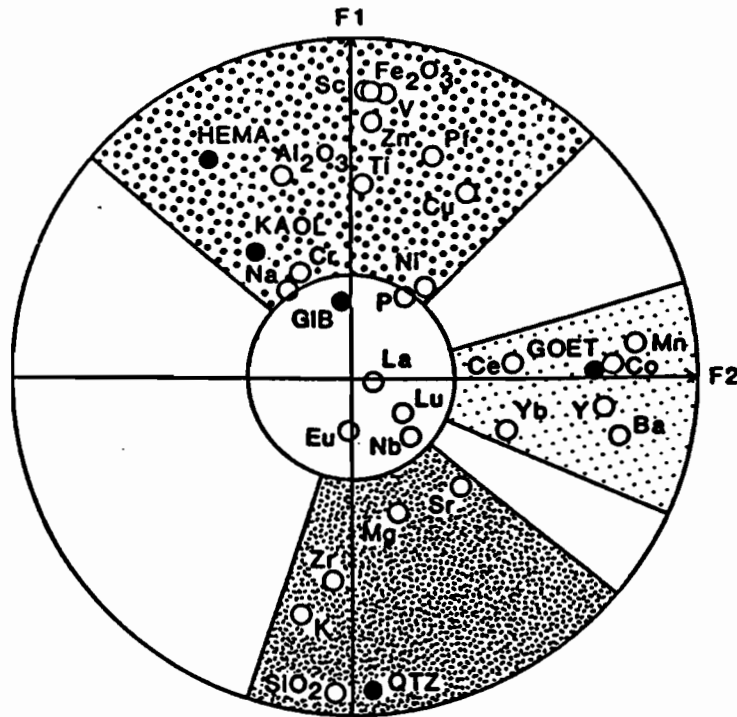


Fig. 18 - Plan (F_1, F_2) de l'analyse factorielle en composantes principales réalisée à partir des cuirasses sur granites (96 échantillons) provenant de la région de Gaoua

Tableau 16 - Groupes géochimiques mis en évidence dans les cuirasses sur granites de la région de Gaoua, à partir des 6 premiers axes factoriels

corrélation	positive	négative	% var
F1	Kaol Héma Fe Al Pf Ti V Ni Cr Zn Cu Sc	Qtz Si Mg K Sr Zr	23.8
F2	Goet Mn Sr Ba Co Cu Y Ce Yb	Kaol Héma	12.5
F3	Kaol Al Mg Pf Ti Sr Y Zr La Ce Yb Nb	Qtz	8.9
F4	Gib Al Mg Sr Ce	Yb Lu Nb	7.0
F5	Héma Fe Co	Goet Gib Na Pf Cu	5.5
F6	Kaol Na	Gib P Cr La	5.1
variance totale			62.8

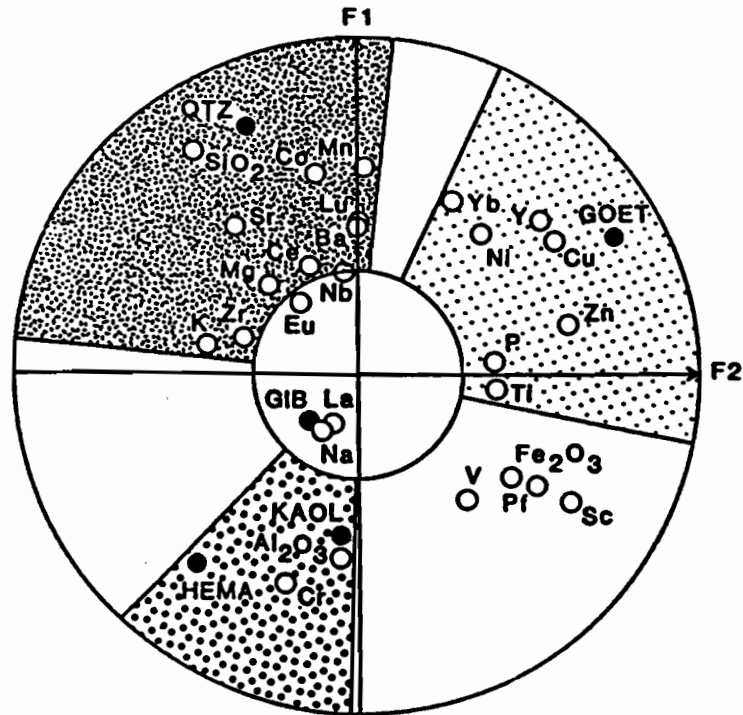


Fig. 19 - Plan (F_1, F_2) de l'analyse factorielle en composantes principales réalisée à partir des cuirasses sur roches vertes (48 échantillons) provenant de la région de Gaoua

Tableau 17 - Groupes géochimiques mis en évidence dans les cuirasses sur roches vertes de la région de Gaoua, à partir des 6 premiers axes factoriels

corrélation	positive	négative	% var
F1	Qtz Goet Si Mn Sr Ba Ni Co Cu Y Ce Yb Lu Nb	Kaol Héma Al Fe Pf V Cr Sc	16.8
F2	Goet Fe Pf Ti P Zn Cu Sc Y Yb	Qtz Héma Si K Sr Zr	13.3
F3	Kaol Gib Al Ti Sc Y Zr Ce Yb Nb	Fe Mg Ni Zn	10.8
F4	Héma Fe Cr Ce Eu Yb Lu Nb	Gib Mg Ti Zr	8.4
F5	Mg Na Mn Pf Sr Co Zn la Ce	Qtz Si Lu	7.4
F6	Gib Na Eu Nb	Kaol Mn Ba V Cr Cu	6.5
		variance totale	63.2

- Les oppositions nettes entre quartz-silice et fer total ainsi qu'entre hématite-kaolinite et goethite permettent d'envisager - même si les oppositions sus-mentionnées ne s'identifient pas très explicitement aux facteurs F1 ou F2 - que coexistent des faciès cuirassés peu évolués, plus goethitiques avec d'autres plus évolués, à tendance plus hématitique et kaolinitique.

D - ASSOCIATIONS DANS LES CUIRASSES SUR SCHISTES

L'analyse factorielle en composantes principales a porté sur 82 échantillons de cuirasses. Les groupes de corrélation apparaissent dans le tableau 18 et sur la figure 20 où on retrouve les grandes tendances décelées jusqu'à présent.

- Le premier groupe, celui du quartz, qui comprend également Si et Zr caractérise la phase résiduelle.

- Le deuxième correspond à la kaolinite et à l'hématite, et aussi à Al, Cr, K.

- Le troisième est constitué par la goethite, ses éléments accompagnateurs (Cu, Zn, Lu, La, Ti, Eu, Yb) et la phase manganésifère (Mn, Ba, Co, Ce).

Le fer n'apparaît pas ici fortement corrélé à l'hématite, comme dans le cas des cuirasses sur granites mais se partage entre les groupes de l'hématite et de la goethite comme on le voit sur la figure 20. L'évolution du paramètre RPHG en fonction des teneurs en fer (fig. 16), régulièrement croissante dans les cuirasses sur granites, s'avère effectivement moins nette dans les cuirasses sur schistes.

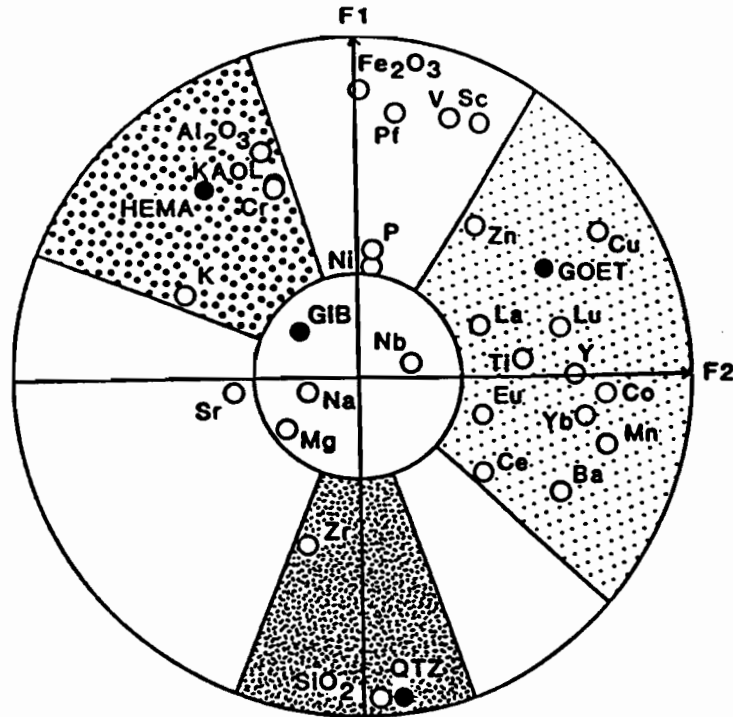


Fig. 20 - Plan (F_1, F_2) de l'analyse factorielle en composantes principales réalisée à partir des cuirasses sur schistes (82 échantillons) provenant de la région de Gaoua

Tableau 18 - Groupes géochimiques mis en évidence dans les cuirasses sur schistes de la région de Gaoua, à partir des 6 premiers axes factoriels

corrélation	positive	négative	% var
F1	Kaol Héma Goet Al Fe Pf P V Ni Cr Zn Cu Sc	Qtz Si Ba Zr Ce	21.6
F2	Goet Mn Ba Co Zn Cu Sc Y La Ce Eu Yb Lu	Héma K Sr	16.9
F3	Kaol Al Ti Y Zr La Yb Nb	Goet Fe P	9.7
F4	Mg K P Sr Y La Ce Eu	Na Ti	7.2
F5	Héma Na Ti Ba Ce	Cr Yb Lu Nb	6.4
F6	Mg K Ni Co Lu	P Y Ce Eu	5.7
		variance totale	67.5

VI- SPECIFICITE DU CUIRASSEMENT SUIVANT LE SUBSTRATUM

A - EVOLUTION MINERALOGIQUE LORS DE LA FERRUGINISATION CROISSANTE

1. Tendances générales

Au fur et à mesure que le degré de ferruginisation des cuirasses (considéré ici comme indicateur de leur stade d'évolution) croît, on note en ce qui concerne leur composition minéralogique les tendances générales suivantes (tableau 8, fig. 21) : lessivage progressif du quartz, augmentation puis stagnation des teneurs en kaolinite, accroissement du paramètre RPHG. Des variations très sensibles apparaissent toutefois dans ce comportement minéralogique si on prend en compte la nature de la roche mère des cuirasses. Alors que sur les granites (tableau 12, fig. 22) et sur les schistes (tableau 14, fig. 23), l'évolution minéralogique est à peu près comparable et suit approximativement les grandes lignes mentionnées ci-dessus, celle-ci s'avère bien différente dans les cuirasses développées sur roches vertes (tableau 13, fig. 24) : pour ces dernières, l'augmentation des teneurs en fer, qui n'est pas compensée par une forte dissolution du quartz, se répercute par une diminution progressive des quantités de kaolinite dès les faciès les moins ferrugineux ; simultanément, les teneurs en goethite augmentent fortement, celles en hématite variant assez peu, en tout cas sans présenter de tendance marquée.

2. Agradation - dégradation

Ainsi, dans l'évolution des cuirasses caractérisées ici par leur degré de ferruginisation, on peut avec TARDY (1991) distinguer deux étapes.

- L'agradation, tant que la kaolinite se développe. Il semble d'ailleurs que l'hématite lui soit généralement bien corrélée, comme on le voit sur les courbes des figures 22 et 23 relatives aux cuirasses sur granites et sur schistes, montrant une évolution des teneurs en hématite et en kaolinite approximativement parallèle ; cela irait à

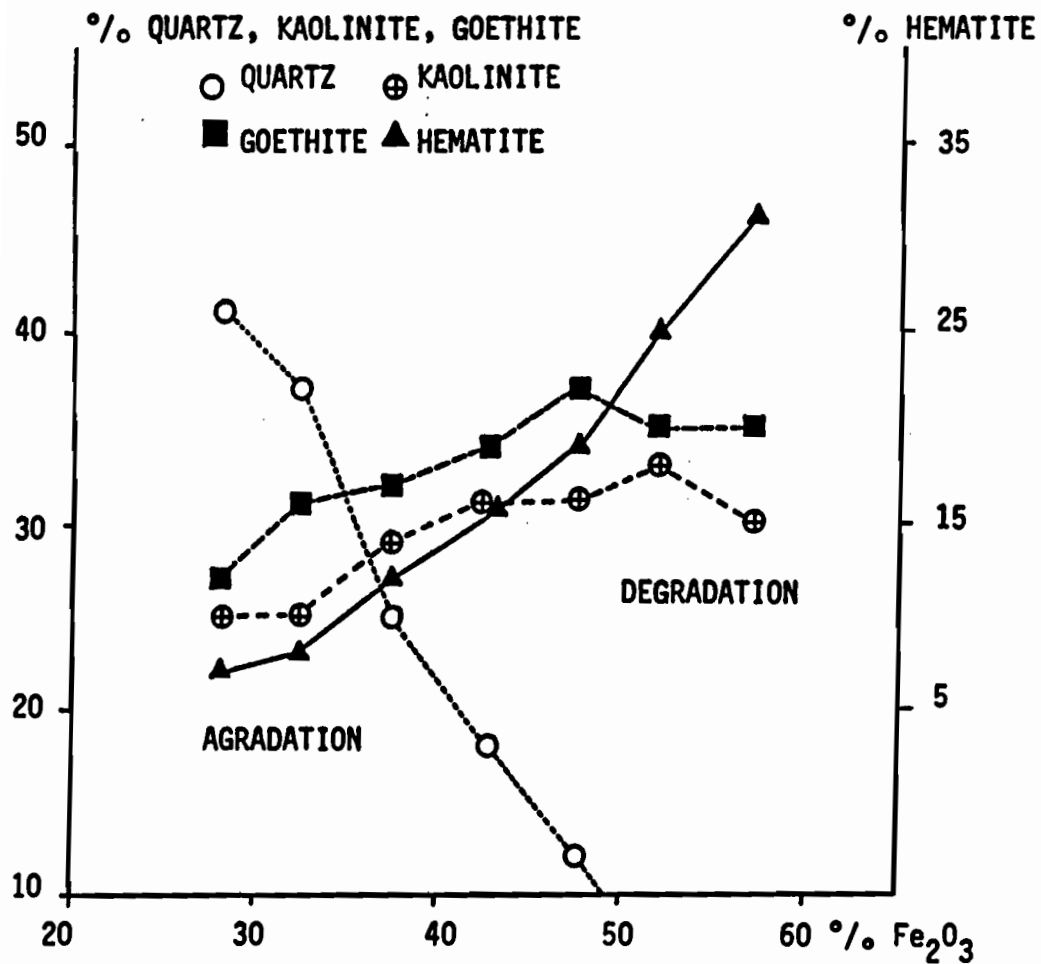


Fig. 21 - Evolution minéralogique de l'ensemble des cuirasses du haut glacis de la région de Gaoua (226 échantillons) lors de la ferruginisation croissante

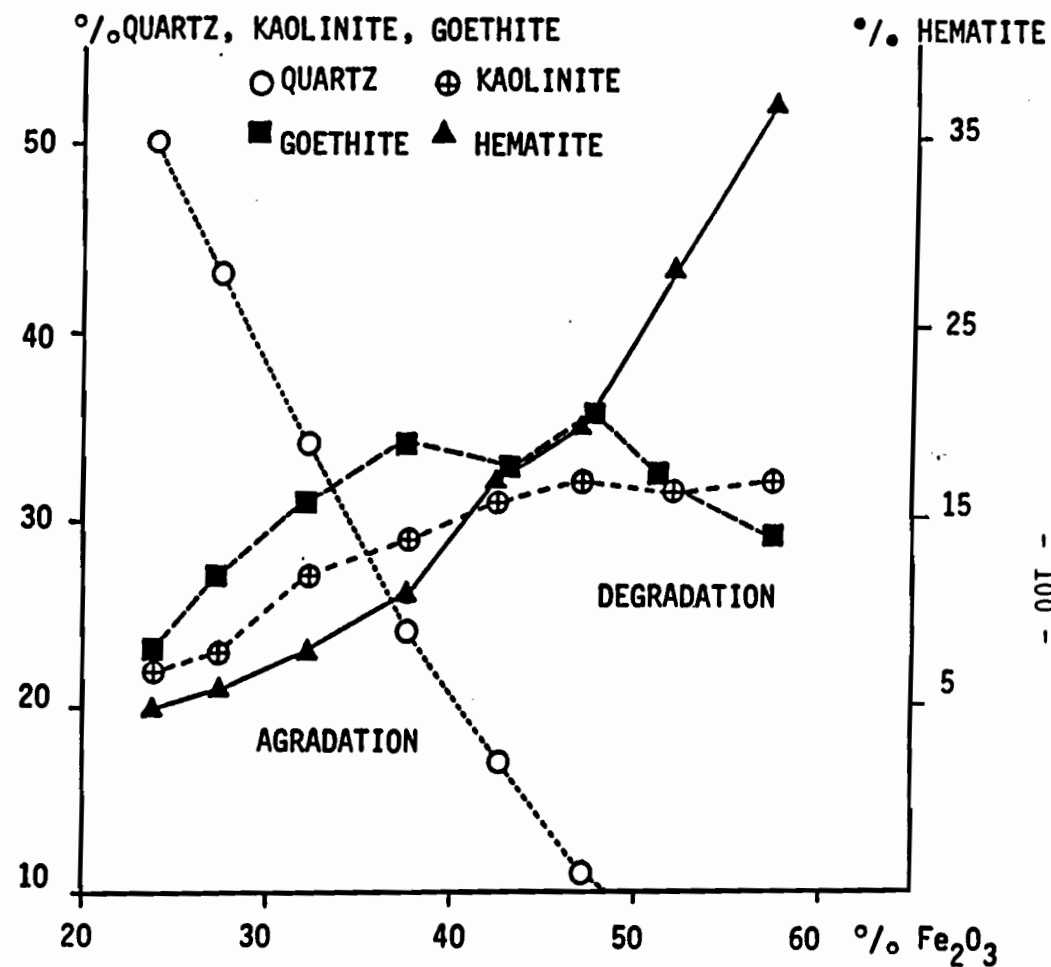


Fig. 22 - Evolution minéralogique des cuirasses du haut glacis sur granites dans la région de Gaoua (96 échantillons) lors de la ferruginisation croissante

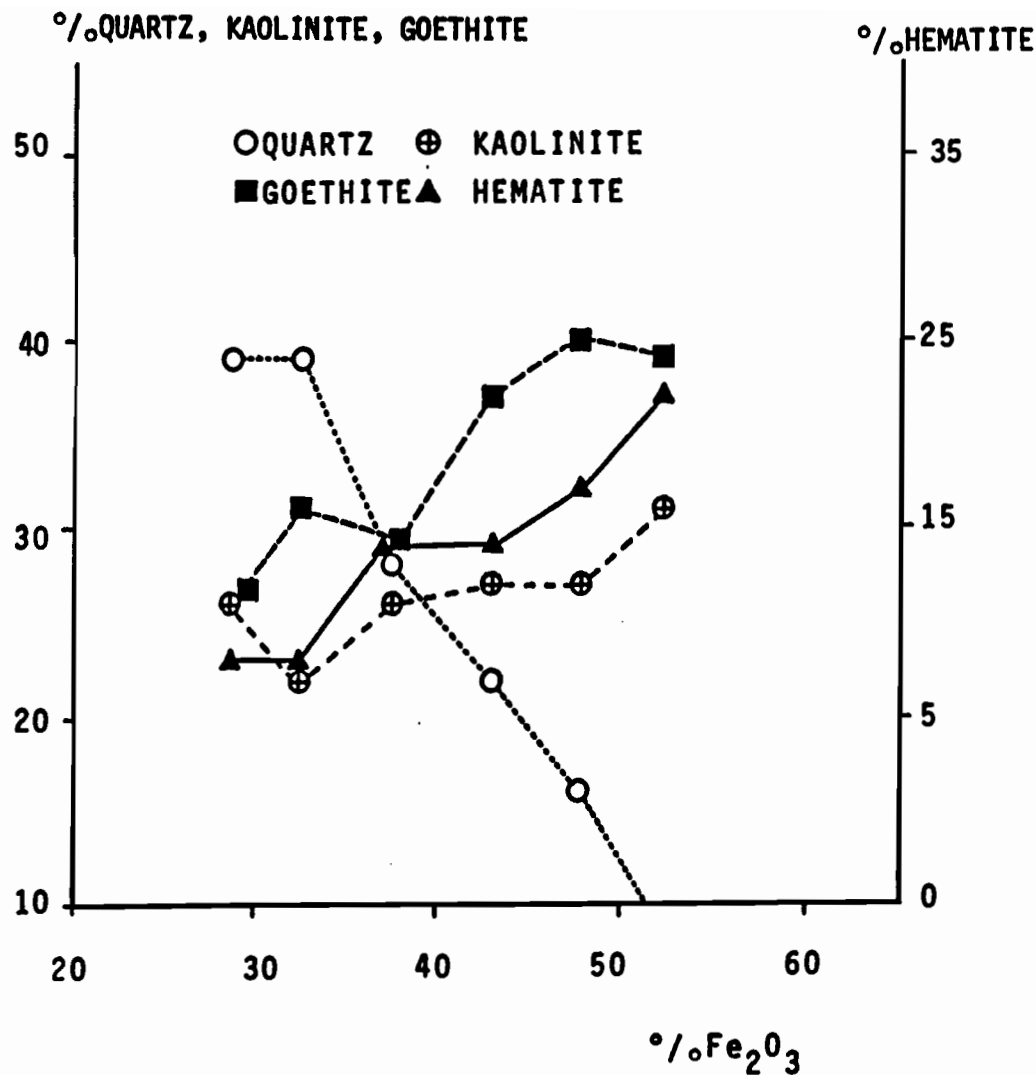


Fig. 23 - Evolution minéralogique des cuirasses du haut glacis sur schistes dans la région de Gaoua (46 échantillons) lors de la ferruginisation croissante

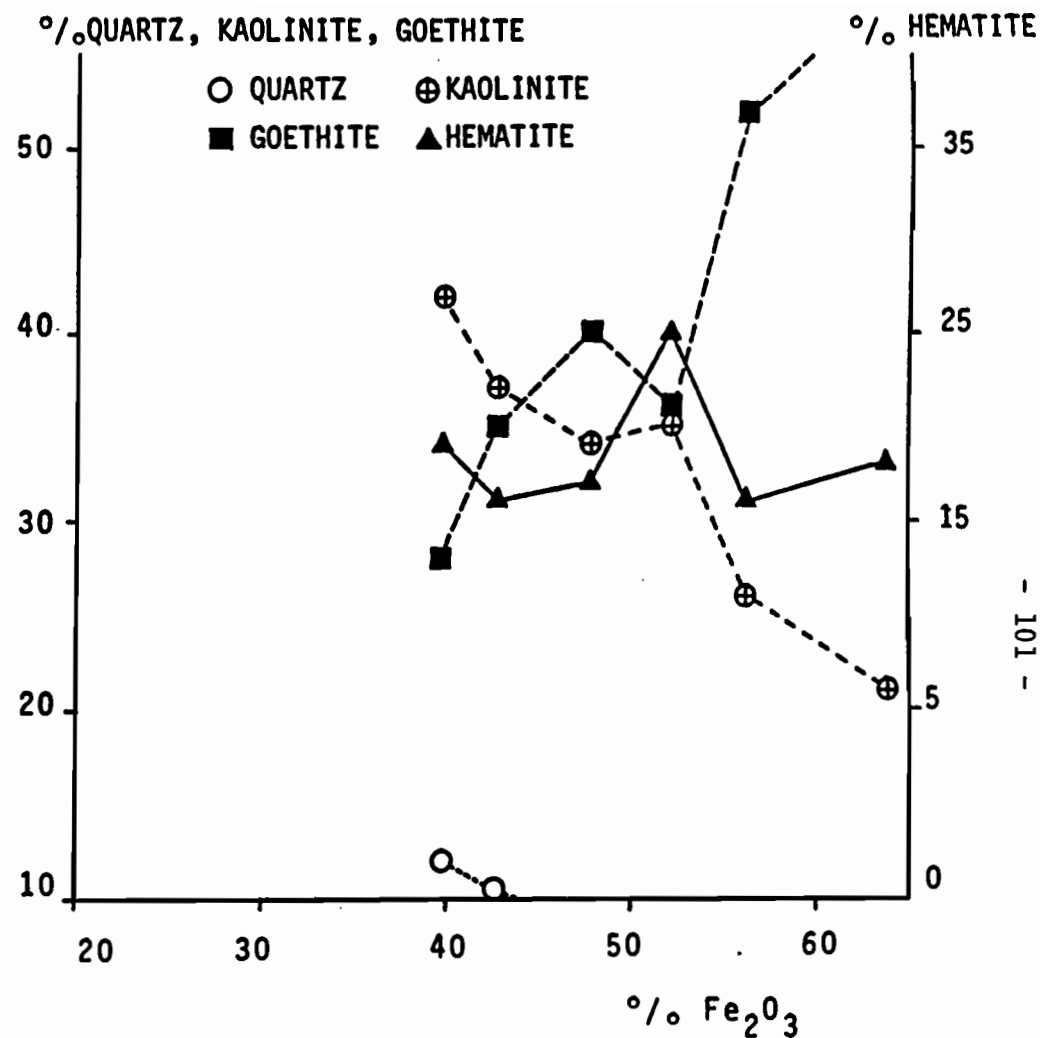


Fig. 24 - Evolution minéralogique des cuirasses du haut glacis sur "roches vertes" dans la région de Gaoua (81 échantillons) lors de la ferruginisation croissante

l'encontre de la théorie du remplacement progressif de la kaolinite par l'hématite ("épigénie"), et sera discuté dans le chapitre suivant. Peut-être l'agradation des cuirasses sur roches vertes (fig. 24) s'observerait-elle dans des faciès très peu évolués (les moins ferrugineux de nos échantillons correspondant à des teneurs en Fe_2O_3 , déjà assez élevées, proches de 40 %).

- La dégradation, quand la kaolinite commence à se déstabiliser ; concomitamment, la goéthite se développe. Si la dégradation n'est guère apparente pour les cuirasses sur granites (fig. 22), on remarque toutefois que les teneurs en kaolinite sont quasi stationnaires à partir de $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 43$ %. Dans le cas des cuirasses sur schistes, on n'observe pas non plus de régression de la kaolinite (fig. 23) mais même dans les faciès les plus évolués, les valeurs de Fe_2O_3 ne sont que de l'ordre de 52 %.

Le fait que la dégradation succède de façon plus ou moins précoce ou, au contraire tardive à l'agradation au cours de l'évolution des cuirasses est visiblement lié à la nature du substratum, et en particulier à sa richesse en quartz. Dans les cuirasses formées sur des roches mères où le quartz est abondant (en moyenne, 27 % dans les granites et 34 % dans les schistes, comme l'indique le tableau 5), la kaolinite est protégée et persiste beaucoup plus longtemps que dans les cuirasses dérivant de roches vertes, nettement moins quartzieuses (teneur moyenne = 9 % voir tableau 5) ; dans ce dernier cas, la kaolinite commence à regresser dès que la ferruginisation est peu avancée, la quantité de quartz disponible dans la cuirasse étant déjà alors assez faible (voir tableau 13).

B - LES DIFFERENTS FACIES CUIRASSES ; LEUR SIGNIFICATION

1. Répartition suivant la nature du substratum

Une distinction, fondée sur des considérations essentiellement descriptives, avait abouti à la reconnaissance de trois faciès principaux sur l'ensemble des cuirasses du haut glacis de la région de Gaoua ; ils avaient été précédemment qualifiés de massif, pseudonodulaire et nodulaire. Même si le faciès massif est en général beaucoup moins bien représenté que les deux autres, il s'avère que la fréquence avec laquelle on rencontre ces différents faciès cuirassés dépend assez fortement de la nature de leur roche mère (tableau 19). C'est sur granites qu'on trouve le plus souvent les cuirasses

massives ; ce dernier faciès n'a, par contre, jamais été observé sur substratum de roches vertes, où prédominent les cuirasses nodulaires. La répartition des trois faciès au sein de la population des cuirasses sur schistes présente des valeurs intermédiaires entre celles obtenues sur les granites et sur les roches vertes.

2. Caractéristiques analytiques des faciès cuirassés

Les analyses chimiques et minéralogiques effectuées sur les cuirasses à faciès massif, pseudonodulaire, nodulaire, selon qu'elles ont pour substratum des granites, des roches vertes ou des schistes, sont données dans le tableau 20. On constate que la composition minéralogique présente les mêmes tendances, quand on passe du faciès massif au pseudonodulaire puis au nodulaire : la nette augmentation de la teneur en fer total s'accompagne d'un lessivage intense du quartz, d'un lent accroissement des quantités de kaolinite et d'une croissance assez régulière de la valeur du paramètre RPHG, la ferruginisation progressive se marquant surtout par un développement de l'hématite. Ces tendances générales restent les mêmes, que le substrat des cuirasses soit constitué de granites, de roches vertes ou de schistes. Elles correspondent tout à fait aux grandes tendances minéralogiques qui ont été mises en évidence quand le degré d'évolution et l'âge des cuirasses progressent. Ainsi, les cuirasses à faciès massif seraient moins évoluées que celles à faciès pseudonodulaire, elles-mêmes moins évoluées que celles à faciès nodulaire.

Tableau 19 - Fréquence des différents faciès cuirassés du haut glacis suivant la nature du substratum				
	granites n= 93	schistes n= 70	r.vertes n= 48	ensemble n= 211
nodulaire	35%	47%	69%	47%
pseudonodulaire	51%	46%	31%	45%
massif	14%	7%	0%	8%

Tableau 20 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des différents faciès cuirassés rencontrés sur granites, roches vertes et schistes dans la région de Gaoua; éléments majeurs en % de poids d'oxydes, éléments traces en ppm, teneurs minéralogiques en % pondéraux; n=nombre d'échantillons, m=moyenne, s=écart type, RPHG=100xhéma/(héma+goet)

	faciès sur granites						faciès sur r. vertes						faciès sur schistes					
	Massif (n=13)		Pseudo-nodul. (n=47)		Modulaire (n=33)		Pseudo-nodul. (n=15)		Modulaire (n=33)		Massif (n=5)		Pseudo-nodul. (n=32)		Modulaire (n=33)			
	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s		
SiO2	40.40	8.88	30.23	9.29	24.35	6.10	SiO2	25.77	6.77	20.84	3.01	SiO2	48.60	3.36	34.16	8.45	28.53	8.20
Al2O3	13.00	3.21	14.58	2.54	16.17	2.93	Al2O3	15.17	3.66	17.21	2.79	Al2O3	9.46	0.91	12.85	2.90	13.52	2.70
Fe2O3	36.33	5.75	44.01	7.77	47.28	4.55	Fe2O3	47.34	5.93	49.40	3.85	Fe2O3	32.18	3.12	42.08	7.16	46.73	5.70
HgO	0.09	0.03	0.09	0.03	0.08	0.03	HgO	0.09	0.05	0.09	0.04	HgO	0.13	0.04	0.12	0.04	0.12	0.05
CaO	0.24	0.10	0.20	0.00	0.21	0.04	CaO	0.20	0.02	0.20	0.02	CaO	0.24	0.09	0.21	0.06	0.21	0.03
Na2O	0.08	0.06	0.08	0.06	0.07	0.05	Na2O	0.07	0.06	0.09	0.07	Na2O	0.10	0.06	0.11	0.07	0.09	0.06
K2O	0.13	0.06	0.13	0.06	0.10	0.03	K2O	0.21	0.13	0.19	0.08	K2O	0.23	0.06	0.27	0.12	0.36	0.12
Mn3O4	0.19	0.17	0.13	0.11	0.16	0.17	Mn3O4	0.16	0.11	0.15	0.15	Mn3O4	0.15	0.09	0.17	0.15	0.09	0.12
P2O5	0.27	0.10	0.27	0.08	0.31	0.10	P2O5	0.29	0.12	0.28	0.09	P2O5	0.24	0.08	0.30	0.12	0.33	0.08
TiO2	0.74	0.20	0.82	0.26	0.83	0.26	TiO2	0.72	0.17	0.75	0.24	TiO2	0.60	0.09	0.61	0.13	0.56	0.11
H2O	8.44	1.84	9.14	1.19	10.36	1.45	H2O	9.75	1.56	10.73	1.06	H2O	7.22	0.61	8.87	1.08	9.06	1.33
SOMME	99.78	0.90	99.50	0.91	99.77	0.85	SOMME	99.62	0.65	99.82	0.75	SOMME	99.05	0.24	99.63	0.80	99.47	0.85
Sr	15	5	10	4	11	5	Sr	16	8	17	8	Sr	29	9	23	8	26	10
Ba	230	244	93	104	98	142	Ba	134	111	136	169	Ba	280	187	212	157	131	108
V	707	186	863	238	976	201	V	818	172	916	209	V	440	67	643	184	671	169
Ni	43	13	59	39	58	23	Ni	65	28	56	29	Ni	39	19	57	14	59	17
Co	41	36	33	22	37	27	Co	42	21	39	51	Co	27	6	42	21	32	19
Cr	268	87	350	137	447	176	Cr	449	365	701	239	Cr	305	119	476	293	610	240
Zn	52	23	65	24	74	25	Zn	119	161	129	189	Zn	49	11	65	32	71	27
Cu	124	121	101	42	139	91	Cu	146	51	129	52	Cu	76	12	102	69	107	61
Sc	24	21	29	14	38	16	Sc	38	20	39	15	Sc	12	2	16	6	21	11
Y	13	3	11	3	12	3	Y	13	3	12	4	Y	13	2	13	4	12	3
Zr	254	71	211	59	194	42	Zr	187	46	183	43	Zr	278	51	232	83	206	51
La	13	5	12	7	13	13	La	9	4	19	31	La	14	3	13	7	13	6
Ce	73	28	53	42	70	44	Ce	41	32	66	44	Ce	96	86	69	50	43	20
Eu	1.0	0.0	1.1	0.3	1.1	0.5	Eu	1.0	0.0	1.1	0.8	Eu	1.0	0.0	1.1	0.2	1.0	0.1
Yb	1.1	0.5	0.9	0.7	0.9	0.9	Yb	1.5	0.8	1.0	0.9	Yb	1.5	0.7	1.1	0.8	0.7	0.8
Lu	0.2	0.3	0.4	0.4	0.3	0.4	Lu	0.7	0.4	0.4	0.4	Lu	0.3	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4
Nb	11	4	12	5	12	5	Nb	10	4	12	6	Nb	13	5	12	4	11	3
Qtz	28	12	17	11	11	7	Qtz	11	10	5	5	Qtz	41	4	23	10	16	11
Kaol	28	9	31	6	32	8	Kaol	33	10	36	7	Kaol	20	3	26	5	28	7
Goet	33	8	31	8	35	8	Goet	39	10	37	10	Goet	31	4	37	8	36	8
Héma	10	7	20	11	20	8	Héma	17	8	21	9	Héma	7	4	13	6	19	8
Gibb	0	0	1	5	3	7	Gibb	0	0	1	5	Gibb	0	0	1	6	0	2
RPHG	22	13	39	17	37	14	RPHG	30	15	37	16	RPHG	19	9	26	10	35	14

3. Signification génétique des faciès cuirassés

Ainsi, d'après leurs caractéristiques analytiques, les faciès pétrographiques que nous avons précédemment appelés massif, pseudonodulaire et nodulaire correspondraient dans cet ordre à des cuirasses de plus en plus évoluées - suivant les critères admis dans ce travail - et tendant, de formations en cours d'agradation, vers des formations où s'amorce la dégradation.

Dans un modèle où il met en relation faciès et degré d'évolution, TARDY (1991) propose une séquence théorique et souvent incomplète allant des cuirasses "nodulaires" aux cuirasses "massives" puis aux cuirasses "pseudopisolitiques", "parapisolitiques" et "pisolitiques *sensu stricto*". D'après cet auteur, les faciès "massifs" seraient d'anciens faciès "nodulaires", dans lesquels la texture aurait été progressivement estompée du fait de la coalescence des éléments au cours de l'agradation ; dans cette même optique, les différents faciès à tendance plus ou moins "pisolitique" correspondraient à l'apparition de structures pisolitiques qui se développent et s'affirment peu à peu à partir de cuirasses à faciès "massif" au fur et à mesure que le processus de la dégradation y est en marche.

Les faciès cuirassés que nous avons décrits comme massifs résulteraient de l'agradation d'agradation d'anciens faciès "nodulaires" dont on ne retrouve plus trace dans le secteur étudié. Quant aux cuirasses que nous avons qualifiées de pseudonodulaires et de nodulaires, elles seraient les équivalents des faciès dégradés "pseudopisolitique" et "pisolitique" de TARDY (1991).

VII- DISCUSSION - CONCLUSION

1) Pour cette étude sur les cuirasses latéritiques du secteur de Gaoua, menée à l'échelle régionale (environ 2000 km²), rappelons que l'échantillonnage a été réalisé de la façon suivante ; les prélèvements, effectués à la surface des zones cuirassées, correspondent aux faciès les plus évolués parmi ceux rencontrés alentour ; c'est dire que certaines formations latéritiques, comme les carapaces, ont été évitées dans la mesure où se trouvaient à proximité des cuirasses dont le degré de maturité et l'intensité de la ferruginisation apparaissaient plus avancées.

2) Sur l'ensemble de la région de Gaoua, différents types de cuirasses peuvent être reconnus, comme l'ont déjà signalé ESCHENBRENNER et GRANDIN (1970). Elles peuvent être rattachées, d'après leur position dans le paysage, leur faciès et leur composition, aux niveaux cuirassés classiquement décrits en Afrique de l'Ouest (MICHEL, 1973 ; GRANDIN, 1976). Du plus ancien - et le plus élevé - au plus récent il s'agit des niveaux cuirassés suivants.

- Le niveau bauxitique (vraisemblablement celui formé à partir de la surface "africaine" de l'Eocène) est représenté par un tout petit lambeau de cuirasse aluminoferrugineuse, culminant à 592 mètres d'altitude. Malgré la présence de minéraux aluminifères (en moyenne, gibbsite = 28 %, boehmite = 6 %), et une texture parfois nettement pisolitique, le caractère ferrugineux est généralement bien marqué (en moyenne hématite = 43 %, goethite = 12 %).

- Le relief intermédiaire n'est pas rencontré en place à travers la région étudiée. On a estimé que les boules cuirassées à faciès nodulaire, très hématitiques et kaolinitiques, mais pauvres en quartz, et souvent englobées dans des dalles plus récentes, constituent des témoins de cet ancien niveau complètement démantelé.

- Les cuirasses du haut glacis, de loin les plus abondantes dans notre échantillonnage, coiffent de nombreux plateaux et buttes d'altitudes généralement comprises entre 360 mètres à l'Ouest et 250 mètres à l'Est. La composition moyenne de ces cuirasses montre qu'elles sont assez quartzieuses, nettement plus riches en goethite qu'en hématite, et que les hydroxydes d'aluminium en sont pratiquement absents. Ces cuirasses sont essentiellement développées sur trois types de substratum (MARCELIN, 1971) : granites du socle, "roches vertes" et schistes métamorphiques du Birrimien. Le faciès des cuirasses à bordures indistinctes a été assimilé à du haut glacis surtout en raison de sa position dans le paysage ; peu répandu, et uniquement dans certaines zones granitiques - ce qui justifierait ses teneurs en quartz nettement plus élevées et corrélativement en fer beaucoup plus basses que dans le cas précédent -, leurs rebords auraient été écornés par l'érosion.

- Le moyen glacis cuirassé est très vraisemblablement représenté par les carapaces de faible extension qu'on trouve parfois en contrebas de la bordure de dalles du haut glacis.

3) Les principaux caractères chimiques et minéralogiques obtenus à la suite de ce travail sur les cuirasses du haut glacis du secteur de Gaoua ont été comparés à ceux que donnent d'autres auteurs sur des cuirasses attribuées au même niveau, provenant de plusieurs régions d'Afrique de l'Ouest : BOULANGE *et al.* (1973), ainsi que GRANDIN (1976) à partir de formations cuirassées de Côte-d'Ivoire, MAZALTARIM (1989) sur la base d'échantillons prélevés dans la partie méridionale du Mali (voir tableau 21). Une assez grande variabilité peut être observée entre ces différentes analyses.

4) Sur l'ensemble de la région de Gaoua, les cuirasses que nous avons jusqu'à présent rangées dans la famille du haut glacis, présentent un large éventail de teneurs en fer (Fe_2O_3 compris entre 25 % et 60 % environ) et, par suite, en la plupart des autres éléments. Si on les classe par teneurs en fer croissantes, un peu plus des trois quarts des échantillons constituant la population totale (soit 237 prélèvements) correspondent indiscutablement aux normes du haut glacis ; il s'agit des cuirasses renfermant entre 40 % et 55 % de Fe_2O_3 . Par contre, les cuirasses présentant des teneurs en fer plus élevées, ou plus faibles, et que nous avons également assimilées à du haut glacis, se rapprochent davantage par leurs compositions chimiques et minéralogiques de celles du relief intermédiaire, respectivement du moyen glacis. Sur l'ensemble des cuirasses du haut glacis, on constate au fur et à mesure que progresse l'enrichissement en fer - considéré ici comme un critère du degré d'évolution des formations cuirassées - la tendance minéralogique générale est la suivante : augmentation du rapport hématite/goethite ainsi que des quantités de kaolinite, lessivage du quartz. Une évolution dans le même sens apparaît entre les cuirasses, de plus en plus ferrugineuses, du moyen glacis, du haut glacis et du niveau intermédiaire (ce dernier représenté par les boules violacées) ; il faut toutefois signaler que notre échantillonnage sur les cuirasses du moyen glacis et du relief intermédiaire n'est que peu représentatif, en raison du nombre réduit des prélèvements effectués. Ces faits ne signifient pas que les cuirasses les plus récentes dérivent nécessairement des plus anciennes ; les cuirasses de niveau intermédiaire, par exemple, si elles proviennent parfois de la transformation de faciès alumineux ou alumino-ferrugineux antérieurs (BOULANGE, 1984), se sont dans certains cas développées indépendamment de l'existence de toute cuirasse bauxitique (GVAUD, 1966). Les tendances minéralogiques notées plus haut et qu'il convient de nuancer quelque peu selon la nature de la roche mère, traduisent une aggradation des cuirasses. La dégradation n'est apparente que dans certains des faciès les plus riches en fer (Fe_2O_3 supérieur à 55 %) : les teneurs en kaolinite et en hématite commencent à chuter, alors que celles en goethite s'accroissent.

Tableau 21 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des cuirasses du haut glacis selon différents auteurs: (1) BOULANGE et al.(1973), (2) GRANDIN (1976), (3) MAZALTARIM (1989) dans la région de Kangaba au Mali, (4) BOEGLIN (1990) dans la région de Gaoua

	(1) n=25		(2) n=15		(3) n=135		(4) n=237	
	m	s	m	s	m	s	m	s
SiO ₂	30,77	8,25	24,91	5,65	18,33	4,89	28,63	9,47
Al ₂ O ₃	18,27	3,05	16,43	2,09	20,14	3,94	14,68	3,29
Fe ₂ O ₃	40,38	8,65	47,21	5,24	48,55	6,42	45,13	6,99
P.F.	9,58	1,26	9,61	1,92	10,87	1,85	9,53	1,52
Somme	99,54	0,77	99,68	1,38	99,45	0,78	99,60	0,83
Qtz	10	8	6	7	3	4	15	12
Kaol.	46	8	41	7	34	11	31	8
Goet.	32	15	36	19	21	12	35	9
Héma.	13	11	17	17	31	10	18	9
Gibb.	0	1	0	1	10	8	1	5
RPHG	30	25	32	33	60	20	33	15

$$RPHG = 100 \times \text{Héma} / (\text{Héma} + \text{Goet})$$

5) Un ordre de mobilité des éléments dans les cuirasses, sur les trois principaux types de substratums, est donné dans le tableau 22. Un même élément peut être lessivé plus ou moins facilement lors du cuirassement suivant le degré d'altérabilité du minéral de départ et l'intensité avec laquelle il est ensuite intégré (adsorption...) dans les phases néoformées.

Parmi les minéraux et les éléments, trois groupes de corrélation peuvent généralement être distingués dans les cuirasses : celui des minéraux résiduels avec le quartz et le zircon ; celui de l'hématite à laquelle est systématiquement associée la kaolinite, avec Ti, Sc, V, Cr... ; celui de la goethite avec laquelle on trouve la phase manganésifère ainsi, que d'autres éléments comme Zn ou Cu...

Tableau 22 - Ordre de mobilité des éléments chimiques dans les cuirasses de la région de Gaoua; variations suivant la nature du substratum

P_m	0	0,50	0,60	0,70	0,80	0,90	0,99	1,00
cuirasses sur granites	Cr, V Fe		Cu	Sc	Ni Mn Co	Nb Yb, Ti, P, Y Zr, Zn, Ce, Al, Eu, Lu, La, Si	Ba, Mg, Ca, K, Sr, Na	
cuirasses sur schistes	Fe V, Cr	P Cu	Co Nb	Mn Zr Ce	Ni Sc Lu	Zn, Eu, Al, La, Ti, Y Yb Si, Ba, Ca, K, Sr, Mg, Na		
cuirasses sur roches vertes	Fe V, Nb, Cr	Zr Cu	Ce	P La Lu Sc	Co, Ti, Al, Ni Eu	Zn, Yb, Mn, Y Ba, Si, K	Sr Na, Ca, Mg	

X_{rm} = teneur dans le substratum

X_{cuir} = teneur dans la cuirasse

$$F = \frac{Fe_2O_3_{cuir}}{Fe_2O_3_{rm}}$$

F = 2,20 dans les cuirasses sur granites

F = 5,00 dans les cuirasses sur schistes

F = 5,30 dans les cuirasses sur roches vertes

$$P_m = \frac{F \cdot X_{rm} - X_{Cuir}}{F \cdot X_{rm}} = 1 - \frac{X_{cuir} / Fe_2O_3_{Cuir}}{X_{rm} / Fe_2O_3_{rm}}$$

La lithodépendance est observée dans les faciès cuirassés où la ferruginisation n'est pas trop avancée ; on peut la suivre à l'échelle régionale sur substratums de granites de roches vertes et de schistes. En revanche, dans les cuirasses les plus riches en fer - et donc les plus évoluées - la lithodépendance s'estompe : quelles que soient les différences existant pour un même élément entre les roches mères, les teneurs dans ces cuirasses convergent et tendent à s'homogénéiser.

6) Le cuirassement présente des spécificités, selon la nature de la roche à partir de laquelle il se développe. A part pour le quartz, qui dans tous les cas subit un lessivage progressif, l'évolution minéralogique est très différente au cours de la ferruginisation des cuirasses, suivant le type de leur substratum.

Sur les granites et les schistes, roches mères riches en quartz, l'augmentation de la kaolinite est moins nette et plus lente que celle de l'hématite ; la kaolinite tend à se stabiliser dans les cuirasses sur granites, mais chute dans les cuirasses sur schistes les plus évoluées : c'est le début de la dégradation.

Sur les roches vertes, les teneurs en kaolinite décroissent assez régulièrement des faciès les moins au plus ferrugineux ; simultanément, les quantités de goethite augmentent. La dégradation de la kaolinite, comme beaucoup plus tôt dans les cuirasses sur roches à tendance basique, est probablement due au fait que ce minéral n'est pas protégé par un excès de quartz, comme dans le cas des cuirasses formées sur granites ou sur schistes. Aussi les faciès massifs d'agradation se rencontrent-ils - même s'ils y sont peu fréquents - uniquement dans les cuirasses dérivant de roches mères riches en quartz ; ils sont par contre totalement absents des cuirasses développées sur roches vertes, où ne sont représentés que les faciès à tendance nodulaire ou pisolitique, caractéristiques de la dégradation beaucoup plus précoce dans ce cas.

CHAPITRE III

LES CUIRASSES DU SECTEUR DE DONKO

I - INTRODUCTION

La zone concernée dans cette partie de l'étude correspond à un interfluve cuirassé de façon quasi-continue, comprenant : un plateau à rebords généralement peu marqués, ses versants, un glacis en contrebas jusqu'à l'incision des marigots ; la limite entre le plateau et les versants apparaît en trait gras sur la figure 25. L'ensemble, d'une superficie d'environ 50 km², se trouve à proximité du village de Donko, situé à 26 km à l'Est de Gaoua, sur le bord de la piste allant d'Iridiaka à Batié-Nord et à 11 km à l'Ouest de la Volta Noire ; le secteur de Donko est localisé, dans le cadre de la région de Gaoua, sur la carte de la figure 2. Notre objectif, à partir de cet interfluve cuirassé à substratum en principe homogène constitué de schistes birrimiens (MARCELIN, 1971) et dont nous avons rattaché précisément la cuirasse du plateau au "haut glacis", est double.

- Suivre les variations de faciès et de compositions des cuirasses, selon qu'on les rencontre sur le plateau, dans ses versants, ou sur les glacis ; s'agit-il d'un même type de cuirasses ? Des discontinuités apparaissent-elles le long de cette séquence ?

- Etudier les relations entre le degré d'évolution de cuirasses initialement attribuées à un même niveau et la morphologie actuelle de la surface qu'elles recouvrent ; la répartition sur un plateau de faciès cuirassés de degrés d'évolution différents a-t-elle été influencée par l'érosion d'intensité variable suivant les zones ?

Dans ce but, on a réalisé une cartographie pétrographique, minéralogique et géochimique sur l'ensemble des cuirasses du secteur de Donko. Les prélèvements représentant 191 échantillons de cuirasses et de carapaces récoltés uniquement en surface, ont presque tous été effectués suivant les 15 traversées établies hors de la campagne

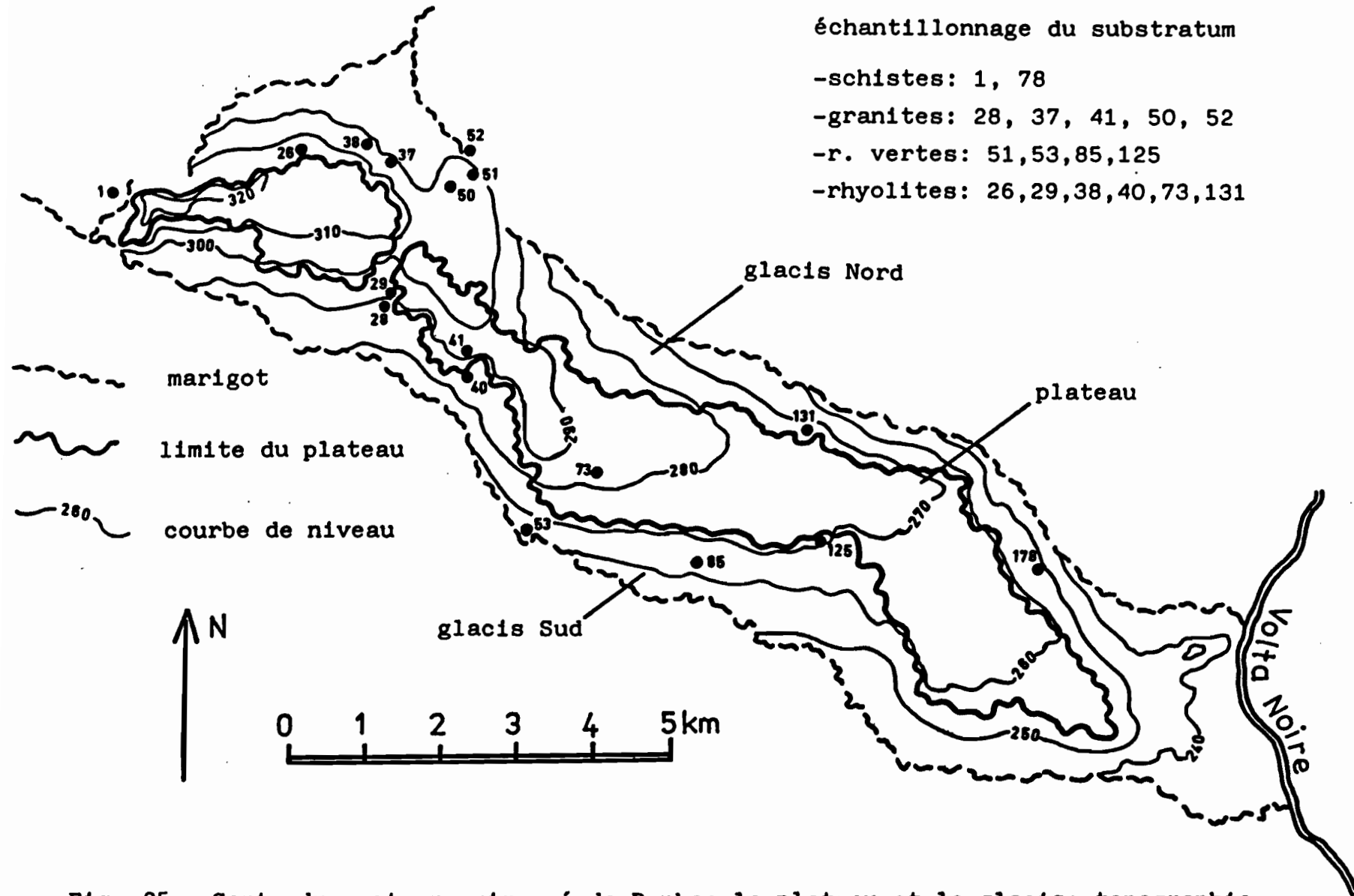


Fig. 25 - Carte du secteur cuirassé de Donko: le plateau et le glacis; topographie et plan d'échantillonnage du substratum

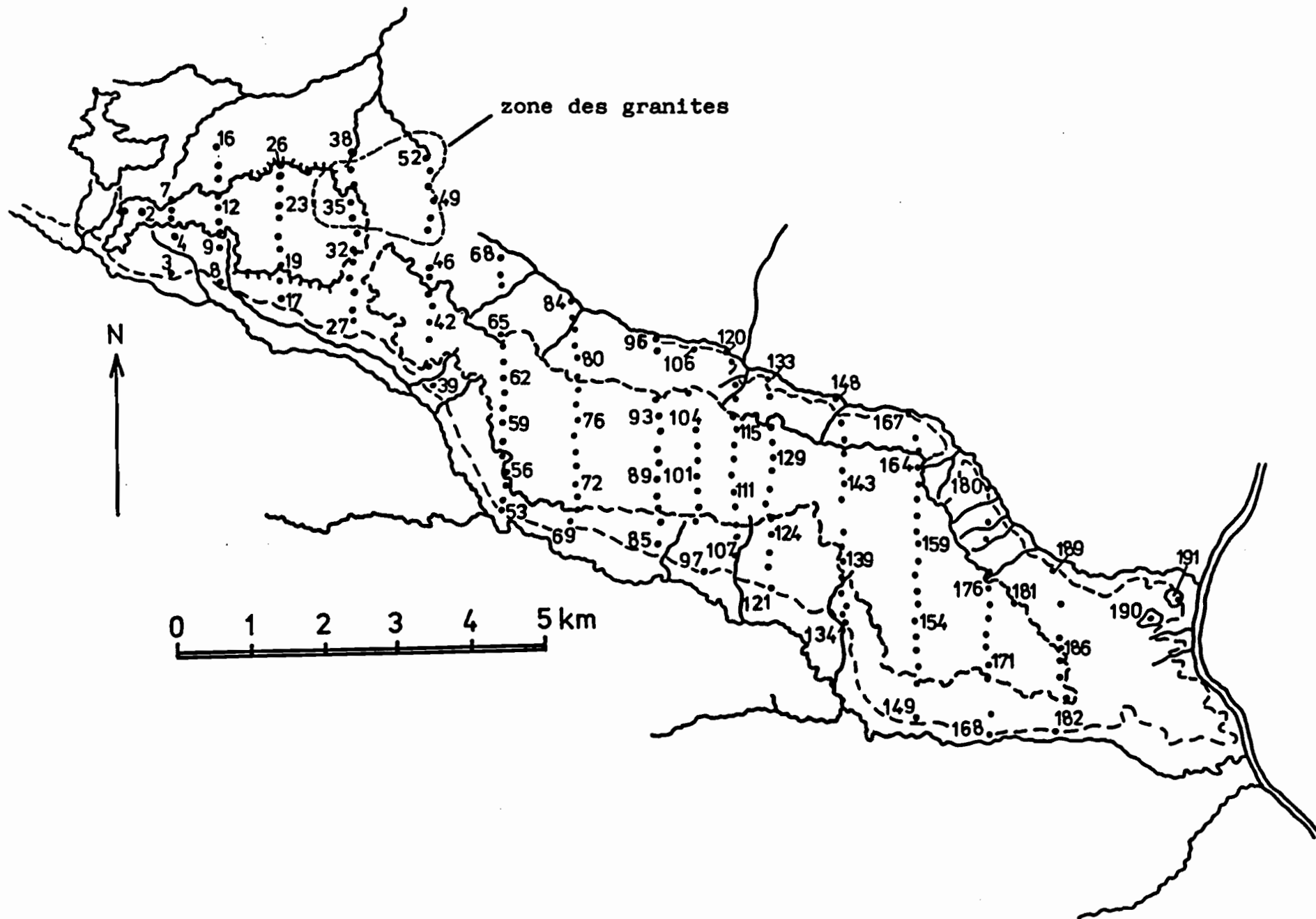


Fig. 26 - Plan d'échantillonnage des cuirasses du secteur de Donko

topographique (voir plan d'échantillonnage, fig. 26). Ces transects, d'orientation NS et recoupant le plateau à 60° environ de sa direction d'allongement, sont distantes entre elles de 1 kilomètre ou parfois seulement de 500 mètres ; les mesures d'altitude ont été faites tous les 200 mètres le long de ces profils ; quelques points en dehors de ces transects ont également été relevés. Un tracé des courbes de niveau, équidistantes de 10 mètres, a été reconstitué sur la figure 25 à partir de toutes les données topographiques disponibles (environ 250 points de mesure).

II - GEOMORPHOLOGIE

L'ensemble du secteur étudié comprend, comme on a essayé de le montrer sur les figures 25 et 27, trois unités morphologiques : le plateau, de forme très allongée suivant un axe WNW-ESE ; ses versants, la plupart du temps peu pentés ; les glacis en contrebas, l'un du côté nord, l'autre du côté sud. L'existence de ces trois domaines géomorphologiques dans la zone de Donko a pu être déduite des mesures topographiques effectuées, mais surtout des indications fournies par les photographies aériennes au 50 000ème disponibles sur l'ensemble du secteur.

Le plateau, d'une longueur d'environ 15 kilomètres et d'une largeur variant entre un et deux kilomètres, couvre une superficie de l'ordre de 20 km². L'altitude, culminant vers 320 mètres dans la partie ouest, s'abaisse progressivement jusque vers 250 mètres dans la terminaison est, du côté de la Volta noire, qui coule entre 230 et 235 m d'altitude environ, les berges de son lit mineur étant marquées par des incisions assez abruptes de quelques mètres ; la pente vers l'ESE a donc une valeur moyenne d'environ 5 ‰. Suivant les traversées NS le long desquelles ont été effectués nos prélèvements, les différences d'altitude entre les points les plus élevés du plateau et ceux des glacis dans leur partie la plus basse varient de 25 à 30 mètres du côté ouest, et de 15 à 20 mètres du côté est. Suivant la direction perpendiculaire à son allongement, la surface du plateau apparaît faiblement pentée vers le Sud. Loin d'être plane, cette surface présente des zones bombées, relativement hautes et d'autres, concaves, déprimées ; ces variations dans la topographie du plateau sont faibles mais ont pu être visualisées sur la carte de la figure 27, à la suite d'une étude sur photographies aériennes. Comme on l'a déjà indiqué sur la figure 26, les rebords du plateau peuvent être escarpés, peu nets ou indistincts. Le dernier cas est, de loin, le plus fréquemment rencontré, la transition

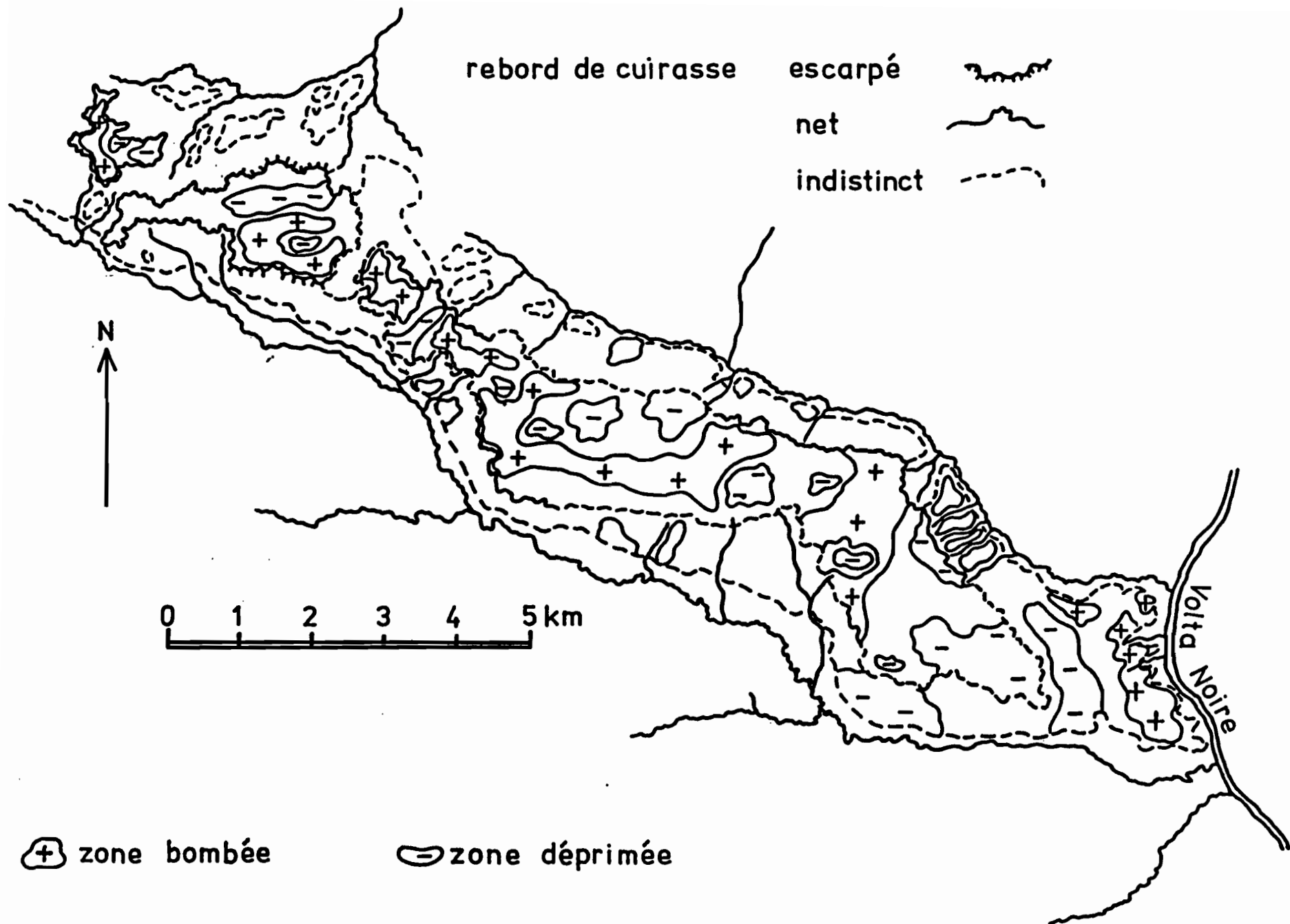


Fig. 27 - Carte géomorphologique du secteur de Donko

plateau-versant s'effectuant alors de façon très douce, voire imperceptible ; ce n'est que dans la partie ouest du secteur étudié qu'on observe localement des bordures escarpées, marquées par de gros blocs de cuirasse provenant du démantèlement de la dalle ; la dénivelée de ces rebords escarpés n'excède que rarement trois mètres. Les versants apparaissent généralement peu inclinés : la valeur moyenne de leur pente est de 3 %, mais peut atteindre 10 % sur une distance de 200 mètres dans les zones où le rebord de la cuirasse est particulièrement net. Quant aux glacis, parfois cultivés sur le contrebas du versant et le bord du marigot, dont le lit correspond le plus souvent à une entaille pouvant atteindre deux mètres. L'influence de l'érosion sur les cuirasses donnera lieu à des développements ultérieurs dans ce chapitre, en particulier au sujet des trois points suivants :

- les rebords du plateau, généralement peu marqués, apparaissent parfois franchement escarpés ;
- la quasi-continuité apparente de l'horizon cuirassé entre le plateau et le glacis en contrebas ;
- la morphologie en creux et en bosses observées à la surface du plateau, et son influence sur le type de cuirasse qu'on y trouve.

III- SUBSTRATUM

Les roches du substratum ayant déjà été décrites et analysées (voir tableaux 4 et 5) sur l'ensemble de la région de Gaoua, nous nous bornerons ici à donner les principaux caractères des faciès rencontrés dans le secteur de Donko ; ainsi, on pourra soit les rattacher à l'un des types de roches précédemment reconnus, soit, au contraire, montrer par quels traits ils s'en distinguent. D'après la carte géologique de MARCELIN (1971), le secteur étudié appartient entièrement au domaine des schistes épizonaux de la bande birrimienne de Boromo-Gaoua (voir Fig. 10). C'est avec l'idée d'un substratum homogène que nous avons entrepris l'étude du secteur cuirassé de Donko. Pourtant, sur les 17 échantillons prélevés dans notre zone d'étude (voir carte, fig. 25), deux seulement sont constitués par des schistes. Il est vrai que les affleurements - notamment ceux de schistes, comme on l'a déjà signalé plus haut - sont rares dans cette partie de la région située en bordure de la Volta Noire. A part les schistes (n = 2), les seules roches trouvées en place aux alentours de Donko sont des granites

Tableau 23 - Compositions chimiques moyennes et normes CIPW correspondantes pour les différents types de roches constituant le substratum dans le secteur de Donko; m=moyenne, s=écart-type								
	Schistes (n=2)		Granites (n=5)		Rhyolites (n=6)		R. vertes (n=4)	
	m	s	m	s	m	s	m	s
SiO ₂	67,85	1,25	75,40	0,86	79,80	1,17	59,68	3,43
Al ₂ O ₃	15,25	0,15	12,72	0,51	13,08	0,39	15,15	0,92
Fe ₂ O ₃	7,45	0,15	1,64	0,31	0,73	0,23	6,70	1,24
MgO	1,05	0,73	0,26	0,14	0,14	0,03	4,58	2,27
CaO	0,45	0,15	0,54	0,26	0,20	0	6,60	1,71
Na ₂ O	0,67	0,58	3,85	0,08	0,18	0,13	3,53	0,78
K ₂ O	1,65	0,72	4,25	0,22	3,67	0,34	0,66	0,21
Mn ₃ O ₄	0,07	0	0,05	0,01	0,01	0	0,12	0,02
P ₂ O ₅	0,10	0	0,10	0	0,10	0	0,13	0,01
TiO ₂	0,54	0,06	0,15	0,04	0,08	0,03	0,41	0,01
P.F.	5,11	0,24	0,65	0,29	1,81	0,07	2,52	0,27
Somme	100,17	0,01	99,60	0,39	99,55	1,00	100,14	0,63
Sr	168	100	94	31	25	16	357	31
Ba	483	183	654	102	415	240	999	55
V	136	4	9,7	4,6	5,4	1,3	124	33
Ni	39	17	4,8	4,9	2,8	2,8	70	68
Co	15	9	5,0	0	5,0	0	20	8
Cr	113	34	6,8	2,9	12	17	199	194
Zn	74	24	34	6	5,7	4,2	62	16
Cu	51	5	4,0	2,5	9,1	8,5	49	13
Sc	17	1	2,8	0,4	3,8	0,5	17	6
Y	18	5	16	3	23	9	9,2	0,4
Zr	95	31	107	11	86	7	75	18
La	28	23	28	5	19	6	5,7	1,3
Ce	45	31	58	13	34	11	10,2	0,4
Eu	1,0	0	1,2	0,3	1,6	0,7	1,0	0
Yb	1,5	0,6	1,4	0,2	2,0	0,5	0,8	0,1
Lu	0,1	0	0,4	0,1	0,5	0,1	1,0	0
Nb	2,2	0,2	6,3	2,0	12	7	2,0	0
Qtz	50		35		64		14	
Orth.	10		25		22		4	
Alb.	6		33		2		30	
Anort.	2		2		t		24	
Corind.	11		1		9		0	
Néphél.	0		0		0		0	
Leuc.	0		0		0		0	
Somme	79		96		97		72	
Wollast.	0		0		0		0	
Clpyrox.	0		0		0		6,9	
Orpyrox.	11,2		2,5		1,2		16,2	
Magnét.	1,6		0,4		0,2		1,5	
Hém.	0		0		0		0	
Ilmén.	1,0		0,3		0,1		0,8	
Apat.	0,2		0,2		0,2		0,3	
Périd.	0		0		0		0	
Somme	14,0		3,4		1,7		25,7	

(n = 5), ces derniers étant limités à un périmètre restreint comme le montre la figure 26. Les autres roches prélevées à travers le secteur étudié appartiennent à la famille des rhyolites (n = 6) et à celle des roches vertes (n = 4) ; il s'agit vraisemblablement de petites intrusions au sein du contexte schisteux régional. Ces faciès n'ayant toutefois pas été rencontrés à l'affleurement, il convient de ne pas leur accorder le même poids qu'aux schistes ou qu'aux granites. La composition chimique moyenne ainsi que la norme minéralogique correspondante (CIPW) obtenues sur ces différentes familles de roches sont données dans le tableau 23, les résultats individuels figurant en annexe. Voici à présent une brève caractérisation des quatre types de roches rencontrés dans la zone de Gaoua.

- Les schistes à grains très fins et souvent bien argilisés sont parfois silicifiés ou ferruginisés ; leur composition chimique est très proche de celle figurant dans le tableau 5. En lame mince, on reconnaît dans un fond à texture très fine des éléments de quartz, ainsi que de séricite et de feldspaths altérés, l'épidote apparaissant comme constituant accessoire. Un tel faciès correspond bien à des schistes épizonaux, affectés par une latéritisation commençante.

- Les granites qu'on rencontre notamment en un dôme surbaissé affleurant dans la partie NW du secteur étudié (voir Fig. 26), ont une composition très différente de celle des formations du socle (analyses, tableau 5) : ils apparaissent en effet nettement plus quartzeux et plus riches en feldspaths alcalins. Ceci permet de penser que leur origine est très différente de celle des granites rencontrés plus à l'Ouest, et qu'il s'agit ici d'intrusions d'un âge postérieur. Dans cette région, BODIN (1951) signale de petits massifs de granites monzonitiques à tendance alcaline, dont il date la mise en place du Birrimien.

- Les roches à grain non discernable et qui, à l'analyse, s'avèrent hypersiliceuses sont à ranger dans la catégorie des rhyolites ; MARCELIN (1971) en a décrit de petits pointements à caractère nettement filonien, qu'il rattache au cycle éburnéen.

- Les roches vertes, sous leur composition moyenne appartiennent en fait à deux familles : la première plus siliceuse (SiO_2 de l'ordre de 60 %) et plus riche en plagioclases (teneurs en Na et Al plus élevés) est issue d'un métamorphisme dans le faciès "schistes verts" comme en atteste la présence de l'épidote, de chlorite, voire de calcite ; la seconde, moins siliceuse (SiO_2 de l'ordre de 54 %) mais plus riche en ferromagnésiens (teneurs en Fe, Mg, Ca plus élevées), présente une tendance doléritique. Dans les deux cas, il s'agit de roches intermédiaires ($52 \% < \text{SiO}_2 < 66 \%$) plutôt basiques.

IV - COMPOSITION MOYENNE DE L'ENSEMBLE DES CUIRASSES DU SECTEUR DE DONKO

Après avoir effectué la moyenne à partir des analyses chimiques et minéralogiques relatives aux 191 échantillons de cuirasses prélevés sur tout le secteur de Donko, on obtient les données figurant dans le tableau 24. La zone étudiée correspondant essentiellement au domaine des schistes birrimiens, on peut comparer ces résultats à ceux qui concernent les cuirasses développées sur substratum schisteux, à travers l'ensemble de la région de Gaoua (voir tableau 10) : à part les teneurs en potassium, un peu plus faibles et celles en manganèse, un peu plus élevées dans les cuirasses du secteur de Donko, les valeurs apparaissent tout à fait analogues pour les autres éléments majeurs, mineurs et pour les minéraux.

La matrice de corrélations entre les 28 éléments chimiques dosés et les cinq minéraux dont les teneurs ont été déterminées figure en annexe. Des différences apparaissent entre les coefficients de corrélations obtenus sur les cuirasses de la zone de Donko et sur les cuirasses limitées au domaine à substratum schisteux de l'ensemble de la région de Gaoua. Au niveau des constituants principaux, il convient de noter des corrélations plus nettes entre kaolinite et hématite (0,65 dans les cuirasses de Donko, contre 0,50 dans celles de Gaoua sur schistes), entre kaolinite et aluminium ainsi qu'entre hématite et alumine ; par suite, les associations kaolinite-goethite et goethite-alumine y apparaissent moins marquées. Sur les diagrammes d'analyse factorielle en composantes principales (Fig. 28, 29, 30), visualisant les affinités géochimiques et minéralogiques, les groupes mis en évidence ne se superposent pas exactement à ceux obtenus sur les cuirasses des zones à roche mère schisteuse de la région de Gaoua (voir fig. 20).

Sur l'échantillonnage des cuirasses provenant du secteur de Donko, on remarque que le cortège de traces accompagnant la goethite (notamment Cu, Co, Zn) est beaucoup moins dense que dans le cas de la population développée dans les zones sur schistes de l'ensemble de la région étudiée. En revanche, les corrélations Cr-hématite ainsi que Sc-hématite sont bien plus fortes dans les cuirasses prélevées autour de Donko. Enfin, il semble que le groupe du manganèse et des éléments associés (Mn, Ba, Co, Ce) toujours

Tableau 24 - Compositions chimique et minéralogique moyennes de l'ensemble des cuirasses prélevées sur le secteur de Donko (191 échantillons); m= moyenne, s= écart type

	m	s
SiO ₂	32,10	5,78
Al ₂ O ₃	12,63	1,85
Fe ₂ O ₃	43,76	4,70
MgO	0,12	0,04
CaO	0,21	0,03
Na ₂ O	0,07	0,03
K ₂ O	0,21	0,08
Mn ₂ O ₄	0,23	0,20
P ₂ O ₅	0,31	0,10
TiO ₂	0,59	0,09
P 110°C	1,57	0,57
P 1000°C	9,38	0,86
Somme	99,49	0,84
Sr	21,0	8,6
Ba	272	256
V	751	141
Ni	52,4	29,9
Co	54,2	43,2
Cr	345	77
Zn	45,6	16,8
Cu	128	44
Sc	17,1	4,5
Y	12,6	2,2
Zr	235	50
La	12,9	3,3
Ce	67,3	53,4
Eu	1,2	0,4
Yb	1,6	0,6
Lu	0,4	0,3
Nb	12,9	2,4
Quartz	21	7
Kaol.	27	5
Héma.	17	4
Goet.	35	6
Gibbs.	t	
RPHG	33	12

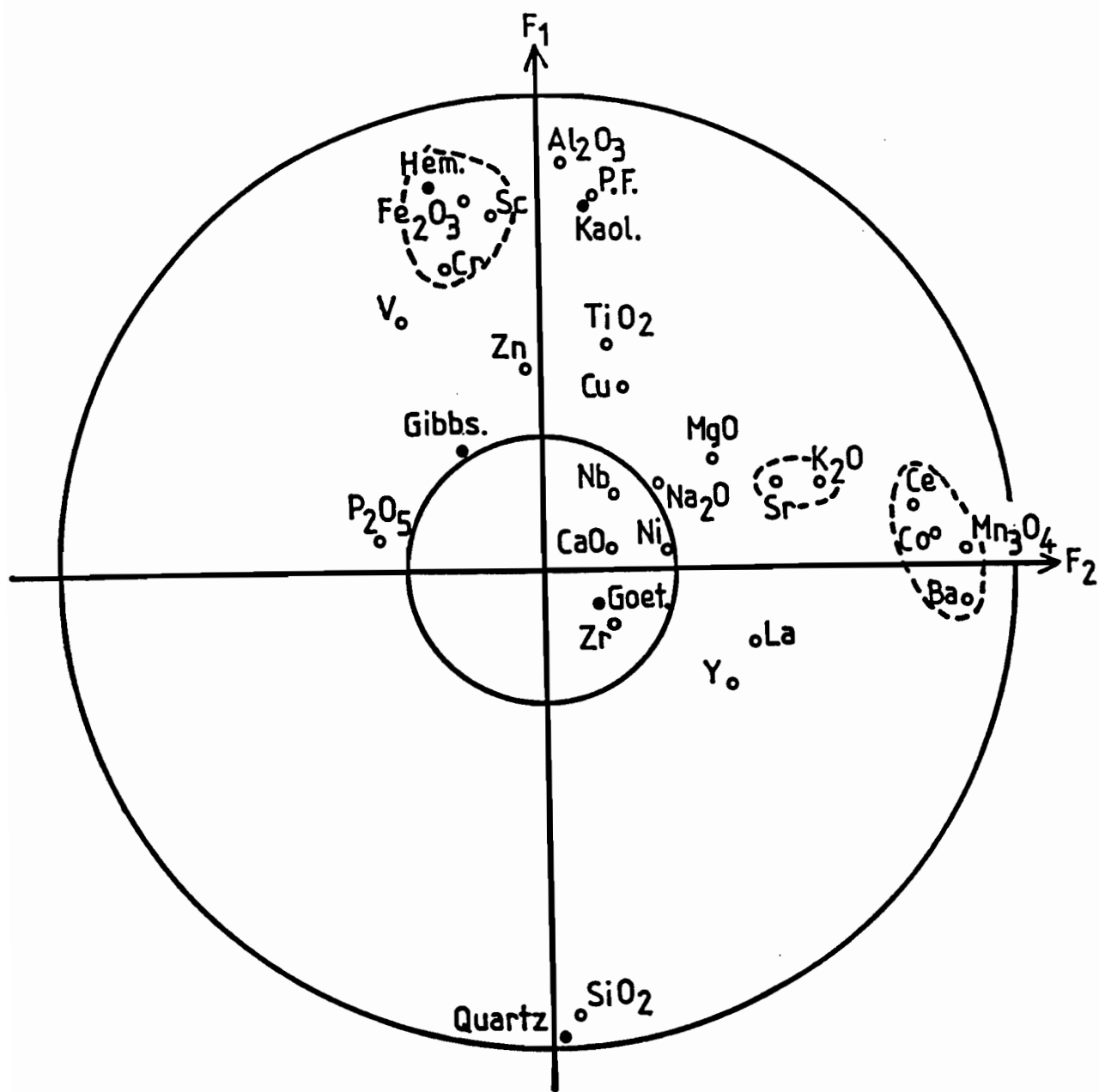


Fig. 28 - Plan (F₁,F₂) de l'analyse factorielle en composantes principales réalisée à partir de 191 échantillons de cuirasses provenant du secteur de Donko

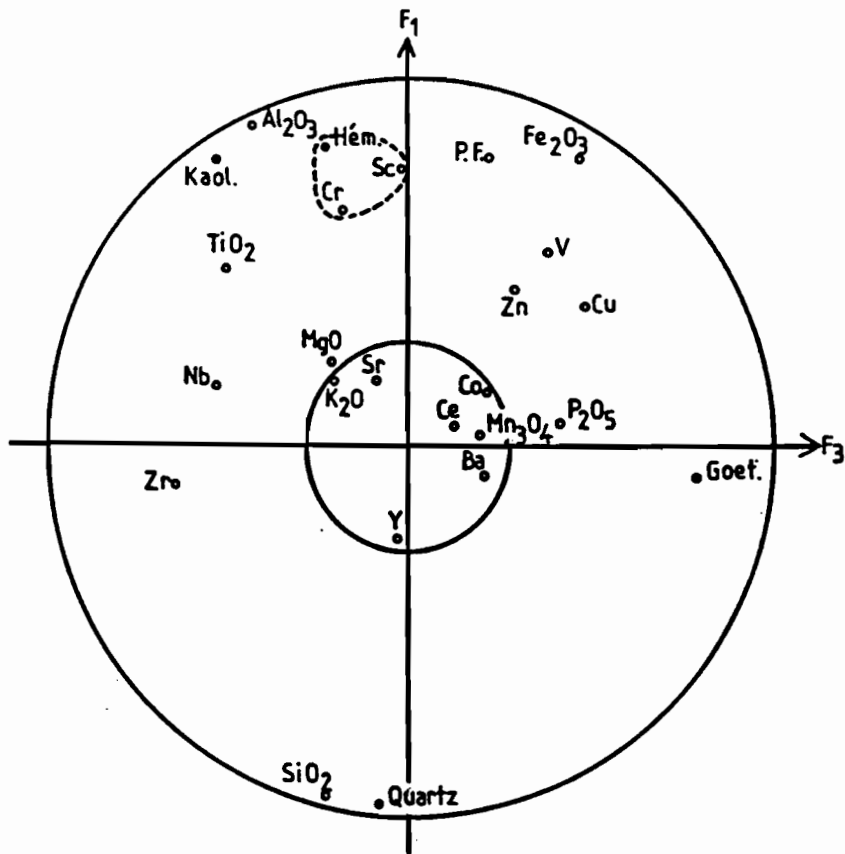


Fig. 29 - Plan (F_1, F_3) de l'analyse factorielle en composantes principales réalisée à partir de 191 échantillons de cuirasses provenant du secteur de Donko

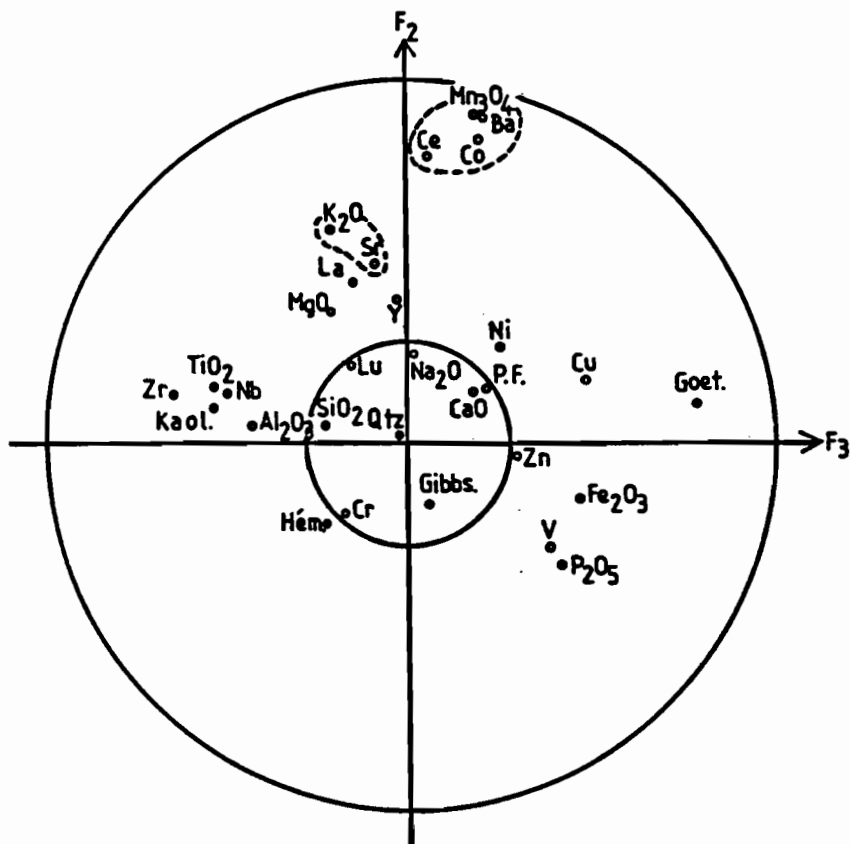


Fig. 30 - Plan (F_2, F_3) de l'analyse factorielle en composantes principales réalisée à partir de 191 échantillons de cuirasses provenant du secteur de Donko

très nettement individualisé, soit plus proche de la goethite dans les échantillons collectés à l'échelle régionale.

Les faits signalés ci-dessus, et notamment les quelques différences observées témoignent que le milieu naturel (type du substratum, géomorphologie...), mais aussi le mode de prélèvements (effectués à des échelles et avec des objectifs très différents) ne sont pas rigoureusement identiques entre le premier volet sur l'ensemble de la région de Gaoua, et le second, limité au secteur de Donko.

En ce qui concerne la roche mère, il s'agit essentiellement d'un schiste épimétamorphique dont la composition moyenne est donnée dans le tableau 23 ; on a néanmoins pu reconnaître avec certitude une zone à substratum granitique (voir analyse, tableau 23) d'extension très limitée, qui a été localisée sur la figure 26. Les échantillons de cuirasses dérivant de ce granite, présentant un faciès pétrographique particulier, sont très peu nombreux (une dizaine, soit 5 % environ du total). Le faciès et la composition de ce type de cuirasses seront détaillés dans un paragraphe ultérieur.

- L'échantillonnage a été réalisé de façon serrée et systématique dans le secteur de Donko (191 prélèvements sur 50 km²). Sur l'ensemble de la région de Gaoua, d'une superficie de l'ordre de 2000 km², environ 300 prélèvements de cuirasses des différents niveaux et sur des roches mères variées ont été effectués. Il apparaît donc clairement que dans le cas de l'étude menée sur la zone de Donko, certaines distinctions essentiellement liées à la géomorphologie, pourront plus facilement être établies ; ainsi les variations de faciès et de compositions des cuirasses selon la morphologie de la dalle ou du paysage, qui refléteraient soit une érosion localement plus ou moins intense, soit la coexistence de niveaux de glacis cuirassés très voisins. Ces points seront développés dans les paragraphes suivants.

V- FACIES CUIRASSES

Il convient, dans un premier temps, de distinguer les faciès selon la nature de leur substratum ; si, comme on l'a admis, la majorité des 191 échantillons de cuirasses dont on dispose sur le secteur de Donko dérivent d'une roche mère schisteuse (et très localement d'une des petites intrusions de roches vertes ou de rhyolites qui y sont disséminées), une dizaine toutefois, qu'on ne trouve que dans une zone bien délimitée, présentent un faciès assez particulier provenant de l'altération de granites. Dans le cas

des cuirasses sur schistes, quatre familles de faciès ont été définies et caractérisées par leurs compositions chimiques et minéralogiques ; on essaiera de mettre en relation ces différents faciès avec leurs conditions de formation ou leur degré d'évolution.

A- FACIES SUR GRANITES

Dans une petite zone localisée au NW du secteur étudié (voir Fig. 26), où des granites ont été trouvés à l'affleurement, une dizaine d'échantillons de cuirasses (soit environ 5 % du total des prélèvements) présentent un faciès particulier ; la matrice généralement bien indurée, de teinte dominante jaunâtre à brunâtre, avec une trame brun métallique diffuse, comporte de très nombreux éléments de quartz submillimétriques à millimétriques (les fragments plus gros, d'aspect anguleux, étant exceptionnels) ; on y distingue fréquemment des nodules ferrugineux, d'une taille en général comprise entre quelques millimètres et un centimètre, plus ou moins bien individualisés ; leur teinte est brun-rougeâtre, avec un liseré brun sombre à éclat luisant ; les éléments de quartz, quand ils sont visibles dans ces nodules, apparaissent beaucoup plus petits et moins abondants que dans la matrice.

Les compositions chimique et minéralogique moyennes de ce type de cuirasses, développées sur granites, figurent dans le tableau 25, en regard de celles des différents faciès cuirassés reconnus sur schistes. Les principaux traits analytiques du faciès sur granites sont donc leur grande richesse en quartz (41 % en moyenne), leur faibles teneurs en fer (Fe_2O_3 moyen = 32 %) et en bon nombre d'éléments traces (Ni, Co, Zn, Cu, Sc...) ; ce dernier caractère avait précédemment été remarqué et attribué à une dilution par le quartz - dans le cas des cuirasses des plateaux à bordures indistinctes de certaines zones granitiques (voir analyses tableau 6). Ainsi, en particulier du fait de sa grande richesse en quartz, le faciès cuirassé sur granite rencontré dans le secteur de Donko pourrait être rapproché des cuirasses des plateaux à bordures indistinctes décrites sur l'ensemble de la région de Gaoua ; dans les deux cas, il s'agit de faciès très peu répandus.

B - FACIES SUR SCHISTES

Parmi les échantillons de cuirasses sur schistes, dont on peut considérer qu'ils constituent la grande majorité des prélèvements effectués sur le secteur de Donko, on a été amené à définir quatre classes de faciès ; les distinctions ont été établies sur la base de caractères pétrographiques simples, discernables à l'oeil nu. Très généralement, les faciès montrent, du type 1 au type 4, une évolution progressive des caractères suivants :

- augmentation du nombre des nodules, par ailleurs de mieux en mieux individualisés au sein de la matrice ;

- teinte d'ensemble tendant du brun-jaunâtre vers le brun-rougeâtre ;

- éléments de quartz de plus en plus rares et petits.

Les compositions chimiques et minéralogiques moyennes des quatre classes de faciès cuirassés figurent dans le tableau 25.

- La classe 1 regroupe 43 échantillons, ce qui représente 24 % de la population des cuirasses sur schistes. On y rencontre des nodules bien individualisés, souvent de teinte franchement violacée, mais ils sont peu fréquents. Le fond de ces cuirasses présente plutôt une structure de type massif, des ébauches de nodulation, soulignées par des cernes brunâtres, commençant toutefois à apparaître au sein du plasma jaunâtre, assez bien induré dans son ensemble. La matrice est riche en éléments de quartz, parmi lesquels il convient de distinguer : des grains de petite taille (inférieure ou égale à un millimètre) provenant plutôt de la dissolution partielle des éléments de la roche mère ; des grains plus gros (dimensions supérieures à un millimètre, exceptionnellement de l'ordre d'un centimètre, mais généralement nettement plus grandes que celles des grains de quartz trouvés dans les faciès cuirassés dérivant des granites) de forme anguleuse, qui résulteraient du démantèlement superficiel de filons de quartz ; la présence de ces deux types de grains de quartz se retrouve dans les autres classes de faciès cuirassés. On observe des tubules, souvent assez gros (quelques millimètres) et contournés, à bordures ferruginisées brun sombre, ils sont partiellement occupés par un remplissage d'argile claire.

- La classe 2 (42 échantillons, soit 24 % du total) présente des éléments à structure nodulaire, peu abondants et mal différenciés. La matrice, de teinte dominante brunâtre à jaunâtre, comprend de nombreux petits grains de quartz à côté desquels il arrive qu'on trouve quelques fragments plus gros. Les tubules de la matrice contiennent de l'argile, blanchâtre à jaunâtre, plus ou moins évidée.

Tableau 25 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des différents faciès de cuirasses rencontrés dans le secteur de Donko (m= moyenne, s= écart type)

	n=43 classe 1		n=42 classe 2		n=61 classe 3		n=35 classe 4		n=10 sur granites	
	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s
SiO ₂	39,32	6,29	29,70	7,35	30,64	4,79	23,86	4,35	49,01	8,10
Al ₂ O ₃	9,62	1,51	12,36	1,67	14,09	2,07	14,87	1,83	9,98	2,89
Fe ₂ O ₃	40,18	4,69	46,17	5,99	43,25	3,92	49,52	4,12	32,06	6,20
MgO	0,10	0,04	0,12	0,04	0,14	0,05	0,12	0,05	0,10	0,04
CaO	0,21	0,03	0,21	0,06	0,20	0,03	0,21	0,02	0,20	0
Na ₂ O	0,06	0,02	0,06	0,02	0,08	0,05	0,07	0,03	0,05	0
K ₂ O	0,15	0,05	0,19	0,06	0,27	0,10	0,21	0,10	0,18	0,08
Mn ₃ O ₄	0,22	0,19	0,20	0,15	0,32	0,27	0,16	0,16	0,10	0,11
P ₂ O ₅	0,35	0,15	0,37	0,12	0,26	0,05	0,33	0,10	0,26	0,07
TiO ₂	0,54	0,10	0,59	0,09	0,62	0,10	0,62	0,07	0,44	0,14
P 110°C	1,63	1,16	1,61	0,47	1,58	0,38	1,49	0,33	1,41	0,55
P 1000°C	8,71	0,85	9,67	1,23	9,83	0,64	9,75	0,67	7,12	1,28
Somme	99,31	0,73	99,47	0,93	99,59	0,85	99,60	0,85	99,37	0,94
Sr	18,7	6,3	18,5	6,1	26,1	12,2	20,1	4,4	19,2	4,5
Ba	302	276	206	167	378	348	166	202	153	223
V	698	144	839	157	718	131	834	142	513	122
Ni	61,9	60,0	50,9	15,6	49,3	20,3	54,8	32,8	27,6	8,3
Co	47,0	35,7	54,3	34,2	73,1	65,0	39,4	35,5	20,4	6,2
Cr	271	77	340	69	350	76	458	82	255	93
Zn	42,0	20,7	39,5	11,1	48,6	17,5	56,1	18,8	31,0	11,9
Cu	134	56	118	42	134	43	140	38	63,8	32,0
Sc	13,5	3,6	14,9	3,4	18,3	5,4	24,3	5,9	10,0	3,4
Y	14,0	2,5	12,8	2,0	12,6	2,2	10,9	1,5	10,6	3,7
Zr	229	55	246	47	252	48	209	37	213	97
La	13,7	3,8	12,6	2,5	13,2	3,4	12,1	3,2	12,4	3,2
Ce	55,0	27,4	47,1	31,9	105	96	49,5	42,3	37,3	32,7
Eu	1,3	0,5	1,2	0,3	1,2	0,3	1,1	0,2	1,0	0
Yb	1,8	0,7	1,8	0,7	1,4	0,6	1,4	0,7	1,4	0,3
Lu	0,4	0,3	0,3	0,2	0,4	0,2	0,4	0,3	0,4	0,2
Nb	12,2	2,9	13,6	2,4	13,3	2,2	12,5	2,1	11,9	2,9
Quartz	33	7	19	8	18	6	10	5	41	10
Kaol.	19	4	26	5	31	6	32	5	21	7
Héma.	9	2	17	4	18	5	27	5	13	4
Goet.	39	6	38	7	33	6	31	5	25	8
Gibbs.	0,1	0,3	0,2	0,6	0,2	0,5	0,8	1,6	0,2	0,6
RPHG	19	6	31	7	36	11	47	8	34	10

- La classe 3 (61 échantillons, soit 34 % du total) montre un faciès où les nodules de couleur essentiellement brun-rougeâtre sont nettement mieux exprimés que dans le cas précédent. La matrice, brunâtre ou jaunâtre, apparaît riche en éléments de quartz, dont quelques uns de relativement grande taille. De l'argile claire remplit partiellement les pores.

- La classe 4 comprend 35 échantillons, soit 19 % de la population des faciès cuirassés sur schistes. Ces cuirasses sont caractérisées par des nodules nombreux et bien individualisés ; ces éléments figurés, généralement de forme bien arrondie, ont une taille variant entre 3 mm et 1 cm (moyenne = 6 mm) et une couleur brun-rougeâtre à violacé. Ils présentent fréquemment un fin liseré périphérique brun sombre. Certains nodules renferment de minuscules grains de quartz (à peine visibles à l'oeil nu), mais ceux-ci sont plus petits et plus rares que ceux de la matrice. Parfois, les nodules apparaissent finement poreux. La matrice, jaunâtre à brunâtre, est en général nettement plus claire que les éléments figurés ; on peut toutefois y distinguer une trame ferrugineuse diffuse, brun assez sombre et à éclat métallique. La matrice renferme des grains de quartz, d'une taille inférieure ou égale à un millimètre, souvent assez abondants ; il arrive qu'on y observe des éléments nettement plus gros. Certaines zones tubulaires, à bordures ferrugineuses d'aspect brun métallique, de la matrice contiennent une argile claire, blanchâtre ou jaunâtre, localement plus brunâtre et indurée ; ce matériel argileux apparaît plus ou moins évidé.

Le passage des faciès 1 à 4 correspond à l'évolution décrite plus haut, dans le cas des cuirasses sur schistes de l'ensemble de la région de Gaoua, entre les faciès massif, pseudonodulaire et nodulaire. D'ailleurs, si on compare les données contenues dans les tableaux 20 et 25, on remarque que les tendances chimiques et minéralogiques (même si les valeurs montrent souvent des différences sensibles) s'avèrent identiques ; à savoir, du "pôle" 1 au "pôle" 4, une forte diminution des quantités de silice et de quartz, une augmentation notable des teneurs en alumine, avec un accroissement de la quantité d'hématite par rapport à celle de goethite (caractérisée par le paramètre RPHG) ; en ce qui concerne les teneurs en fer, on constate un net accroissement entre les classes 1 et 4, avec toutefois une invasion entre les classes 2 et 3. Ces tendances générales mises en évidence dans le cas des constituants majeurs des cuirasses du secteur de Donko ont été précédemment décrites comme caractéristiques d'un degré d'évolution de plus en plus poussé ; ce passage progressif vers des faciès cuirassés de plus en plus évolués qu'on observe ici entre les classes 1 et 4 est confirmé par d'autres faits comme l'augmentation des teneurs en Sc, Cr, Zn, ou l'accroissement des quantités (toujours très faibles, il est vrai) de gibbsite.

VI- INTERPRETATION : LES CUIRASSES ET L'HISTOIRE MORPHOLOGIQUE

A - DEGRE D'EVOLUTION DES CUIRASSES

Tout au long de ce travail, il a fréquemment été question du degré d'évolution des cuirasses ferrugineuses ; en relations avec leur âge. A la suite des études menées, simultanément et dans le cadre du même programme qu'autour de Gaoua, dans la région cuirassée du Haut Mbomou en République Centrafricaine (MAZALTARIM, 1989 ; BEAUVAIS, 1991) ainsi que dans celle de Kangaba au Mali méridional (FREYSSINET, 1990), ont pu être définis, à partir des séquences minéralogiques et chimiques établies depuis la base jusqu'au sommet d'horizons cuirassés, les critères suivants d'évolution croissante : augmentation des teneurs en fer avec accroissement plus rapide de l'hématite que de la goethite ; lessivage du quartz et corrélativement légère progression - ou du moins maintien - de la kaolinite. Ces tendances, visualisées sur la figure 31, s'inversent généralement dans l'horizon de surface où se démantèlent progressivement la kaolinite et l'hématite. Un tel schéma, qui s'inscrit dans le cadre du modèle de l'enfoncement géochimique vertical du front d'altération latéritique avec emboîtement des horizons successifs du bas vers le haut, proposé par NAHON et MILLOT (1977), a été retenu dans la région de Gaoua où il n'a cependant pas pu être mis en évidence. Les quelques puits dont nous disposons, tous localisés sur la "butte aux 120 trous" de Gbondolora, correspondent à un substratum peu représentatif de la zone étudiée (passée de tufs basiques dans les "roches vertes" de la série birrimienne de Boromo-Gaoua), et apparemment hétérogène ; cela se traduit dans les profils cuirassés par des séquences de faciès, de compositions minéralogiques et chimiques atypiques que l'on n'a pas jugé bon de prendre comme références.

B - L'EROSION DE LA DALLE CUIRASSEE

1. La répartition des faciès cuirassés à la surface du plateau

La représentation cartographique des quatre principaux faciès cuirassés (auxquels il faut ajouter le faciès sur granites, très localisé) décrits plus haut a été réalisée pour la zone du plateau sur la figure 32 ; le domaine des versants ainsi que celui des glacis en contrebas, sur lesquels notre échantillonnage a été moins serré et moins régulier, n'ont pas été pris en compte sur cette carte. La répartition des faciès obtenue présente, dans un premier temps, un aspect assez aléatoire, et donne une impression de "patchwork" dans lequel aucune organisation nette ne semble pouvoir être distinguée. Cette carte des faciès, mise en regard avec la carte morphologique du secteur de Donko (Fig. 27) montre que le faciès massif (classe 1) est plutôt localisé dans les zones déprimées tandis que le faciès le plus nettement nodulaire (classe 4) se trouve davantage dans les parties hautes, saillantes, du plateau.

2. La répartition des minéraux à la surface du plateau

L'examen des cartes de répartition des teneurs en fer (Fig. 33), en quartz (Fig. 34), en kaolinite (Fig. 35), et de la carte de RPHG (Fig. 36) montre que ces différents paramètres sont reliés entre eux ; leur répartition à la surface du plateau est, par ailleurs, dépendante de la morphologie de la dalle cuirassée (Fig. 27), et donc également en relation avec la répartition des faciès sur la zone considérée (Fig. 32).

La distribution à la surface du plateau du fer et des principaux minéraux constituant les cuirasses confirme les corrélations déjà mises en évidence sur l'ensemble de la population des échantillons prélevés sur le secteur de Donko, ainsi que les corrélations apparaissant pour les différents faciès (Tableau 25).

- Les cuirasses les plus ferrugineuses (classe 4) sont, en général, les plus pauvres en quartz, les plus riches en kaolinite et celles où le paramètre RPHG est le plus élevé ; ces cuirasses, que l'on considère comme les plus évoluées, présentent le plus souvent un faciès à structure nodulaire bien exprimée et se trouvent surtout dans les zones hautes, bombées, du paysage cuirassé.

- Au contraire, les cuirasses peu évoluées de la classe 1 (teneurs en fer et kaolinite plus faibles que dans le cas précédent, mais quantités de quartz et valeurs du rapport

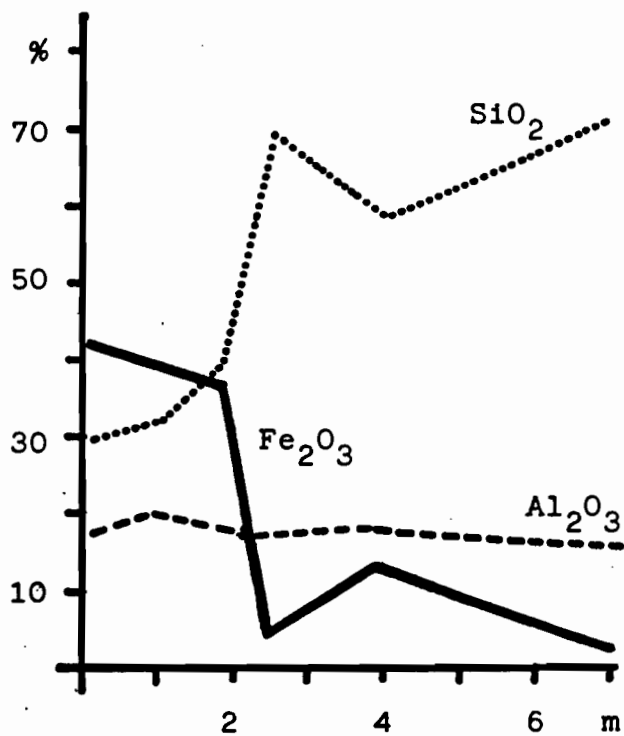
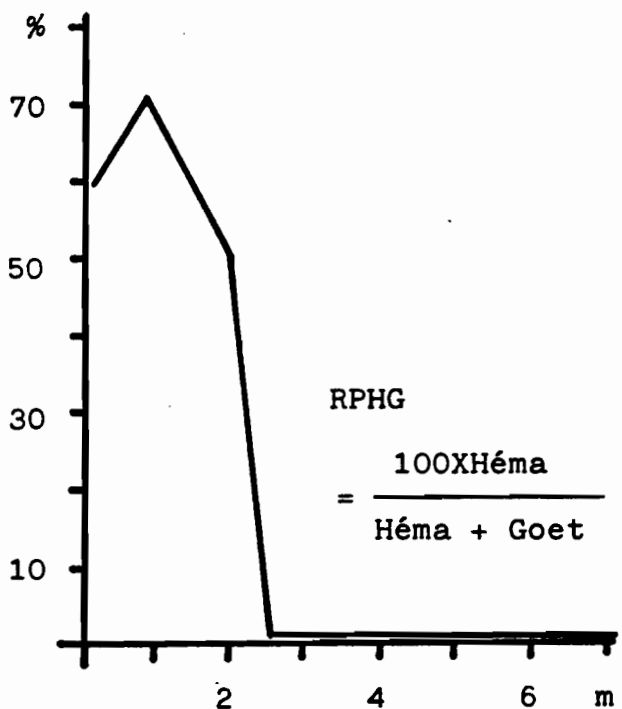
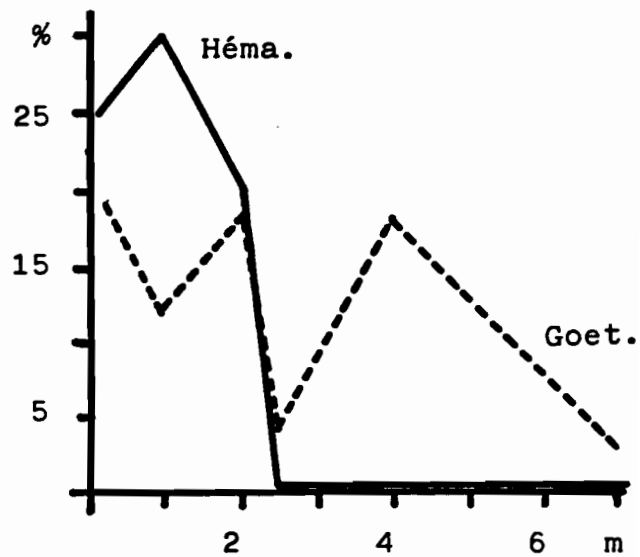
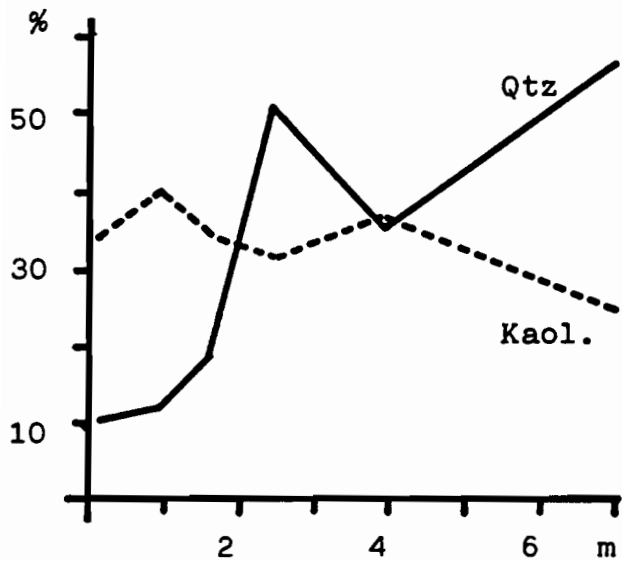


Fig. 31 - Evolutions minéralogique et chimique le long du puits N4 de la région de Kangaba au Mali (in MAZALTARIM, 1989).

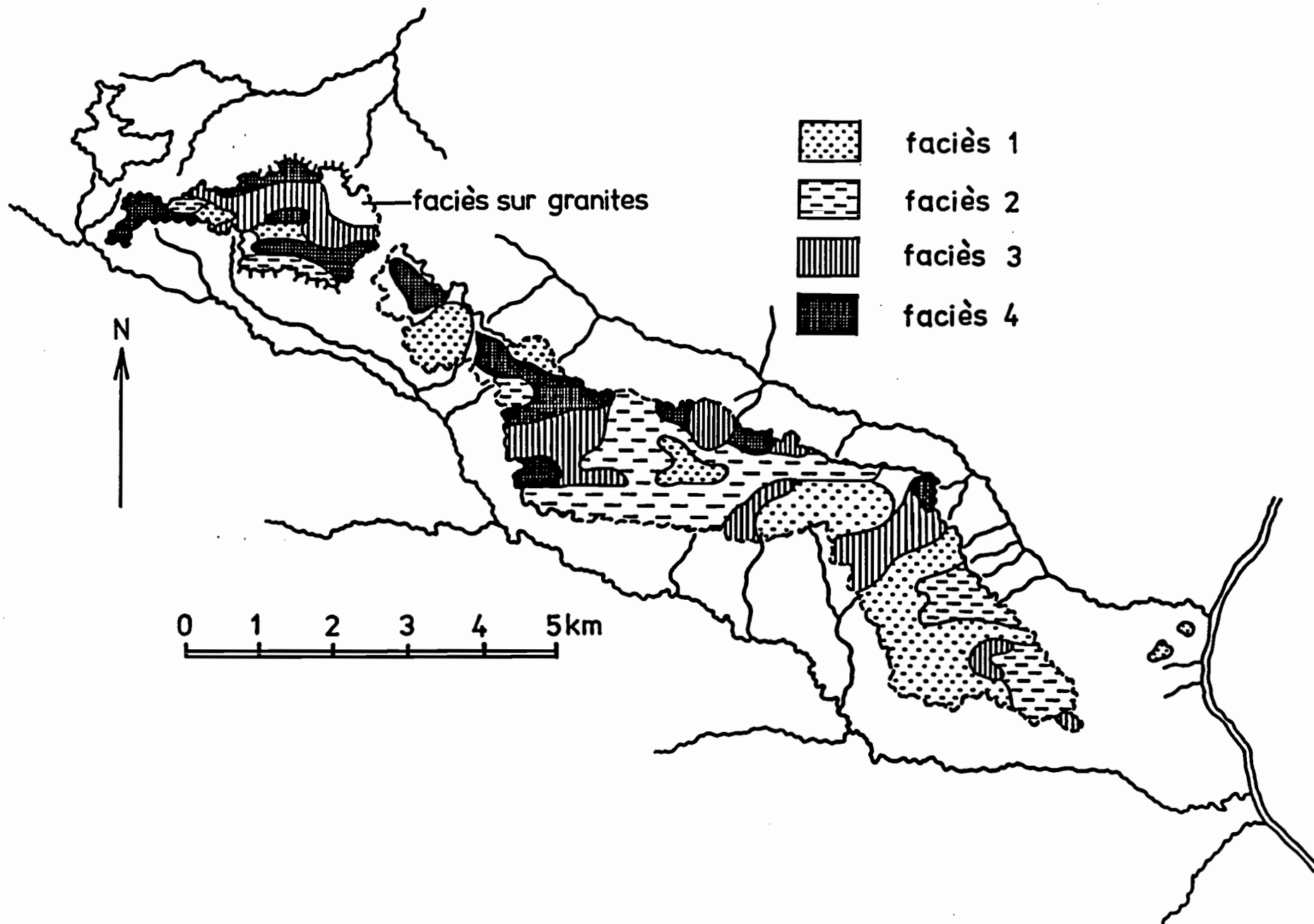


Fig. 32 - Carte de répartition des faciès cuirassés sur le plateau de Donko

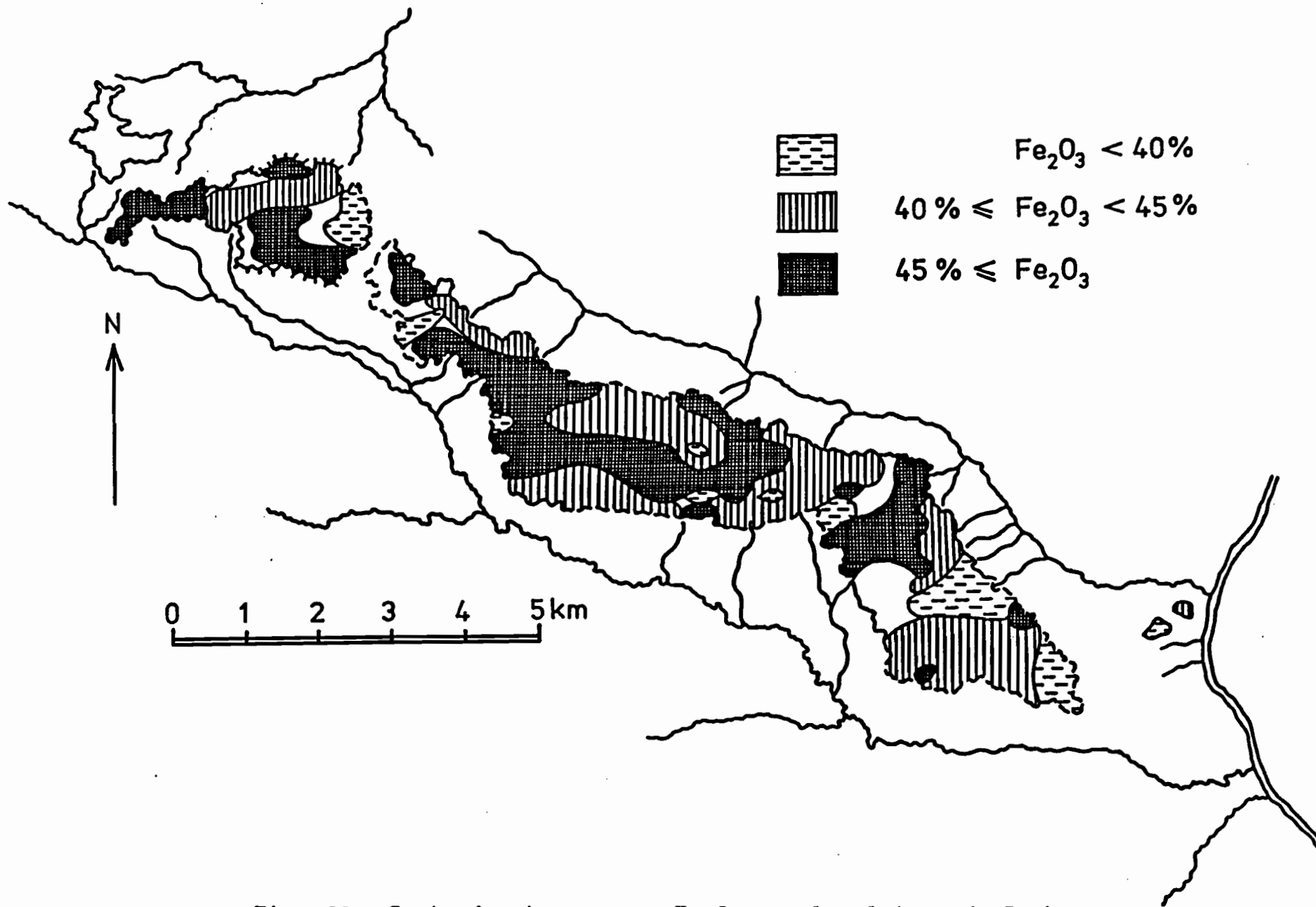


Fig. 33 - Carte des teneurs en Fe_2O_3 sur le plateau de Donko

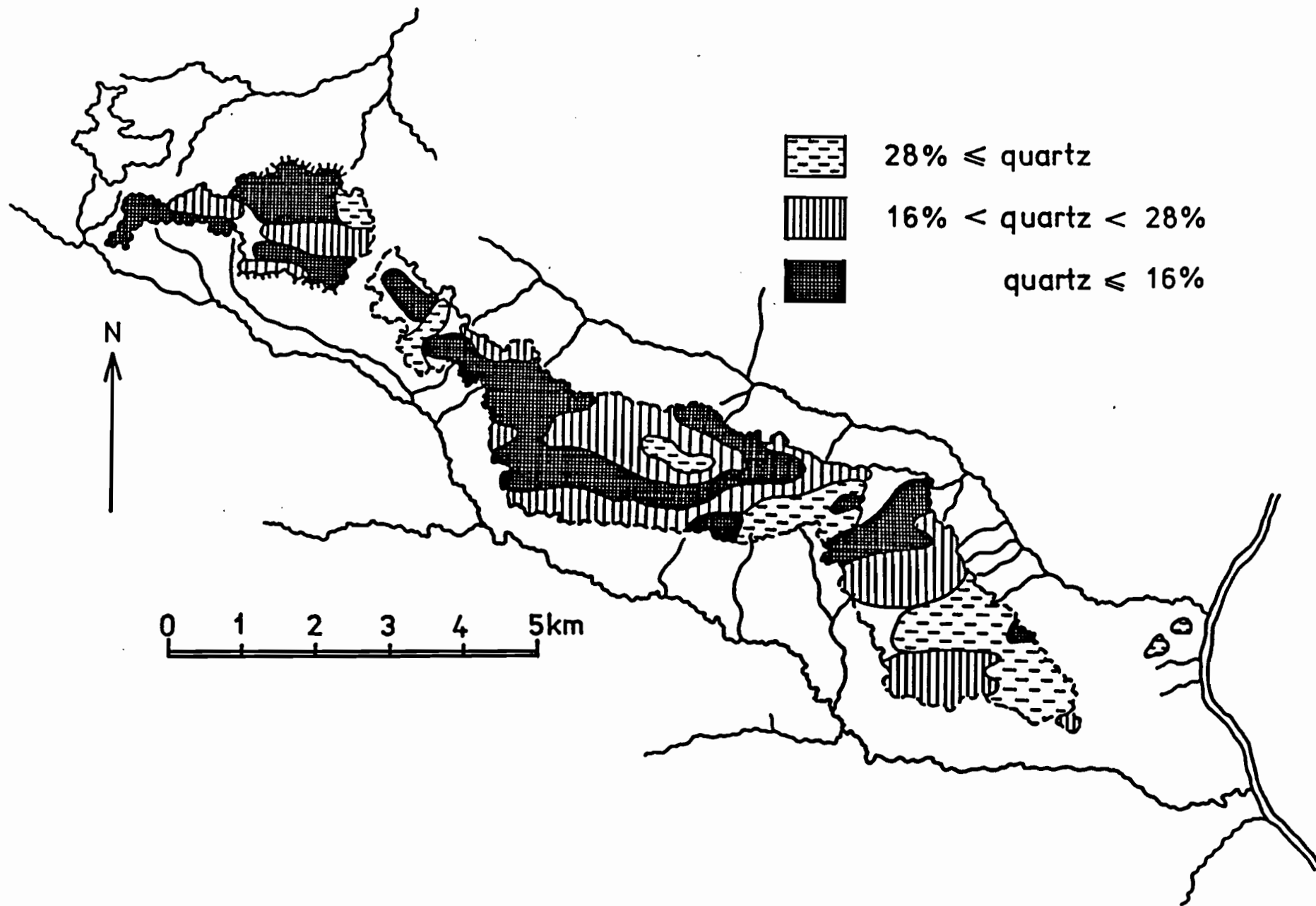


Fig. 34 - Carte des teneurs en quartz sur le plateau de Donko

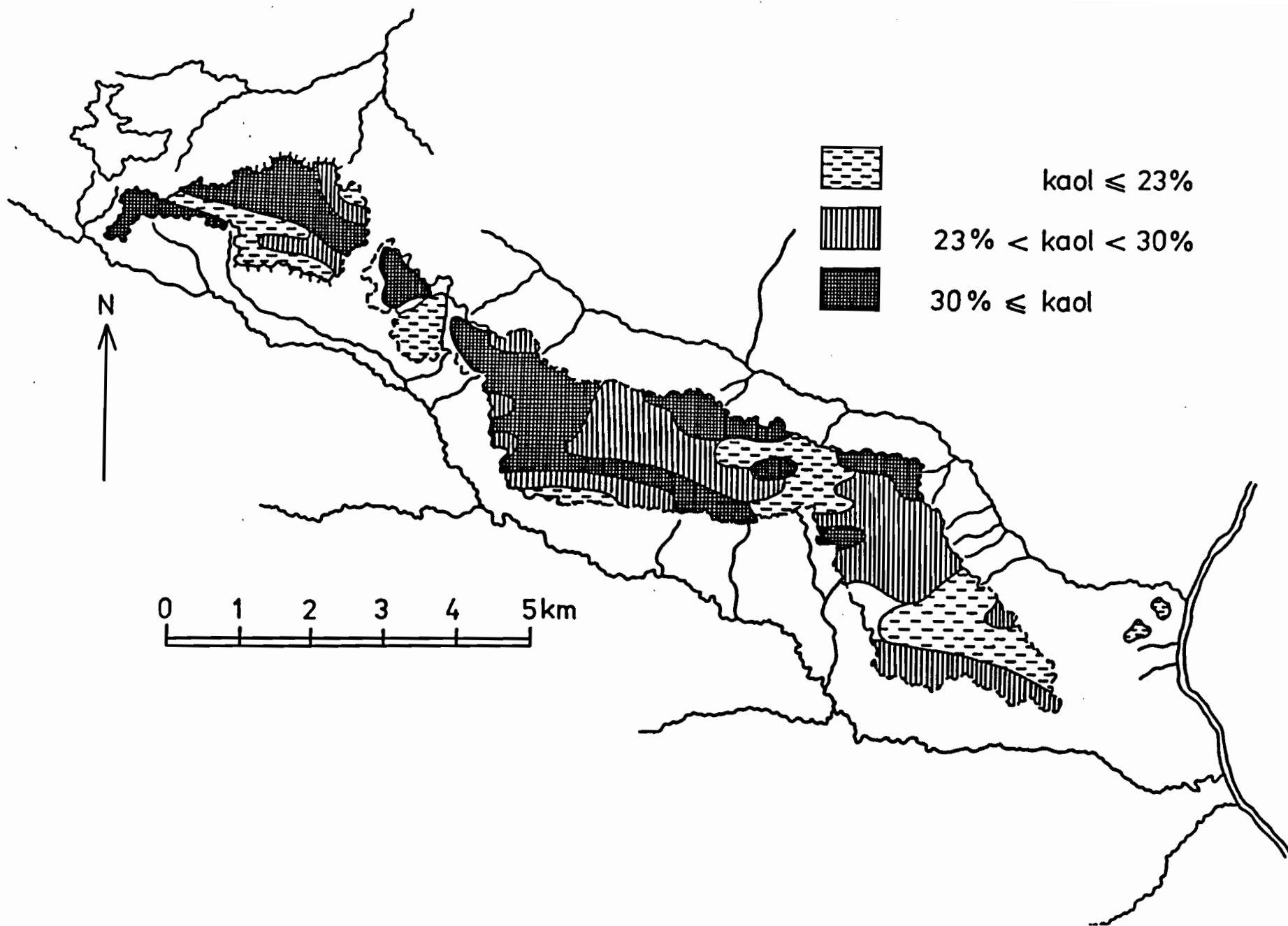


Fig. 35 - Carte des teneurs en kaolinite sur le plateau de Donko

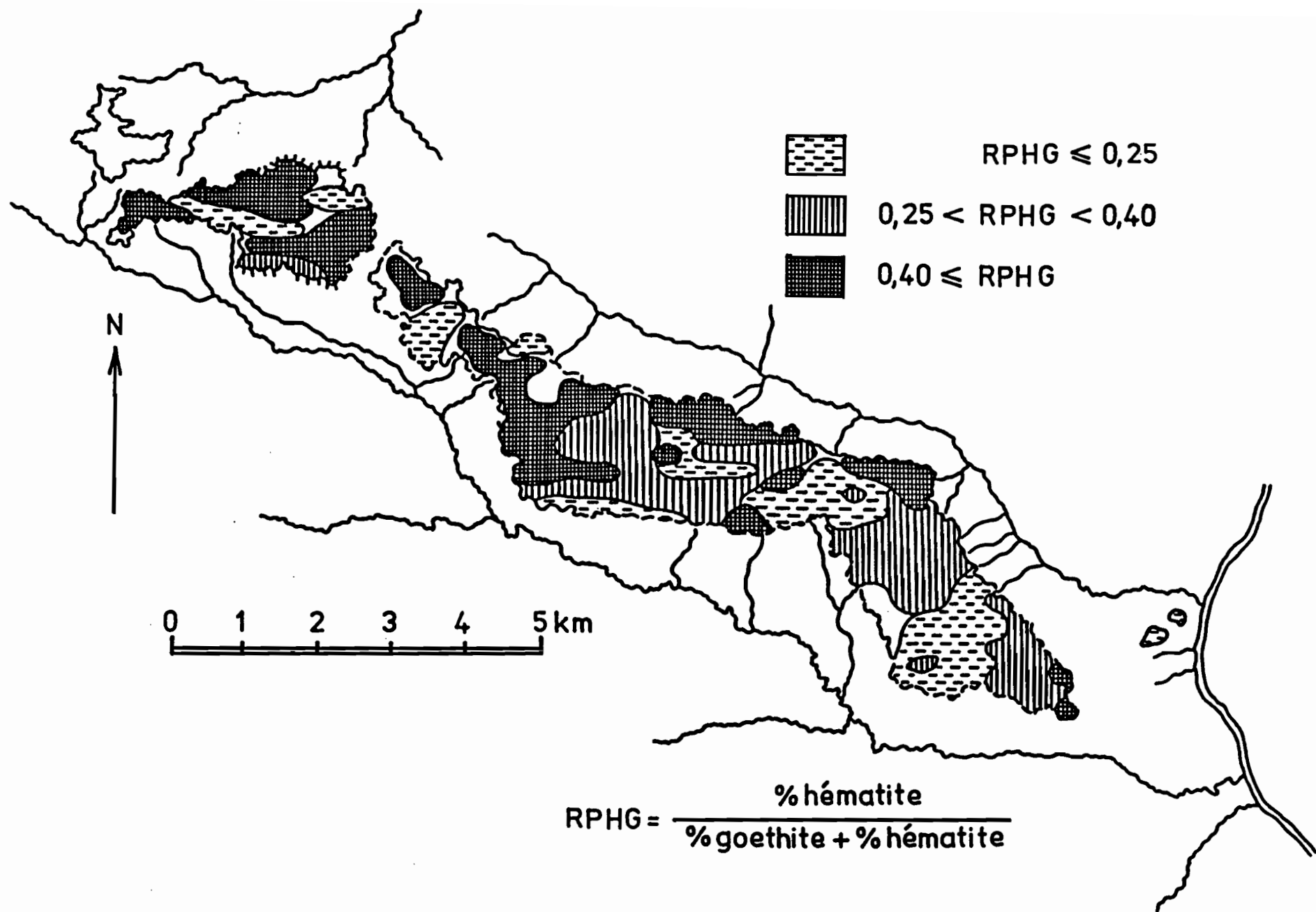


Fig. 36 - Carte des valeurs de RPHG sur le plateau de Donko

goethite/hématite supérieures) montrent un faciès massif et affleurent plutôt dans les parties déprimées du plateau.

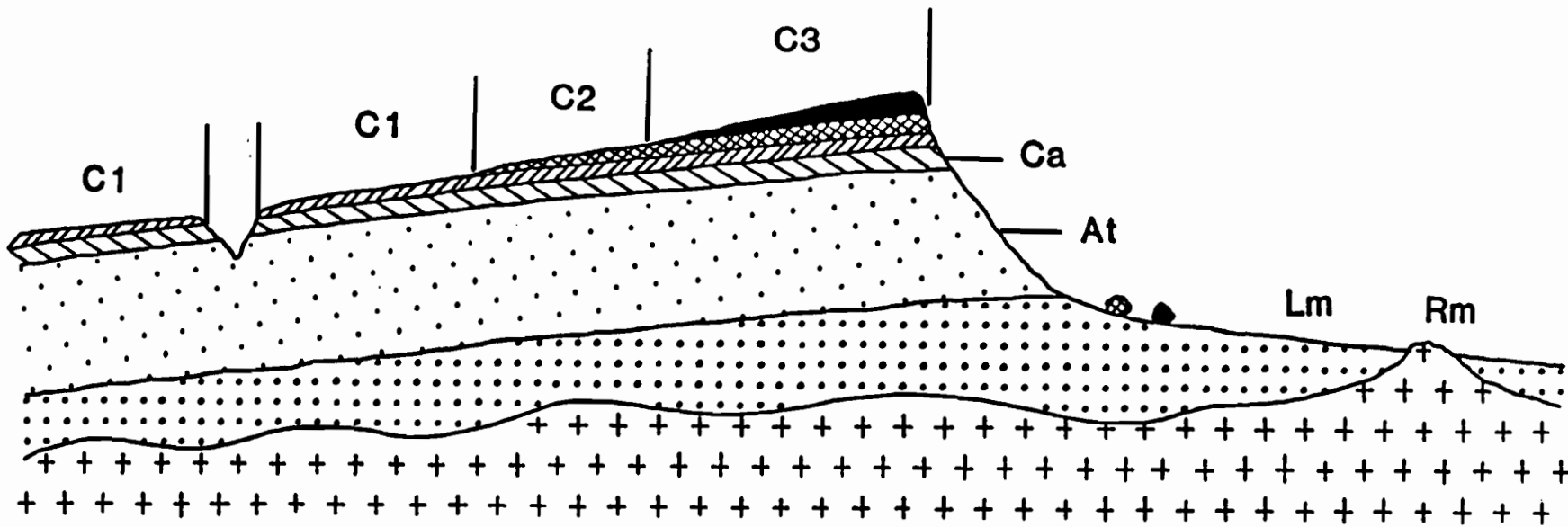
3. Les effets de l'érosion

a) *L'érosion mécanique à la surface du plateau*

La juxtaposition de plusieurs types de cuirasses, différant entre eux par le faciès et la composition suivant la morphologie du plateau peut être interprétée comme le résultat de l'érosion mécanique ainsi qu'on le voit sur le schéma explicatif, d'après BOEGLIN et MAZALTARIM (1989), de la figure 37. La dalle cuirassée coiffant un profil latéritique est affectée par un décapage localement plus ou moins actif ; ainsi, dans les zones les plus érodées, sont amenés à l'affleurement les horizons d'altération profonds (base de la cuirasse, carapace, voire argiles tachetées) ; dans les parties bombées les plus élevées, épargnées ou en tout cas moins touchées par cette ablation, subsistent des horizons ou au moins des gros fragments de la partie supérieure du profil cuirassé, témoins de cuirasses évoluées.

Dans cette hypothèse, on peut reconstituer, à partir de l'étude menée à la surface du plateau de Donko, la séquence de faciès cuirassés suivante : vers la base, faciès massif ; plus haut, faciès où s'amorce, puis se développe la nodulation ; au sommet, faciès franchement nodulaire. La ferruginisation progressive du bas vers le haut s'accompagne de l'évolution minéralogique suivante : diminution de la quantité de quartz, augmentation de la teneur en kaolinite, accroissement de la valeur du paramètre RPGH.

TARDY (1991) propose un modèle d'évolution des cuirasses dont on a récapitulé la séquence théorique, fréquemment perturbée ou incomplète, dans le tableau 26. Dans un tel schéma, la succession des horizons cuirassés de Donko correspond à un profil d'agradation dont la partie supérieure a été tronquée. L'horizon massif très quartzeux et peu hématitique, le plus profond et le moins évolué, constituerait une carapace dans laquelle le concrétionnement n'est pas encore perceptible. Les horizons pseudonodulaires, puis nodulaires sus-jacents, de plus en plus évolués vers le haut, représenteraient des faciès d'agradation dans lesquels la nodulation s'amorce puis s'intensifie. Les cuirasses où les nodules deviennent jointifs, puis coalescents au point que la texture nodulaire s'efface (faciès massif, terme ultime de l'agradation) sont absents de la séquence observée à Donko ; de même en est-il pour les horizons de dégradation.



- C3** cuirasse ancienne, très évoluée
- C2** cuirasse moyennement évoluée
- C1** cuirasse jeune, peu évoluée

- Ca** carapace
- At** argiles tachetées
- Lm** lithomarge
- Rm** roche mère

Fig. 37 - Schéma montrant la juxtaposition de faciès cuirassés de degrés d'évolution différents à la surface d'un plateau érodé (d'après BOEGLIN et MAZALTARIM, 1989)

Tableau 26 - Schéma d'évolution génétique au sein du niveau cuirassé;
séquence théorique complète (d'après TARDY, 1991)

HORIZONS	FACIES	MECANISMES	EVOLUTION MINERALOGIQUE						PROCESSUS
			quartz	kaolinite	hématite	goethite	RPHG	gibbsite	
GRAVILLONNAIRE SUPERFICIEL	gravillonnaire ou caillouteux	-libération des nodules							<p>⊕ ↑ dégradation</p> <p>⊖ ↓ front de dégradation</p>
		-démantèlement de la cuirasse							
	nodulaire (pisolitique)	-individualisation de nodules à structure concentrique et liseré périphérique (pisolites)							
		-concrétionnement centrifuge							
CUIRASSE s.s.	massif	-effacement de la structure nodulaire							<p>front d'agradation ↑ ⊕</p> <p>agradation ↓ ⊖</p>
	-coalescence des nodules								
nodulaire	-nodules jointifs								
	-individualisation de nodules de plus en plus nombreux								
CARAPACE	oligonodulaire ou massif	-apparition des nodules							
		-amorce du concrétionnement							

N.B. La séquence théorique ci-dessus apparaît fréquemment perturbée, ou incomplète

Ainsi, sur le plateau étudié, l'érosion mécanique apparaît responsable d'une morphologie présentant des zones bombées et des zones déprimées, à la faveur desquelles affleurent des cuirasses plus ou moins évoluées (voir fig. 38 et tableau 27). Cependant, même dans les endroits les moins affectés par cette érosion, il semble que la partie supérieure du profil cuirassé ait été sérieusement décapée.

b) L'érosion chimique

Au fond de quelques rares et petites cuvettes, rencontrées sur le plateau de Donko, affleure un type de cuirasse dont les caractéristiques ne sont pas du tout compatibles avec celles des zones déprimées qu'on a précédemment interprété comme le résultat du décapage. La comparaison entre les compositions chimiques (données ici uniquement pour les éléments principaux) et minéralogiques des cuirasses provenant de ces cuvettes, des cuirasses trouvées dans les zones bombées et dans les zones déprimées attribuées à l'érosion mécanique, est faite dans le tableau 27. Ces cuirasses affleurant au fond de cuvettes s'avèrent plus évoluées que celles des dépressions dues au décapage ; par ailleurs sur les cartes de répartition, elles apparaissent souvent plus ferrugineuses (Fig. 33), plus hématitiques (Fig. 36), et moins quartzieuses que les cuirasses environnantes.

Ces cuvettes peuvent être considérées comme des zones d'enfoncement géochimique préférentiel, comme cela est illustré sur le schéma de la figure 38 ; en ces endroits, l'altération chimique progresse vers le bas à une vitesse plus grande qu'aux alentours, les mécanismes de lessivage, de dissolution ou d'accumulation y étant, très localement, accélérés. Il convient, toutefois, de préciser que ces "entonnoirs" ne constituent que quelques cas isolés et exceptionnels dans le secteur de Donko, où la morphologie du plateau apparaît essentiellement marquée par l'érosion mécanique. Les dépressions au sommet du massif de l'Orumbo Bocca, en Côte d'Ivoire, constituent vraisemblablement les équivalents, développés à partir d'une dalle bauxitique, des "entonnoirs" décrits ici sur un plateau ferrugineux. On peut par ailleurs envisager que les phénomènes de dissolution, du style karstique, soient compliqués par l'effondrement des horizons supérieurs, sous-cavés, du profil cuirassé.

4. Le problème de l'épigénie

NAHON et MILLOT (1977) puis NAHON *et al.* (1979) dans leur modèle de l'enfoncement géochimique de paysages, font de l'épigénie le mécanisme dominant du cuirassement. Il s'agit, en fait, du remplacement progressif du quartz et de la kaolinite par les

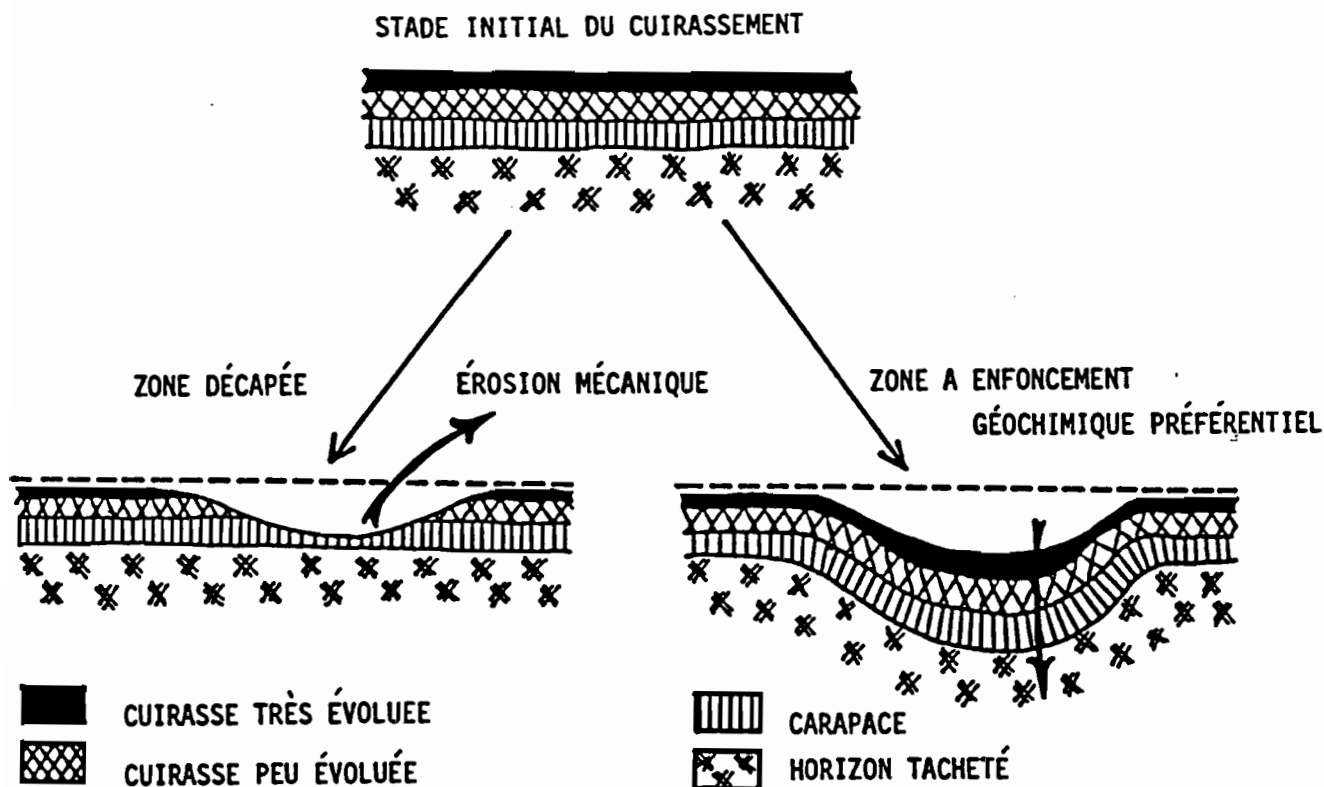


Fig. 38 - Différents schémas expliquant la formation de zones déprimées à la surface d'un plateau cuirassé

Tableau 27 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des cuirasses rencontrées: (1) dans les zones hautes épargnées par l'érosion, (2) dans les dépressions de décapage mécanique, (3) dans les dépressions d'enfoncement géochimique; n= nombre d'échantillons, m= moyenne, s= écart type

	SiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		P.F.		Qtz		Kaol.		Goet.		Héma.		Gibbs.		RPHG		
	n	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s		
(1)	20	25,4	3,7	13,8	1,8	49,3	2,8	9,8	0,6	13	6	29	5	35	8	23	7	0,5	1,1	40	12
(2)	20	38,8	8,6	12,1	3,6	38,4	5,1	8,7	1,3	29	13	24	10	31	8	15	6	0,3	0,7	32	13
(3)	2	29,5	3,7	14,0	0,9	45,5	2,3	9,6	0,3	17	4	29	1	34	1	19	2	1,0	1,0	36	1

oxydes ou oxyhydroxydes de fer, au fur et à mesure qu'on passe à des horizons d'altération plus évolués. L'épigénie de la kaolinite par l'hématite, qui s'amorce à partir des pores très fins a été démontrée à partir d'arguments essentiellement micro-morphologiques, comme la conservation de structure (notamment de grands accordéons), voire d'îlots kaolinitiques au sein d'un matériel très affecté par l'hématitisation (NAHON, 1986 ; AMBROSI et NAHON, 1986). Quant à l'aluminium qu'on trouve substitué dans les oxydes de fer, il a, selon TARDY et NAHON (1985), été libéré lors de la destruction de la kaolinite.

L'étude de formations latéritiques du Cameroun permet à MULLER (1987) de donner des arguments qui vont à l'encontre de l'épigénie ; tout d'abord, en lame mince, la kaolinite se révèle stable lors de l'accumulation absolue d'hématite ; en outre, le long des séquences, cet auteur précise qu'il n'existe aucune sorte de corrélation entre les teneurs en hématite et celles en kaolinite.

Face à la question de l'épigénie, TARDY (1991) avance l'explication suivante. La dissolution des "grands" cristaux de kaolinite (les plus apparents) lors de l'hématitisation à partir de l'horizon des argiles tachetées est vraisemblablement liée à la dessiccation de ce milieu situé au-dessus du niveau de la nappe ; en fait, cette kaolinite reprécipitera bientôt sous forme de cristaux extrêmement fins, souvent mélangés à l'hématite, l'ensemble ayant l'apparence d'une bouillie ferrugineuse décrite par MULLER et BOCQUIER (1986). C'est le quartz qui fait les frais de l'accumulation ferrugineuse. La paragenèse typique des cuirasses d'agradation est constituée par l'association hématite-kaolinite. Cet assemblage se destabilise généralement dans les cuirasses très ferrugineuses, quand presque tout le quartz a été dissous. L'hydratation par les eaux provenant de la surface provoque notamment la transformation de l'hématite en goethite ; c'est le domaine de la dégradation des cuirasses.

Nos résultats, basés sur les données chimiques et minéralogiques obtenues à partir d'un grand nombre d'échantillons (tableau 28), concluent à une bonne corrélation de la kaolinite et de l'hématite dans les cuirasses ; en effet, pour Fe_2O_3 compris entre 25 % et 50 % , on remarque malgré une chute très rapide des quantités de quartz, que les valeurs du paramètre $100x \text{ Héma}/(\text{Héma} + \text{Kaol})$ varient assez peu, entre 30 et 40 environ. Ce fait, mis en évidence sur le secteur de Donko, avait déjà été remarqué à l'échelle de l'ensemble de la région de Gaoua ; il est en contradiction avec l'antagonisme hématite-kaolinite au niveau d'une séquence d'altération. On se trouve ici dans le cas de l'agradation des cuirasses en milieu sec, décrit par TARDY (1991), le quartz étant le principal à pâtir de l'accumulation progressive du fer (voir Fig. 38) ; à noter toutefois la forte proportion de la goethite par rapport à l'hématite présente dans

Tableau 28 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des cuirasses
du secteur de Donko, classées par teneurs en fer croissantes.

	20 - 25% n=2		25 - 30% n=5		30 - 35% n=11		35 - 40% n=28		40 - 45% n=62		45 - 50% n=55		50 - 55% n=21		55 - 60% n=6	
	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s	m	s
SiO ₂	60,63	1,88	53,89	2,45	48,86	4,12	39,12	4,32	32,79	3,81	26,76	2,83	22,32	2,11	19,73	2,45
Al ₂ O ₃	6,73	0,48	9,66	2,74	9,19	2,56	11,89	2,95	12,70	3,02	13,65	2,02	13,99	1,90	11,99	2,34
Fe ₂ O ₃	24,20	0,48	27,66	0,63	32,58	1,36	38,06	1,41	42,82	1,35	47,48	1,41	51,59	0,87	56,41	0,73
P.F.	5,61	0,80	6,97	0,75	7,33	0,85	8,76	0,79	9,48	0,65	9,99	0,89	10,09	0,51	10,17	1,01
Qtz	57	2	46	6	42	7	29	8	22	8	15	5	10	4	10	5
Kaol	14	1	21	7	19	7	25	8	27	8	28	5	29	5	22	7
Goet	23	2	22	4	29	5	32	5	36	7	36	7	37	7	44	10
Héma	6	1	11	3	10	4	13	5	15	6	21	6	24	6	23	8
Gibbs	0		0		0		t		t		t		1	2	1	1
RPHG	20	5	33	11	25	11	30	12	30	12	36	11	39	10	35	14

RPHG = 100XHéma/(Héma+Goet)

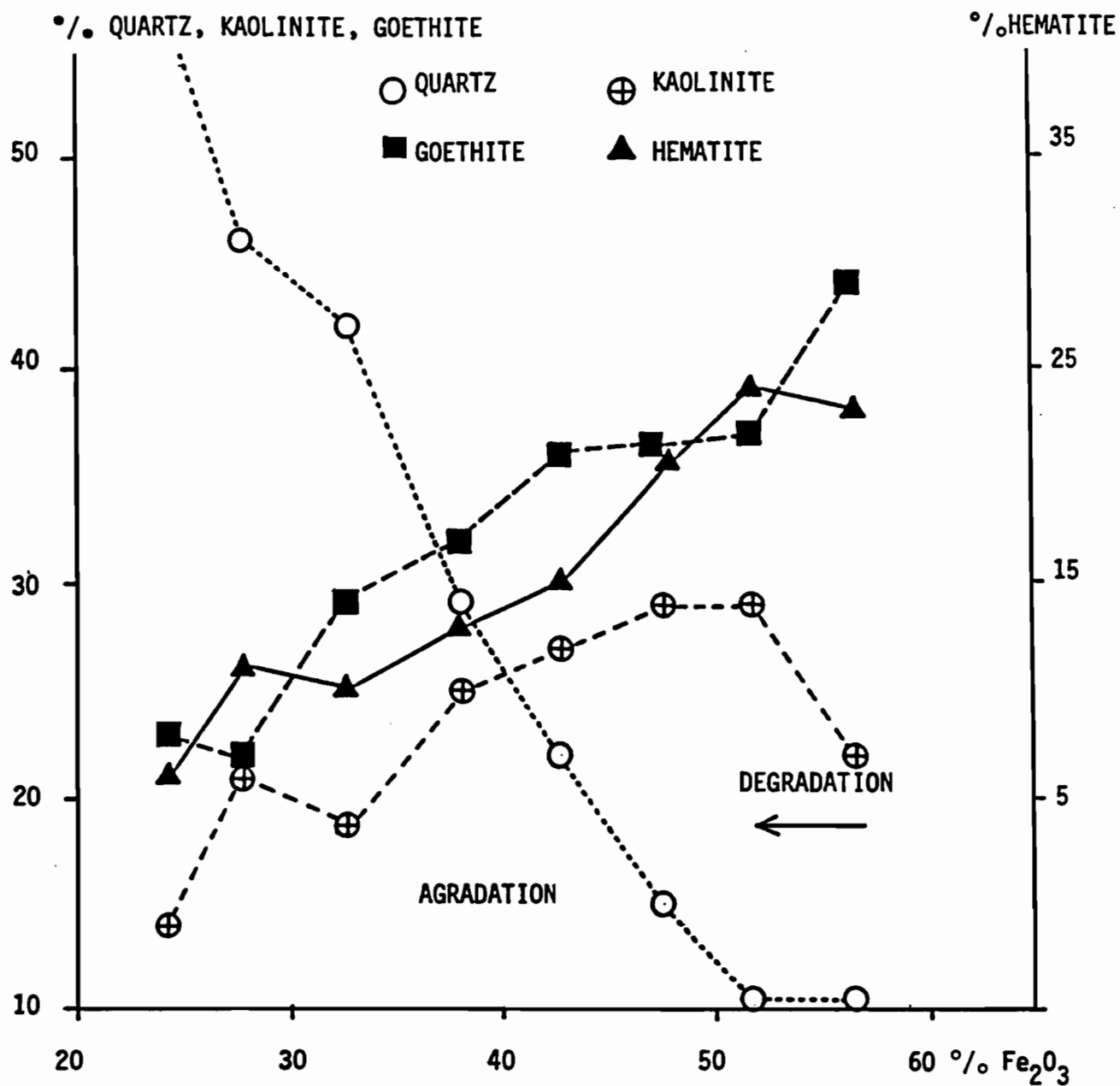


Fig. 39 - Evolution minéralogique des cuirasses dans le secteur de Donko (181 échantillons) lors de la ferruginisation croissante

les horizons cuirassés, notamment dans les faciès les moins ferruginisés. Dans un tel schéma, la chute de la quantité de kaolinite et l'augmentation concomitante du taux de goethite observées pour les teneurs en fer élevées et en quartz relativement faibles correspondent au début du processus de dégradation.

C - LE PLATEAU ET LE GLACIS

La cuirasse coiffant le plateau de Donko semble souvent passer de façon quasi continue, le long d'une pente très douce, à celle qui indure le glacis en contrebas ; dans certains cas toutefois, un rebord assez net, voir un abrupt, les sépare. Peuvent-elles être attribuées au même épisode de cuirassement, ou faut-il, au contraire, les rattacher à deux phases, d'âges distincts ? On essayera, par ailleurs, de comprendre l'évolution géomorphologique qui a conduit à la formation d'un plateau cuirassé et, plus bas, d'un glacis cuirassé ainsi qu'on l'a représenté sur la figure 40.

1. Compositions moyennes des cuirasses du plateau et du glacis

Le tableau 29 récapitule les compositions chimiques (en éléments majeurs, mineurs, traces) et minéralogiques moyennes de la cuirasse du plateau (98 échantillons) et de la cuirasse du glacis (45 échantillons). La concordance entre les teneurs obtenues pour les éléments est, en général, très bonne ; les seules différences sensibles qui apparaissent concernent K, Mn, Sr, Ba, Co et Ce (ces trois derniers éléments étant toujours fortement corrélés au manganèse, comme on l'a signalé précédemment). Quant aux compositions minéralogiques, elles sont également très voisines, les variations relatives pour les teneurs restant généralement inférieures à 10 %. En ce qui concerne les différences entre les cuirasses du plateau et du glacis, trois remarques peuvent être faites :

- les compositions des cuirasses du glacis nord et celles du glacis sud s'avèrent tout à fait comparables ;
- les fréquences dans la distribution des faciès cuirassés entre le plateau et le glacis ne permettent pas d'établir de distinction ;

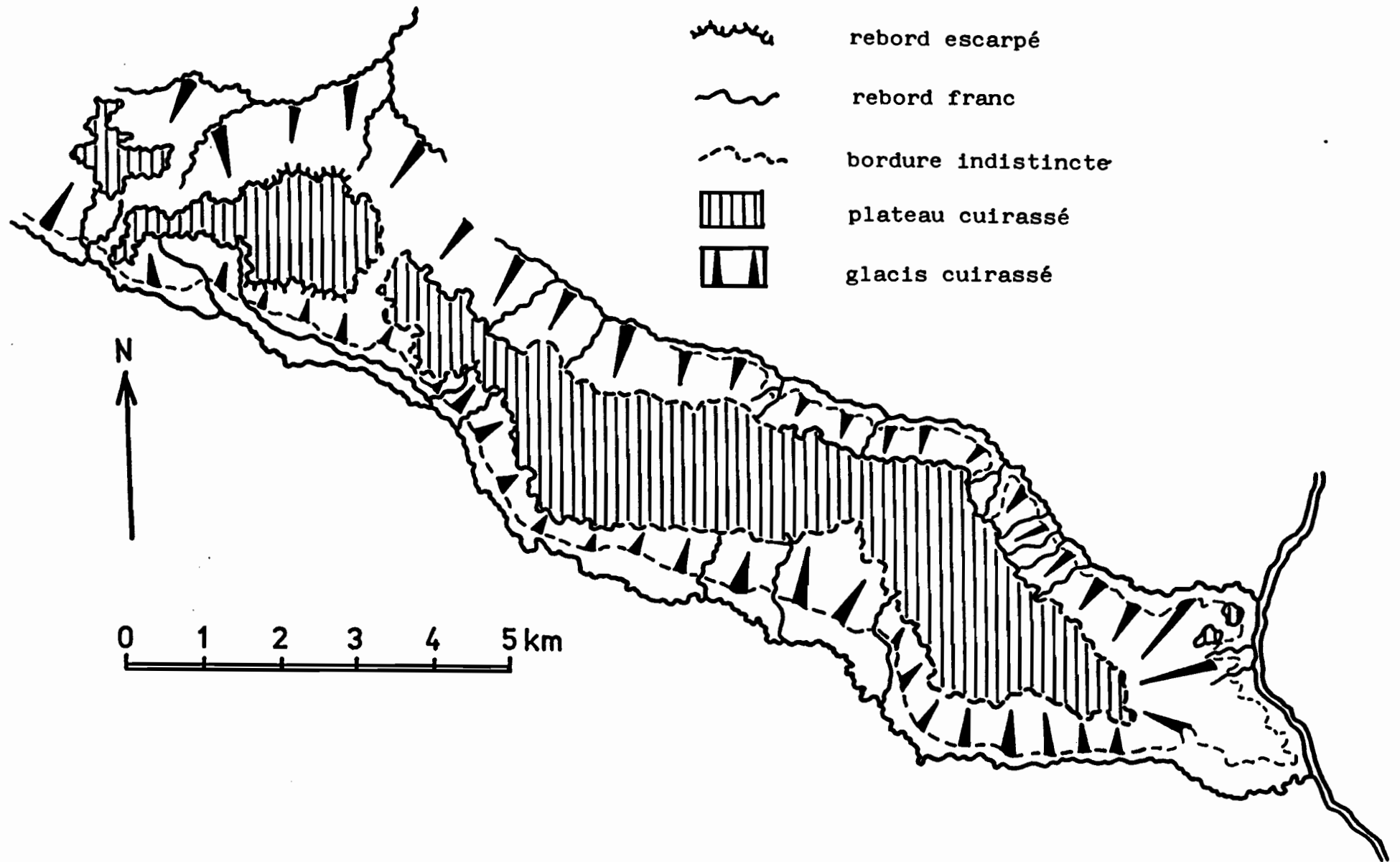
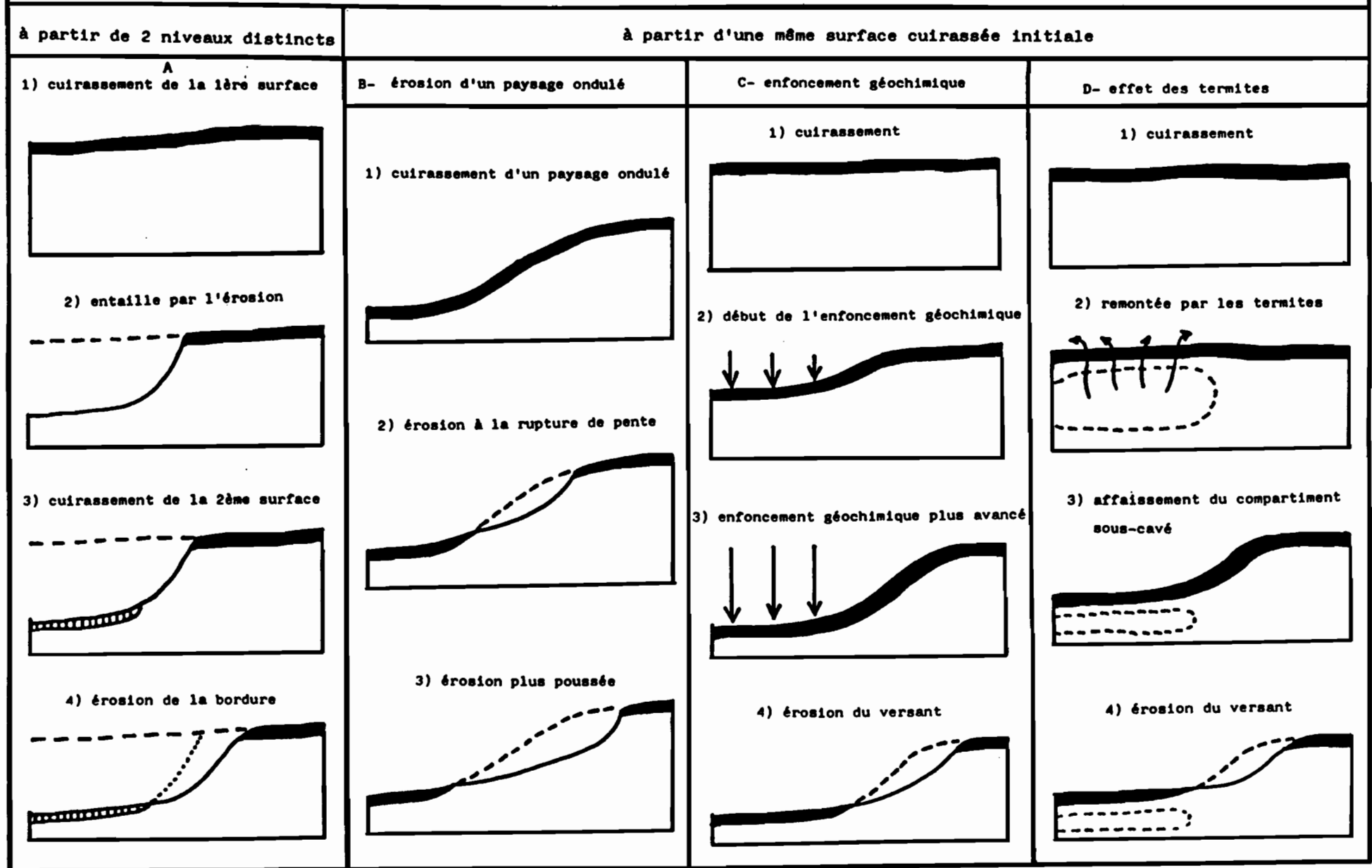


Fig. 40 - Carte du plateau et du glacis dans le secteur de Donko

Tableau 29 - Compositions chimique et minéralogique moyennes des cuirasses du plateau (98 échantillons) et des cuirasses du glacier (45 échantillons) provenant du secteur de Donko; m= moyenne, s= écart type

	plateau		glacis	
	m	s	m	s
SiO ₂	31,93	8,64	33,08	8,31
Al ₂ O ₃	12,93	3,01	12,21	2,72
Fe ₂ O ₃	43,66	6,12	43,10	5,54
MgO	0,11	0,04	0,13	0,05
CaO	0,20	0,02	0,20	0,02
Na ₂ O	0,06	0,03	0,08	0,05
K ₂ O	0,18	0,06	0,29	0,13
Mn ₃ O ₄	0,19	0,18	0,31	0,28
P ₂ O ₅	0,34	0,12	0,26	0,09
TiO ₂	0,60	0,10	0,56	0,10
P 110°C	1,56	0,63	1,49	0,44
P 1000°C	9,41	1,20	9,35	1,01
Somme	99,47	0,84	99,47	0,77
Sr	19,0	6,9	26,1	14,0
Ba	209	238	401	372
V	746	158	705	177
Ni	53,5	53,4	56,0	32,8
Co	43,5	27,4	77,7	73,9
Cr	347	93	331	103
Zn	45,1	19,0	47,2	19,9
Cu	117	45	135	37
Sc	16,8	6,0	16,5	5,3
Y	12,6	2,3	12,7	2,8
Zr	252	50	224	52
La	13,2	3,2	12,7	3,6
Ce	51,8	36,8	95,6	102,0
Eu	1,2	0,4	1,2	0,3
Yb	1,6	0,7	1,4	0,6
Lu	0,3	0,2	0,5	0,2
Nb	13,3	2,4	12,1	2,8
Quartz	21	12	23	11
Kaol.	28	8	26	7
Héma.	18	7	15	7
Goet.	34	8	36	6
Gibbs.	t		t	
RPHG	34	13	30	11

Fig. 41 - Schéma des différentes possibilités expliquant la coexistence de deux surfaces cuirassées séparées par une dénivelée



- les cuirasses du plateau présentent certaines caractéristiques analytiques permettant de les considérer comme légèrement plus évoluées (teneurs en fer, en hématite et en kaolinite un peu plus élevées, quantités de quartz un peu plus faibles) que les cuirasses du glacis ; ces différences apparaissent toutefois minimes.

2. La limite morphologique plateau-glacis

Le secteur de Donko comprend un plateau, zone relativement élevée, légèrement pentée vers la Volta Noire, et bordée en contrebas par un glacis (voir fig. 40) ; la transition entre ces deux unités géomorphologiques, l'une et l'autre cuirassées, s'effectue par l'intermédiaire d'un versant. La bordure du plateau apparaît le plus souvent indistincte : on passe alors, de façon très progressive, du plateau au glacis jusqu'au marigot. Parfois, on rencontre un rebord assez net et marqué par une rupture de pente en aval de laquelle s'étend le glacis. En plusieurs endroits, la limite du plateau est soulignée par un escarpement de quelques mètres, où la tranche de la cuirasse est visible ; la dalle se démantèle alors en blocs formant des éboulis. L'horizon cuirassé, qui indure la quasi-totalité du secteur étudié, peut toutefois présenter des discontinuités d'affleurement, notamment dans la zone du versant intermédiaire entre le plateau et le glacis. Cette interruption de la dalle se produit souvent en contrebas du rebord du plateau ; on ne retrouve la cuirasse en place que quelques centaines de mètres (200 voire 500 mètres) en aval, dans la partie basse du versant et sur le glacis. Les zones où la cuirasse est continue tout au long de la pente entre le plateau et le glacis sont assez peu fréquentes et ne se rencontrent que dans le cas où le passage dans la topographie s'opère très progressivement entre ces deux domaines.

A partir des observations précédentes, plusieurs questions se posent à nous :

- la cuirasse du plateau et celle du glacis appartiennent-elles à un même niveau, ou faut-il les rattacher à deux épisodes de cuirassement différents ?

- pourquoi la bordure du plateau, généralement indistincte apparaît-elle parfois marquée par un rebord assez net, voire un escarpement ?

- quelle est la part de l'érosion et quand intervient-elle dans l'évolution du paysage ?

Différentes hypothèses permettant d'expliquer la morphologie actuelle du secteur de Donko sont à présent envisagées et illustrées sur la figure 41.

- Dans le cas où les deux cuirasses sont attribuées à des épisodes distincts, d'âge différents (par exemple au haut glacis et au moyen glacis), la dénivelée qui les sépare provient d'une entaille ayant affecté le niveau cuirassé le plus ancien ; une phase de

ferruginisation postérieure indure ensuite la surface inférieure, plus ou moins rectifiée. Cette hypothèse, en accord avec les théories de MICHEL (1973) et de GRANDIN (1976), correspond au cas A présenté dans la figure 41. Certes, une érosion postérieure au cuirassement le plus récent a pu reprendre, notamment en l'adoucissant, l'escarpement existant initialement entre les deux surfaces. Dans l'hypothèse de deux glacis d'âges différents, cuirassés à deux époques distinctes, le niveau supérieur, plus ancien, porterait suivant le modèle que nous défendons ici et à moins d'admettre une homogénéisation postérieure, une cuirasse de composition plus évoluée (c'est-à-dire caractérisée par des teneurs en fer, en hématite, en kaolinite plus élevées et par des quantités de quartz plus faibles) que le niveau plus jeune trouvé en contrebas.

- On peut envisager que les deux cuirasses appartiennent à une même surface plus ou moins érodée selon les endroits, ce rabotage étant postérieur à la phase de cuirassement (LEPRUN, 1972, 1979) et présentant apparemment une intensité variable suivant les zones du paysage. Dans ce cas, la différence d'altitude entre la cuirasse du plateau est celle du glacis peut être expliquée de plusieurs façons.

Une morphologie cuirassée ondulée (liée ou non à un changement de substratum) est affecté par un décapage, surtout dans ses versants : dans ces zones, plus exposées, l'horizon cuirassé commence à être démantelé ; ce processus se poursuit, ou s'accélère une fois que les niveaux argileux sous-jacents, peu indurés, sont atteints. Dans un tel cas (voir B, Fig. 39), la différence d'altitude et la distance horizontale entre le rebord de la dalle située dans la partie haute, et la limite de la cuirasse localisée dans le creux des ondulations, augmente avec l'importance de l'érosion. L'hypothèse d'une surface initialement ondulée, affectée par une phase de cuirassement, puis soumise à l'érosion mécanique est conforme aux idées de LEPRUN (1979).

. Une cuirasse, d'un niveau donné, évolue par enfoncement géochimique vertical (NAHON et MILLOT, 1977) ; dans certaines zones, ce processus peut être plus rapide : théoriquement apparaîtront ainsi à la longue, dans la morphologie, des compartiments déprimés (cas C, Fig. 39). Ces zones à enfoncement géochimique préférentiel sont en relation ou non avec des variations dans la nature du substratum. Comme dans le cas précédent, l'érosion peut se manifester au niveau de la rupture de pente entre la cuirasse des zones hautes et celle des zones en contrebas ; ainsi peut être interrompue la continuité de la dalle et accentué l'escarpement entre les deux cuirasses.

. Une surface cuirassée subit des modifications géomorphologiques, à la suite de l'action des termites. Certaines espèces de ces insectes vivant en colonies sous-terraines, remanient les niveaux meubles situés sous la dalle ferrugineuse ; ainsi sont remontées en surface des quantités, parfois très importantes, de "fines" (LEVEQUE, 1975) et oblitérée les textures des horizons argileux (ESCHENBRENNER, 1987) ; cette érosion de

type sous-cutané peut donner lieu à des sous-cavages plus ou moins développés. On peut envisager qu'à la suite de remontées considérables de matériel profond par les termites, puis de son étalement à la surface, des tassements, voire des effondrements ont été localement occasionnés dans le profil cuirassé ; à l'échelle du paysage, un tel phénomène se traduit alors par la formation de zones déprimées (cas D, Fig. 39).

Dans le secteur de Donko, les contours actuels des plateaux cuirassés et leurs relations avec le réseau hydrographique milite certes en faveur d'une ancienne surface (type "haut glacis", incisée et disséquée ; dans une telle hypothèse, le glacis en contrebas du plateau aurait été ferruginisé lors d'un épisode de cuirassement postérieur. Cependant, la grande parenté de compositions chimiques et minéralogiques entre la cuirasse du plateau et celle du glacis (tableau 29) plaide en faveur de leur appartenance à une même surface cuirassée initiale ; la coexistence d'un horizon cuirassé sur les zones hautes du paysage et dans certaines parties situées en contrebas (la dénivelée étant de l'ordre de 20 mètres) peut dans ce cas être interprétée comme résultat d'une morphologie originellement ondulée, affectée par le cuirassement, puis par l'érosion, au moins dans les zones où le rebord du plateau est bien marqué et où la dalle apparaît discontinue.

VII - CONCLUSIONS

Le secteur de Donko (environ 50 km²) apparaît constitué de deux unités géomorphologiques : le plateau plus élevé, faiblement penté vers la Volta Noire et le glacis en contrebas. Ces deux domaines sont cuirassés, la dénivelée existant entre les deux surfaces est de l'ordre de 20 mètres. Le passage entre le plateau et le glacis est le plus souvent très progressif ; cependant, on observe parfois un rebord assez net, voire escarpé. C'est généralement au niveau de cette rupture de pente, et un peu en contrebas, que peut être notée une interruption de l'horizon cuirassé, à nouveau trouvé en aval et sur le glacis.

Les analyses chimiques et minéralogiques de la cuirasse du plateau et de celle du glacis montrent des compositions très voisines, par ailleurs comparables aux résultats obtenus pour les cuirasses de haut glacis développées sur substratum schisteux à l'échelle de l'ensemble de la région de Gaoua. On ne remarque pas de différences significatives dans la distribution des faciès cuirassés sur le plateau et sur le glacis. Pour nous, ces deux surfaces coexistant dans le paysage actuel dérivent d'une ancienne morphologie cuirassée (niveau du haut-glacis) affectée plus tard par un décapage plus ou

moins marqué, principalement dans les zones de versants, où se forment des rebords, parfois des abrupts.

La morphologie du plateau comprend des zones hautes et des zones déprimées. Il a été montré que les cuirasses rencontrées sur les parties élevées sont plus évoluées (c'est-à-dire plus ferrugineuses, plus riches en hématite et en kaolinite, mais moins quartzieuses) et présentent un faciès du type nodulaire ; les cuirasses affleurant dans les creux s'avèrent, au contraire, moins évoluées que les précédentes et de faciès à tendance massive. La juxtaposition, à la surface du plateau, de cuirasses montrant des faciès et des compositions variées ("patchwork") est interprétée comme le résultat d'une érosion mécanique postérieure au cuirassement plus ou moins poussée suivant les zones. Ainsi, dans les parties hautes, les moins "rabotées", on retrouve les faciès les plus évolués, les plus anciens ; c'est, par contre, dans les zones déprimées où le décapage a été le plus agressif, qu'affleurent les faciès plus profonds du profil d'altération (en particulier les cuirasses peu évoluées, formées plus récemment que les précédentes, mais au sein du même niveau cuirassé).

A partir de leur faciès et de leur composition minéralogique, on peut essayer de retracer l'évolution des cuirasses du secteur de Donko. La séquence verticale des cuirasses, qu'on a pu reconstituer, à la faveur des entailles provoquées par l'érosion, comprend vers la base les faciès massifs, les moins évolués ; au fur et à mesure qu'on monte dans le profil, les faciès apparaissent plus évolués et plus nodulaires. Ce concrétionnement progressif vers le haut, lié à une hématitisation et à une kaolinitisation croissantes, correspond à la phase d'agradation des cuirasses. La concentration de l'alumine que nécessite l'augmentation de la teneur en kaolinite - et accessoirement la substitution dans les oxydes de fer, en fort accroissement - résulte essentiellement d'un processus d'accumulation relative consécutif à un fort lessivage du quartz, qui passe de 50 % à 10 % entre les faciès de cuirasses peu évolués et très évolués. La bonne corrélation entre hématite et kaolinite mise en évidence ici va à l'encontre de la théorie de l'épigénie des minéraux argileux par les oxydes de fer au cours de la ferruginisation des cuirasses. La dégradation, caractérisée par la dissolution de la kaolinite et l'hydratation de l'hématite en goethite, ne commence à se manifester que dans les faciès les plus riches en fer.

CONCLUSIONS GENERALES

Ce travail est consacré à la distribution régionale des propriétés minéralogiques et chimiques des cuirasses ferrugineuses latéritiques. La région de Gaoua, au Burkina Faso, située à proximité de la Volta Noire et donc récemment soumise à une forte érosion, a été choisie pour deux raisons essentielles :

- les roches mères dégagées par l'érosion récente affleurent assez bien et la carte géologique de la région est relativement précise ;

- les plateaux cuirassés sont rattachés, pour la plupart, au même glaciaire et, bien que décapés par l'érosion, sont présents sur tous les types de roches.

L'étude régionale a été menée à deux échelles : (1) sur l'ensemble des plateaux et des buttes répartis à travers les 2000 km² du secteur et (2) sur les 50 km² de la zone cuirassée de Donko, comportant un grand plateau bordé en contrebas par un glaciaire.

Les principales leçons concernent : (1) le fonctionnement du profil cuirassé et l'évolution du paysage latéritique et (2) la lithodépendance à l'égard des roches mères, confirmée ici à l'échelle régionale.

I - LE FONCTIONNEMENT DU PROFIL CUIRASSE

1) Le schéma de fonctionnement du profil cuirassé qui a été adopté ici est, on l'a précisé plus haut, celui de l'enfoncement vertical progressif des fronts d'altération et des horizons qui se succèdent en s'interpénétrant sur toute la hauteur du profil, tel que l'ont formulé MAC FARLANE (1976) ainsi que NAHON et MILLOT (1977).

2) Dans cette perspective, les altérations les plus jeunes et les moins évoluées se trouvent à la base et les horizons les plus âgés et les plus évolués persistent au sommet des profils. C'est ainsi que du bas vers le haut, et du plus jeune au plus âgé, on rencontre tel que le définit TARDY (1991) :

- la lithomarge,
- la formation tachetée communément appelée argile tachetée,
- la carapace à faciès tacheté, massif ou oligonodulaire,
- la cuirasse à faciès nodulaire, paranodulaire, pseudonodulaire ou massif (horizon d'agradation),

- la cuirasse à faciès pseudopisolitique, parapisolitique ou pisolitique (où commence la dégradation),
- l'horizon gravillonnaire ou caillouteux de démantèlement.

3) Sur un type de roche donnée, l'évolution minéralogique et chimique des cuirasses présente toujours les mêmes tendances :

- augmentation des teneurs en fer,
- augmentation des teneurs en goethite et en hématite,
- mais accroissement du paramètre RPHG ($100 \times \text{hématite} / (\text{goethite} + \text{hématite})$), c'est à-dire augmentation relative de l'hématite par rapport à la goethite (sauf dans l'horizon de démantèlement sommital où c'est la goethite qui devient à son tour prépondérante,
- diminution systématique du quartz, jusqu'à son élimination presque complète,
- augmentation, légère diminution ou stagnation des teneurs en kaolinite ; les teneurs en kaolinite des cuirasses les plus riches en fer ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 65 \%$) ne descendent que très rarement en-dessous de la valeur de 25 %.

Les cuirasses les plus évoluées et les plus âgées convergent toutes vers une composition semblable : 30-35 % d'hématite, 35 % de goethite, 5-10 % de quartz et 25 % de kaolinite. Il faut croire que pour des degrés d'évolution plus avancés et pour des teneurs en kaolinite qui deviendraient de beaucoup inférieures à 25 %, les cuirasses perdraient leur stabilité et seraient vouées au démantèlement.

4) La cuirasse, détruite au sommet et dissoute dans l'horizon gravillonnaire de surface, se reconstitue vers la base. Progressivement, les horizons les plus jeunes de la partie inférieure des profils prennent de l'âge en même temps qu'ils deviennent de plus en plus ferrugineux. Les puits étudiés en Afrique occidentale et centrale par MAZALTARIM (1989) montrent en effet une évolution croissante, une ferrugineisation progressive de la base vers le sommet de l'horizon cuirassé. Aussi affleure fréquemment à la surface d'un plateau cuirassé une population de cuirasses de faciès et de degré d'évolution très différents - qui correspondraient à des âges très étalés -, comme on l'a vu dans le secteur de Donko.

5) Le maintien de la kaolinite dans les faciès très évolués des cuirasses ferrugineuses est un phénomène acquis ici. A toutes les échelles étudiées, il apparaît que les teneurs en kaolinite sont d'autant plus élevées que les teneurs en fer et en hématite (par rapport à la goethite) le sont aussi. On ne dit pas ici que l'épigénie n'existe pas. Elle a été prouvée par NAHON (1976), NAHON et MILLOT (1977) ainsi que par AMBROSI et NAHON (1986). On constate simplement que, dans les cuirasses les plus évoluées, d'importantes quantités de kaolinite subsistent et que lorsque les teneurs en

kaolinite diminuent, la cuirasse est démantelée, ce qui se traduit notamment par une perte d'induration et une fragmentation.

II - LA SURFACE D'UN PLATEAU CUIRASSE : UN PATCHWORK DE FACIES CUIRASSES

Le secteur cuirassé de Donko comprend, en fait, deux niveaux, chacun d'eux apparaissant formé de plusieurs faciès géochimiques qui traduisent des degrés d'évolution différents.

1) La zone de Donko, dans la région de Gaoua, est constituée de deux niveaux différents. Chacun de ces niveaux n'est ni horizontal ni plan incliné, mais plutôt une surface gauchie. Le plus élevé des deux niveaux qui se présente comme une lanière longue d'une quinzaine de kilomètres représentant le sommet d'un interfluve, est de forme générale convexe entrecoupée, si l'on peut dire, de légères dépressions à surface concave. Le plus bas se sépare en deux thalwegs bordant l'interfluve et présente une forme générale concave, plus accusée en aval qu'en amont où elle peut même devenir convexe. Le niveau du bas se raccorde au niveau du haut, soit de façon continue, en marquant cependant un changement de pente, soit de façon discontinue par un léger ressaut ou par un fort abrupt. Ces faits n'ont manifestement pas été interprétés de la même façon par les chercheurs qui travaillent ces sujets depuis des lustres (fig. 41, tableaux 7 et 29).

1a) Le premier groupe avec MICHEL (1973) a privilégié les abrupts et les décalages de niveaux moyens entre les glacis. Pour ces auteurs, les deux niveaux décrits à Gaoua seraient deux glacis quaternaires d'âges différents : l'un, le haut-glacis, plus élevé et plus âgé (quaternaire ancien) ; l'autre, le moyen-glacis, plus bas et plus jeune (quaternaire moyen) tous deux mis en place au cours de deux phases humides séparées par une phase plus sèche. Pour ces auteurs le paysage est d'abord rectifié durant une période sèche tandis que l'altération et le cuirassement sont opérants pendant la période humide qui suit. Les deux niveaux sont ainsi séparés par une phase d'érosion. Le plus récent s'est installé sur les parties basses les plus fraîchement décapées, le plus ancien occupant les parties hautes du paysage cuirassées puis dégagées depuis longtemps.

1b) Le second groupe, celui de LEPRUN (1972, 1979), ZEEGERS et LEPRUN (1979) a, au contraire, privilégié les passages continus d'un niveau à l'autre. Les deux niveaux appartiennent à la même surface morphologique ondulée, façonnée au Tertiaire sous un climat plus humide que celui qui règne aujourd'hui à Gaoua (1100 mm de pluviosité

annuelle). Le climat plus sec de la fin du Tertiaire puis du Quaternaire a érodé la surface des cuirasses et la rectification suit ainsi le cuirassement au lieu de le précéder. Pour ces auteurs, les différences de niveau et de composition chimique qui caractérisent chacun de ces deux niveaux sont dues aux différences de nature des roches mères sous-jacentes. L'érosion entame indifféremment toutes les zones de la surface cuirassée ondulée de telle sorte que les horizons cuirassés supérieurs sont préservés lorsque l'érosion est faible, tandis que les horizons plus profonds sont dégagés et affleurent lorsque l'entaille est elle-même plus importante.

2) L'étude minéralogique et géochimique des cuirasses indurant la surface des deux niveaux du plateau de Donko met en lumière plusieurs faits majeurs qui permettent de faire progresser le débat.

L'étalement de composition des cuirasses à l'affleurement est, sur chacune des deux unités, très large. On trouve ainsi sur la surface du haut-glacis plus haute, des faciès beaucoup moins évolués et donc beaucoup plus jeunes et à la surface du moyen-glacis en contrebas des faciès plus évolués - et, par conséquent plus âgés - que certains rencontrés sur l'autre unité. Il y a trois raisons à cette dispersion.

2a) La première raison tient à la rectification - par l'érosion mécanique qui par plaques rajeunit la surface de chacun des deux glacis sans les entamer très profondément, jusqu'à la lithomarge par exemple (fig. 37 et 41, tableaux 25 et 27). Intense, l'érosion amène en surface la carapace, voire les argiles tachetées ; légère, l'érosion n'affecte que les horizons de démantèlement de surface et met à l'affleurement les faciès de cuirasse massive. On retrouve donc bien ici l'une des idées de LEPRUN (1972) pour qui la rectification est postérieure au cuirassement, l'inverse ne se produisant pas. On montre ici que cette rectification peut ne pas être très profonde et n'affecter que les différents niveaux de la cuirasse. Cette nuance paraît très importante pour la prospection géochimique.

2b) La seconde raison de la dispersion des compositions à la surface des plateaux vient d'une différence de vitesse d'enfoncement des profils, plus grande dans les petites dépressions concaves et plus faible sur les petites bosses convexes du haut-glacis (fig.38, tableau 27). Dans les dépressions concaves, l'altération est plus intense et bien que de même âge, les cuirasses y sont plus évoluées ; sur les zones convexes, l'altération est moins poussée et bien que les cuirasses y soient de même âge que celles qui les entourent, elles apparaissent moins évoluées.

2c) La troisième raisons est liée aux mouvements latéraux de matière dans les profils latéritiques ; en effet, à côté d'un changement de vitesse de l'altération qui, sur une même roche mère peut être différente d'un point à l'autre du plateau cuirassé, il faut également prendre en compte la composante horizontale latérale des mouvements de fer et d'aluminium que l'on croit avoir pu reconnaître ici.

3) Ces trois dernières raisons combinées pourraient donner une matérialité à ce que NAHON (1976) a appelé la différenciation latérale des faciès.

4) Ainsi, la variété des faciès de cuirasse affleurant sur un même plateau et l'hétérogénéité de leurs degrés d'évolution, qui reflétaient l'étalement des âges, sont le fait de trois causes distinctes : mouvements latéraux du fer, enfoncement différentiel de certaines parties du paysage et surtout érosion pelliculaire de surface.

5) Le phénomène majeur de la différenciation est l'érosion de surface qui, semble-t-il, atteint plus le haut-glacis que le moyen glacis situé en contrebas. C'est sans aucun doute la raison pour laquelle les compositions chimique et minéralogique moyennes du haut-glacis rajeuni apparaît peu différente de celles du moyen-glacis protégé (tableau 28). Des différences ténues se dévoilent cependant qui vont dans le bon sens : cuirasses du haut-glacis plus âgées, plus riches en fer, relativement plus riches en hématite et en kaolinite, plus pauvres en goéthite et en quartz que les cuirasses du moyen-glacis.

6) Pour LEPRUN (1971, 1972, 1979) et ZEEGERS et LEPRUN (1979) les différences de compositions systématiquement reconnues entre le haut et le moyen-glacis (considérés par ces auteurs comme du même âge) sont dues à des différences de nature des roches mères. Il semble que dans la zone de Donko aucune différence de nature du substratum rocheux ne sépare le haut du moyen-glacis. Les différences de roches mères observées en revanche ne concernent que le haut-glacis où l'on distingue un domaine granitique et un domaine schisteux sans que pour autant une différence de niveau n'apparaisse. Ce n'est donc pas la nature de la roche mère qui détermine ici le niveau de la surface morphologique.

7) Pour ces mêmes auteurs, l'intensité de l'érosion détermine seule la nature de l'horizon d'altération qui affleure en contrebas des plateaux cuirassés, de sorte qu'aucune cuirasse plus jeune ne puisse se former en contrebas d'un abrupt. Sous un abrupt, on ne devrait pas, dans ce cas, rencontrer de cuirasse mais des horizons d'altération de plus en plus profonds, au fur et à mesure que l'on s'écarte de la falaise. Or c'est le contraire que l'on observe sur le périmètre du plateau de Donko. En effet, à côté des zones de passage d'altitude continue qui représentent la majorité des cas, s'observent parfois des abrupts, de dénivelées diverses en contrebas desquels on trouve, dans la plupart des cas, de la cuirasse. Le cuirassement s'est donc poursuivi après l'entaille qui est à l'origine de la surface du moyen glacis. Les zones où le rebord apparaît très marqué, voire abrupt, correspondraient alors aux endroits où la dalle cuirassée était à contre-pente par rapport à l'incision. Le moyen glacis serait donc bien, dans ce cas là, postérieur au haut glacis (fig. 41).

8) Par ailleurs, force est de remarquer une certaine continuité des faciès de cuirasse entre le plateau et les domaines en contrebas et - fait étrange - semble-t-il tout autant dans les zones de passage morphologique continu que dans les zones de transition abrupte. Apparemment la continuité chimique et minéralogique des cuirasses traverse la ligne de démarcation et saute même les abrupts. On doit se demander alors - et ceci est contradictoire avec ce qui vient d'être dit précédemment - si l'abrupt n'est pas cette fois postérieur à la formation d'une seule cuirasse originelle, dissociée plus tard en deux parties, chacune d'elles évoluant ensuite dans des conditions différentes ; c'est à cette solution qu'on s'est rallié dans le cas du secteur de Donko.

On peut alors se demander s'il n'existe pas trois types d'érosion : (1) une érosion chimique qui dissout lentement tout, même le quartz, et responsable notamment de la formation de zones déprimées où l'enfoncement a été plus rapide qu'alentour, (2) une érosion de surface qui rectifie le paysage et tend à mettre à nu des horizons d'altération de plus en plus profonds et (3) une érosion sous cutanée par les termites, plus active par place, et qui permet à des pans entiers du paysage de s'abaisser pour être éventuellement érodés par la suite ; certes, il est difficile d'imputer à l'action des termites l'existence de deux surfaces cuirassées fortement dénivelées, ou délimitées par des bordures nettes et de grande extension.

III - DEPENDANCE GEOCHIMIQUE DES CUIRASSES PAR RAPPORT AUX ROCHES PARENTALES

Les conclusions de cette partie sont regroupées en trois volets : (1) la lithodépendance des cuirasses à l'égard des roches mères vérifiée ici à l'échelle régionale, (2) l'homogénéisation de la composition des cuirasses âgées et la convergence des faciès quelles que soient les roches mères et (3), contradictoirement, la singularité des chemins géochimiques suivis par le cuirassement selon le type de roche mère aux dépens duquel il se développe.

1) Les cuirasses ferrugineuses sont les témoins relictuels d'une grande épaisseur de roches, autrefois situées au-dessus de la surface actuelle du sol et aujourd'hui escamotées par altération, fonte géochimique ou érosion de surface. L'accumulation relictuelle augmente et l'épaisseur de la cuirasse grandit au fur et à mesure du cheminement vers le bas des horizons superficiels du profil d'altération. En même temps, les horizons de

surface, progressivement décapés à leur sommet, sont de plus en plus âgés et évolués.

2) Le principe de la lithodépendance des cuirasses ne s'applique aux roches situées au-dessous que dans le cas de structures verticales et de matériaux homogènes sur une hauteur au moins égale à celle de l'enfoncement vertical du paysage. Dans le cas de structures obliques, la dispersion des accumulations de surface par rapport au matériel d'origine est d'autant plus grande que l'inclinaison de la structure est forte et que l'enfoncement du paysage est important. Ainsi comprise, cette dispersion n'est donc pas l'effet d'une imperfection ou d'un défaut d'application du principe de lithodépendance. Bien au contraire, elle en est une conséquence obligatoire.

3) L'examen des variations de compositions minéralogiques et chimiques des faciès indurés de degrés d'évolution différents montre que les latérites reflètent d'autant mieux les roches mères sous-jacentes qu'elles sont moins riches en fer, moins évoluées et plus jeunes. En ce sens, le décapage superficiel met à l'affleurement les cuirasses les plus jeunes dont la composition reflète, mieux que celles des faciès plus évolués, leur matériel parental.

Le principe de la lithodépendance s'applique donc bien aux argiles tachetées, aux carapaces et aux cuirasses peu évoluées, et particulièrement à celles qui présentent des figures lithorelictuelles (même s'il arrive qu'on en trouve dans des éléments allochtones remaniés) ; c'est le cas des schistes.

4) Le principe de la lithodépendance s'applique également d'autant mieux, bien sûr, aux minéraux caractéristiques insolubles ou inaltérables et aux éléments qui s'y trouvent concentrés. Il s'agit essentiellement du quartz, du zircon, du scandium et, à un moindre degré, du cuivre, du zinc et du nickel.

5) Pour l'ensemble des cuirasses qui présentent des teneurs en fer élevées et apparaissent ainsi comme évoluées et âgées, on observe une homogénéisation des compositions minéralogiques et chimiques ainsi qu'une convergence de faciès pétrographiques. A partir d'un certain degré d'évolution tous les minéraux primaires résiduels sont dissous, les teneurs en éléments traces sont contrôlées par des phénomènes d'incorporation ou d'adsorption à la surface des cristaux fins de kaolinite (Ti), d'hématite (Cr, Sc...), de goethite (P, Cu, Zn, Ni ...), des oxyhydroxydes de manganèse (Ba, Co, Ce, Y ...), présents en proportions déterminées. La composition des cuirasses devient indépendante de la roche-mère. La lithodépendance n'est, d'une manière générale, plus décelable dans les faciès les plus évolués caractéristiques des surfaces anciennes, comme en Afrique, celle du haut-glacis non érodé ou du relief intermédiaire. La lithodépendance est *in fine* oblitérée par un mécanisme d'homogénéisation. Ainsi, pour peu que le temps d'action de l'altération ait été assez long, toutes les cuirasses ferrugineuses finissent par se

ressembler quelle qu'ait été la nature des roches mères dont elles ont dérivent et donc finalement quel que soit leur âge, pour peu que celui-ci soit assez grand.

6) Cette conclusion explique les différences trompeuses que l'on croit déceler entre la nature du substratum des cuirasses du haut-glacis, pauvres en quartz et riches en fer que l'on attribue volontiers aux roches basiques et celles du moyen ou du bas glacis, pauvres en fer et riches en quartz, que l'on attribue plutôt aux granites. En fait, la roche mère est souvent la même dans les deux cas. Mais c'est ici la cuirasse qui change, selon qu'elle apparaît plus ou moins évoluée.

7) Il existe néanmoins une spécificité minéralogique des cuirasses ferrugineuses vis-à-vis de la roche mère acide, basique ou schisteuse dont elles sont issues.

Les valeurs moyennes des teneurs en minéraux dans les cuirasses ne montrent pas, d'une roche à l'autre, de grandes différences, sauf dans le cas du quartz. Bien sûr, les cuirasses sur schistes sont, comme les roches mères dont elles proviennent, plus riches en quartz (21 %) et les cuirasses sur roches basiques sont les plus pauvres en quartz (8 %). Après correction du quartz, le matériel argilo-ferrugineux présente en moyenne, à peu près la même composition (37 % de kaolinite, 40 % de goethite et 23 % d'hématite). En fait, les cuirasses développées sur schistes, généralement très quartzes, présentent des teneurs en kaolinite et en hématite plus faibles compensées par des teneurs en goethite plus fortes (34 % de kaolinite, 46 % de goethite et 20 % d'hématite).

Un résultat analogue est retrouvé suite à l'examen de l'évolution des teneurs des différents minéraux constituant le matériel argilo-ferrugineuse en fonction des teneurs en fer croissantes. Lorsque la teneur en fer devient trop forte, dans tous les cas, la teneur en kaolinite diminue (mais rarement au-dessous de 30 %). Sur les roches basiques, dans les cuirasses relativement peu évoluées, la teneur en kaolinite est plus forte que chacune des teneurs en hématite ou en goethite. Relativement aux autres roches, le rapport $RPHG = 100 \times \text{hématite} / (\text{hématite} + \text{goethite})$ est ici plus fort qu'ailleurs. Sur les roches basiques, mais cette fois-ci dans les cuirasses plus évoluées, la teneur en kaolinite est du même ordre de grandeur que celle de l'hématite ou de la goethite et dans les cuirasses les plus évoluées, la teneur en kaolinite diminue jusqu'à 20 %, alors que la goethite prend nettement le pas sur l'hématite. Sur les roches quartzes, sur les schistes, mais surtout sur les granites, les cuirasses relativement peu évoluées montrent des teneurs en kaolinite moins fortes, tandis que les cuirasses très évoluées montrent, au contraire, des teneurs qui restent plus évoluées que celles que l'on rencontre sur les roches basiques. Corrélativement, les teneurs en hématite deviennent

relativement plus fortes que les teneurs en goethite. On rencontre donc ici deux types de comportements distincts et presque opposés des cuirasses sur roches basiques et sur granites, non suggérés par les moyennes qui sont à peu près les mêmes pour toutes les roches. Dans les cuirasses les plus jeunes et les faciès les moins évolués, la kaolinite est, au départ, abondante (au détriment et de la goethite et de l'hématite) sur les roches basiques et au départ moins abondante (à l'avantage exclusif de la goethite) sur les granites. Alors que le cuirassement progresse et que s'accumule le fer, les teneurs en kaolinite diminuent, mais plus intensément sur les roches basiques que sur les granites où elle reste plus longtemps protégée par le quartz. L'augmentation des teneurs en hématite est étroitement liée à la teneur en kaolinite présente. C'est la raison pour laquelle les quantités d'hématite et de kaolinite apparaissent fortement corrélés, et aussi pour laquelle l'hématite, dans les horizons cuirassés de surface est relativement mieux représentée sur les granites que sur les roches basiques, ceci par rapport à la goethite, s'entend.

Les comparaisons entre cuirasses développées (1) sur deux roches riches en quartz, ce minéral étant réparti dans l'une (les schistes) suivant une structure litée et dans l'autre (les granites) de façon isotrope et (2) sur deux roches riches en éléments basiques mais distribués dans l'une (les schistes) en relation avec le litage et dans l'autre (les roches vertes) de façon homogène dévoile encore d'intéressantes observations et permettent de confirmer un schéma interprétatif qui se révèle identique à celui que l'on a élaboré à d'autres échelles d'observation. Les lithostructures, riches en quartz, favorisent l'épanouissement de la goethite. Les domaines riches en kaolinite, pédorelictuels (surtout sur granites) ou lithorelictuels (surtout sur schistes), favorisent le développement de l'hématite. Les cuirasses bien indurées sont les cuirasses riches en fer et en hématite où la kaolinite a pu se conserver. Lorsque la kaolinite doit céder le pas (épigénie nécessaire), alors la cuirasse se démantèle, l'association hématite-kaolinite est remplacée par la goethite alumineuse qui alors réalise l'épigénie de la kaolinite en même temps que s'effectue l'hydratation de l'hématite.

Sur l'ensemble de la région de Gaoua, on observe que 22 % de la superficie correspondant à un substratum granitique sont actuellement encore recouverts par la cuirasse du haut glacis ; cette valeur, qui est de 21 % dans le cas des schistes, tombe à 4 % pour les roches vertes. Même si la résistance au démantèlement des cuirasses ne représente pas l'unique facteur responsable de l'extension actuelle des superficies cuirassées, on doit néanmoins le considérer comme très important ; ainsi s'explique le faible taux de la surface qu'on retrouve de nos jours dans la région étudiée occupé par les cuirasses sur substratum de roches basiques. Les cuirasses sur roches vertes se

démantèlent en effet plus facilement que celles sur granites ou sur schistes, en perdant leur kaolinite et (en relation avec le degré d'hydratation croissant) en s'enrichissant en goethite dans les horizons superficiels.

IV- RECOMMANDATIONS POUR LA PROSPECTION GEOCHIMIQUE

On retrouve à Gaoua ce que ROQUIN *et al.* (1990), à Kangaba au Mali, proposaient comme guides pour la prospection géochimique en zones latéritiques.

La valeur du signal géochimique de chaque faciès cuirassé rencontré à l'affleurement est différente, parfois davantage du fait de son degré d'évolution que sous l'effet des variations de sa roche mère . On aurait donc intérêt à déterminer à l'avance quel type de faciès on doit échantillonner, et à rechercher le compromis entre fréquence pour leur nombre et caractère d'immaturation pour leur capacité à refléter les traits propres au matériel parental.

BIBLIOGRAPHIE

- AMBROSI J.P. (1984)- Pétrologie et géochimie d'une séquence de profils latéritiques cuirassés ferrugineux de la région de Diouga, Burkina Faso. Thèse 3ème cycle, Univ. Poitiers, 223 p.
- AMBROSI J.P. et NAHON D. (1986)- Petrological and geochemical differentiation of lateritic iron crust profiles. Chem. Geol., 57, p. 371-393.
- ANAND R.R. et GILKES R.J. (1984)- The retention of elements in mineral pseudomorphs in lateritic saprolite from granite. A weathering budget. Aust. Journ. Soil Res., 22, p. 273-282.
- ARNOULD M. (1961)- Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du Nord-Est de la Côte-d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale. Mém. BRGM, 3, 175 p.
- ASECNA (1966)- Aperçu sur le climat de la Haute-Volta. Rapp. ASECNA, Ouagadougou, 2ème édit., 132 p.
- AUBERT G. (1965)- Classification des sols. Tableau des classes, sous-classes, groupes et sous-groupes de sols utilisés par la section Pédologie de l'ORSTOM. Cah. ORSTOM, série Péd., 3 (3), p.269-288.
- AUBREVILLE A. (1949)- Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale. Soc. Edit. Géogr. marit. colon., Paris, 351 p.
- AUBREVILLE A. (1962)- Savanisation tropicale et glaciations quaternaires. Adansonia, 2 (1), p. 16-84.
- BALISTRIERI L.S. et MURRAY J.W. (1982)- The adsorption of Cu, Pb, Zn and Cd on goethite from major ion seawater. Geochim. Cosmochim. Acta, 46, p. 1253-1265.
- BARDOSSY G. (1982)- Karst bauxites. Bauxite deposits on carbonate rocks. Developments in Econ. Geol., Elsevier Edit., 14, 441 p.
- BARRERE J., SLANSKY M. (1965)- Notice explicative de la carte géologique au 2.000.000ème de l'Afrique occidentale. Mém. BRGM, 29, 120 p.
- BASSOT J.P., MELOUX J. et TRAORE H. (1981)- Notice explicative de la carte géologique au 1.500.000ème de la République du Mali. Dir. Nat. Géol. Mines, Bamakó.
- BEAUDET G. et COQUE R. (1986)- Les modelés cuirassés des savanes du Burkina Faso (Afrique occidentale). Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., 27 (3-4), p. 213-224.
- BEAUVAIS A. (1991) - Géochimie et minéralogie des cuirasses ferrugineuses du Haut Mbomou, en République Centrafricaine. Thèse, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg (à paraître).

- BEAUVAIS A. et MAZALTARIM D. (1988)- Etude des cuirasses latéritiques dans la région de Dembia-Zémio en Centrafrique. Pétrographie, minéralogie et géochimie. Sci. Géol., Bull., 41 (1), p. 47-69.
- BESNUS Y. (1977)- Etude géochimique comparative de quelques gisements supergènes de fer. Sci. Géol., Mém., 47, 145 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.
- BESSELES B. (1977)- Géologie de l'Afrique. Le craton ouest-africain. Mém. BRGM, 88, 402 p.
- BLANCHOT A., DUMAS J.P., PAPON A. (1972)- Carte géologique de la partie méridionale de l'Afrique de l'Ouest. Ed. BRGM.
- BLANCK J.P. (1968)- Schéma d'évolution géomorphologique de la vallée du Niger entre Tombouctou et Labbézenga (République du Mali). Bull. Ass. Sénég. Et. Quatern. Ouest Afric., 19-20, p. 17-26.
- BLOT A., LEPRUN J.C., PION J.C. (1976)- Originalité de l'altération et du cuirassement des dykes basiques dans le massif de granite de Saraya (Sénégal oriental). Bull. Soc. Géol. Fr., 18 (1), p. 45-49.
- 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.
- BLOT A., PION J.C. et WACKERMANN J.M. (1973)- Un exemple de corrélation de rang en géochimie: les altérations du socle birrimien en zone tropicale sèche (Sénégal oriental et Haute-Volta). Cah. ORSTOM, série Géol., 5 (1), p. 25-34.
- BODIN L. (1951)- Contribution à l'étude des granites birrimiens dans le Précambrien de l'Afrique Occidentale Française. Bull. Dir. Mines A.O.F., Dakar, 12, 113 p.
- BOEGLIN J.L. et MAZALTARIM D. (1989)- Géochimie, degrés d'évolution et lithodépendance des cuirasses ferrugineuses de la région de Gaoua au Burkina Faso. Sci. Géol., Bull., 42 (1), p. 27-44.
- BONHOMME M. (1962)- Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme ouest-africaine. Thèse, Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, 5, 62 p.
- BONNARD L.F. (1965)- Aperçu sur la géologie de la Haute-Volta. Rapp. Dir. Géol. Mines Haute-Volta, 23 p., multigr.
- BOUDOURESQUE L., DUBOIS D., LANG J. et TRICHET J. (1982)- Contribution à la stratigraphie et à la paléogéographie de la bordure occidentale du bassin des Iullemeden au Crétacé supérieur et au Cénozoïque (Niger et Mali, Afrique de l'Ouest). Bull. Soc. Géol. Fr., 24 (4), p. 685-695).
- BOULANGE B. (1984)- Les formations bauxitiques de Côte-d'Ivoire. Les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modelé. Trav. et Doc. ORSTOM, 175, 363 p.

- BOULANGE B., DELVIGNE J. et ESCHENBRENNER V. (1973)- Descriptions morphologiques, géochimiques et minéralogiques des faciès cuirassés des principaux niveaux géomorphologiques de Côte-d'Ivoire. Cah. ORSTOM, série Géol., 5 (1), p. 59-81.
- BOULANGE B., ESCHENBRENNER V. (1971)- Note sur la présence de cuirasses témoins des niveaux bauxitique et intermédiaire (Plateau de Jos, Nigéria). Bull. ASEQUA, 31, p. 83-92.
- BOULANGE B. et MILLOT G. (1988)- La distribution des bauxites sur le craton ouest-africain. Sci. Géol., Bull., 41 (1), p. 113-123.
- BOULET R. (1967)- Nouveaux arguments en faveur de l'existence de deux ergs rubéfiés d'âges différents dans la zone sahélienne de l'Afrique occidentale (Haute-Volta). Actes 6ème Congr. Panaf. Préhist. Et. Quatern., p. 334-335.
- BOULET R. (1968)- Etude pédologique de la Haute-Volta. Région Centre-Nord. ORSTOM, Dakar, 351 p. multigr., 1 carte au 500.000ème.
- BOULET R. (1970)- La géomorphologie et les principaux types de sols en Haute-Volta septentrionale. Cah. ORSTOM, série Pédo., 8 (3), p. 245-271.
- BOULET R. (1978)- Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibre et déséquilibre pédobioclimatique. Mém. ORSTOM, 85, 272 p.
- BOULET R., GUICHARD E. et VIEILLEFON J. (1971)- Observations pédologiques et leurs relations avec les faits géomorphologiques dans le delta du Sénégal. Comparaison avec les observations effectuées au Niger. Bull. Liais. Ass. Sénégal. Et. Quatern. Ouest Afric., 29, p. 99-110.
- BOULET R. et LEPRUN J.C. (1969)- Etude pédologique de la Haute-Volta. Région Est. ORSTOM, Dakar, 331 p. multigr., 1 carte au 500.000ème.
- BOURNAT G. (1968)- Note sur les indices de bauxites de Haute-Volta. Rapp. Dir. Géol. Mines, Ouagadougou, 8 p. multigr., 1 carte.
- BOUSQUET R. (1965)- Contribution à l'étude géologique du Birrimien de Haute-Volta. Degré carré de Houndé. Rapp. Dir. Géol. Mines, Ouagadougou, 42 p. multigr.
- BUCHANAN F. (1807)- Journey from Madras through the country of Misore, Canara and Malabar. East Indian Co., London, 2, p. 436-460.
- BURNS R.G. (1976)- The uptake of cobalt into ferromanganese nodules, soils and synthetic manganese (IV)oxides. Geochim. Cosmochim. Acta, 40, p. 95-102.
- BUVOGMI (1982)- Notes sur les bauxites blanches et claires de Haute-Volta. Rapp. Bur. Volt. Géol. Mines, Ouagadougou, 6 p. multigr.
- C.I.E.H. (1977)- République de Haute-Volta. Précipitations journalières de l'origine des stations à 1965. Edit. Etienne Julien, Paris, 686 p.
- COMTEC S.P.A. (1975)- Reconnaissance et évaluation des indices des bauxites de l'Ouest voltaïque. Rapp. Dir. Géol. Mines, Ouagadougou, 98 p. multigr.
- DAVEAU S., LAMOTTE M. et ROUGERIE G. (1962)- Cuirasses et chaînes birrimiennes en Haute-Volta. Ann. Géogr., 387, p. 460-482.

- DAVY R. et AL-ANSARY M. (1986)- Geochimical patterns in the laterite profile at the Boddington gold deposit, Western Australia. *J. Geochem. Explor.*, 26, p. 119-144.
- DECARREAU A., COURTOIS C. et STEINBERG M. (1977)- Comportement des éléments de la première série de transition et des lanthanides dans les altérations naturelles et expérimentales. *Sci. Géol., Mém.*, 53, p. 29-34.
- DEFOSSEZ M. (1963)- Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la boucle du Niger. *Mém. BRGM*, 13, 174 p.
- DELFOUR J. (1965)- Géologie de la partie nord du cercle de Dori (Haute-Volta). *Rapp. BRGM, Bobo-Dioulasso*, 206 p. multigr.
- DELFOUR J. et JEAMBRUN M. (1970)- Notice explicative de la carte géologique au 200.000ème Oudalan. *Edit. BRGM*, 45 p.
- DELVIGNE J. (1965)- Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. *Mém. ORSTOM, Dunod édit.*, 13, 177 p.
- DE SWARDT A.M.J. (1964)- Laterisation and landscape developments in parts of Equatorial Africa. *Z. Geomorphol. Dtsch.*, 8, p. 313-333.
- DIDIER P. (1983)- Paragenèses à oxydes et hydroxydes de fer et d'alumine dans les cuirasses ferrugineuses. Thèse 3ème cycle, Univ. Poitiers, 150 p.
- DIDIER P., FRITZ B., NAHON D. et TARDY Y. (1983)- Fe₃₊-kaolinites, Al-goethites and Al-hematites in tropical ferricretes. A thermodynamic model in the system: kaolinite Fe-Al-oxihydroxides. in "Petrology of weathering and soils", Nahon D. and Noack Y. edit., *Sci. Géol., Mém.*, 71, p. 35-44.
- DOLCATER D.L., SYERS J.K. et JACKSON M.L. (1970)- Titanium as free oxide and substituted forms in kaolinites and other soil minerals. *Clays and Clay Miner.*, 18, p. 71-79.
- DRESCH J. (1953)- Plaines soudanaises. *Rev. Géomorph. dyn.*, 4 (1), p. 39-44.
- DUCELLIER J. (1963)- Contribution à l'étude des formations cristallines et métamorphiques du centre et du Nord de la Haute-Volta. *Mém. BRGM*, 10, 320 p.
- DURAND A. et LANG J. (1986)- Problèmes d'évaluation de l'aridité dans les paléoenvironnements: exemple du Kanémien (21.000-13.000 BP) au Tchad et au Niger. *INQUA-ASEQUA, Symposium Dakar "Changements globaux en Afrique"*, p. 123-126.
- ESCHENBRENNER V. (1987)- Les glébulles des sols de Côte-d'Ivoire. Nature et origine en milieu ferrallitique. Modalités de leur concentration. Rôle des termites. Thèse, Univ. Bourgogne, 2 tomes, 780 p.
- ESCHENBRENNER V. et GRANDIN G. (1970)- La séquence de cuirasses et ses différenciations entre Agnibilékrou et Diébougou (Haute-Volta). *Cah. ORSTOM, série Géol.*, 2 (2), p. 205-246.
- EVANS H.T. (1978)- Vanadium-crystal chemistry. in "Handbook of Geochemistry", Edit. Wedepohl, Berlin.
- FITZPATRICK R.W. et SCHWERTMANN U. (1982)- Al-substituted goethite. An indicator of pedogenic and other weathering environments in South Africa. *Geoderma*, 27, p. 335-347.

- FORBES E.A., POSNER A.M. et QUIRK J.P. (1976)- The specific adsorption of divalent Cd, Co, Cu, Pb and Zn on goethite. *J. Soil Sci.*, 27, p. 154-166.
- FREYSSINET P. (1990)- Géochimie et minéralogie des latérites du Sud Mali. Evolution des paysages et prospection géochimique de l'or. Thèse, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg (à paraître).
- GAMSONRE P.E. (1970)- Etude pétrologique et métallogénique de la région de Gongondy, Diénéméra et Malba (secteur de Gaoua), Haute-Volta. Thèse 3ème cycle, Fac. Sci. Besançon, 190 p.
- GAVAUD M. (1966)- Etude pédologique du Niger occidental. Rapport général. Rapp. ORSTOM, Niamey, 248 p. multigr.
- GAY R. (1959)- Cristallographie physico-chimique. in "Cours de cristallographie", livre 2, Edit. Gauthier-Villars, 232 p.
- GOLDSCHMIDT V.M. (1937)- Les principes de la répartition des éléments chimiques dans les minéraux et les roches. *J. Chem. Soc.*, p. 655.
- GRANDIN G. (1968)- Les niveaux cuirassés dans la région de Blafo-Guétou. 6th Conf. WASA, rapp. ORSTOM, Abidjan, 14 p. multigr.
- GRANDIN G. (1976)- Aplanissements cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest. Mém. ORSTOM, 82, 275p., 12 planches photo h.t.
- GRANDIN G. et THIRY M. (1983)- Les grandes surfaces continentales tertiaires des régions chaudes. Succession des types d'altération. Cah. ORSTOM, série Géol., 13 (1), p. 3-18.
- HERBILLON A.J., MESTDAGH M.M., VIELVOYE L. et DEROUANE E.G. (1976)- Iron in kaolinite with special references to kaolinite from tropical soils. *Clays and Clay Miner.*, 2 (3), p. 201-220.
- HOTTIN G. et OUEDRAOGO O.F. (1975)- Notice explicative de la carte géologique au 1.000.000ème de la République de Haute-Volta. Edit. BRGM, 58 p.
- HUBERT H. (1912)- Sur un important phénomène de capture dans l'Afrique occidentale. *Ann. Géogr.*, 21, p. 251-262.
- HUBERT H. (1920)- Le dessèchement progressif en Afrique occidentale. *Bull. Com. Et. Hist. Sci. A.O.F.*, p. 401-467.
- HUBERT H. (1926)- Carte géologique de l'Afrique Occidentale Française au 1.000.000ème. Feuille 7a (Ouagadougou) et notice explicative. Edit. Larose, Paris.
- JANOT C. et GIBERT H. (1970)- Les constituants du fer dans certaines bauxites naturelles étudiées par effet Mössbauer. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 94, p. 213-223.
- JANOT C., GIBERT H., DE GRAMMONT X. et BIAIS R. (1971)- Etude des substitutions Al-Fe dans les roches latéritiques. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 94, p. 367-380.
- JANOT C., GIBERT H. et TOBIAS C. (1973)- Caractérisation de kaolinites ferrifères par spectrométrie Mössbauer. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 96, p. 281-291.

- 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. in "Trace inorganics in water", Adv. Chem. Ser., 73, p. 337-387.
- JENNE E.A. (1977)- Trace elements sorption by sediments and soils. Sites and processes. in "Symposium on Molybdenum in the Environment", Chappel W. and Petersen K. edit., 2, p. 425-553.
- JONQUET P. (1963)- Remarques sur les formations sédimentaires ouest-voltaïques. Rapp. BRGM, Bobo-Dioulasso, 55p. multigr.
- JUNNER N.R. (1940)- Geology of the Gold Coast and Western Togoland. Bull. Gold Coast Geol. Surv., 11, 40p.
- KALOGA B. (1966)- Etude pédologique des bassins-versants des Voltas Blanche et Rouge en Haute-Volta. 1ère partie: Le milieu naturel. Cah. ORSTOM, série Péd., 4 (1), p. 23-61.
- KALOGA B. (1969)- Etude pédologique de la Haute-Volta. Région Centre-Sud. ORSTOM, Dakar, 247p. multigr., 1 carte au 500.000ème.
- KALOGA B. (1970)- Etude pédologique des bassins-versants des Voltas Blanche et Rouge. 3ème partie: Sols associés aux vertisols; chapitre 2: les sols halomorphes. Cah. ORSTOM, série Péd., 8 (2), p. 187-218.
- KALOGA B. (1987) - Le manteau kaolinique des plaines du Centre-Sud de la Haute-Volta. Dynamique et relation avec le manteau smectitique. Etudes et Thèses, Edit. ORSTOM, 344 p.
- KARPOFF A.M. (1973)- Géochimie de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Thèse 3ème cycle, Univ. Strasbourg, 70 p.
- 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 (4), p. 315-338.
- KING L.C. (1948)- On the ages of the African land surfaces. Quatern. Journ. Geol. Soc., London, 104, p. 439-459.
- KING L.C. (1962)- The morphology of the Earth. A study and synthesis of world scenery. Oliver and Boyd edit., Edinburgh-London, 725 p.
- KITSON A.E. (1928)- Carte géologique provisoire de la Gold Coast et du Togo occidental, avec notice explicative. Bull. Gold Coast Geol. Surv., Accra, 2, 13 p.
- KOBILSEK B. (1990)- Géochimie et pétrographie des bauxites latéritiques d'Amazonie brésilienne. Comparaison avec l'Afrique, l'Inde et l'Australie. Thèse, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 205 p.
- KOGBE C.A. (1981)- Le Continental Terminal en Afrique: vers une définition plus précise. Bull. PICG in "Nature et Ressources", 17 (4), p. 42-45.
- KOONS R.D., HELMKE R.A. et JACKSON M.L. (1980)- Association of trace elements with iron oxides during rock-weathering. Soil Sci. Soc. Amer. J., 14, p. 155-159.
- KUHNEL R.A. (1987) - The role of cationic and anionic scavengers in laterites. Chem. Geol., 60, p. 31-40.

- LAMOTTE M. et ROUGERIE G. (1956)- Genèse de certaines cuirasses ferrugineuses en Afrique occidentale. Congr. Internat. Géogr., Rio de Janeiro, p. 34-35.
- LAMOTTE M. et ROUGERIE G. (1962)- Les apports allochtones dans la genèse des cuirasses ferrugineuses. Rev. Géomorph. dyn., 13 (10-12), p. 145-160.
- LAY C., REICHEL T. R. (1971)- Sur l'âge et la signification des intrusions de dolérites tholéitiques dans le bassin de Taoudéni. C.R. Acad. Sci., Paris, 272 D, p. 374-376.
- LECLERC J.C., LAMOTTE M. et RICHARD-MOLLARD J. (1949)- Niveaux et cycles d'érosion du Mont Nimba (Haute Guinée Française). C.R. Acad. Sci., Paris, 228, p. 1510.
- LEMASLE G. (1972)- Contribution à l'étude géologique et métallogénique du Tarkwaïen de la région de Boni (degré carré de Houndé). Rapp. Dir. Géol. Mines, Ouagadougou, 57 p. multigr.
- LEMOINE L. et PRAT J.C. (1972)- Cartes d'évapotranspiration potentielle calculée d'après la formule de Turc pour les pays membres du C.I.E.H. Rapp. Com. Interafr. Et. Hydraul., inédit.
- LEPRUN J.C. (1969)- Evolution géomorphologique de la vallée du Sourou et de ses bordures voltaïques. Travaux d'Etudes et de Recherches, Maîtrise Géogr., Univ. Dakar, 50 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, ORSTOM, 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 (12), p. 1207-1210.
- LEPRUN J.C. (1979)- Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique occidentale sèche. Genèse-Transformations-Dégradation. Mém. Sci. Géol., 58, 224 p.
- 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.
- LEVEQUE A. (1975)- Pédogenèse sur le socle granitogneissique du Togo. Différenciations des sols et remaniements superficiels. Thèse Sci., Strasbourg, 301 p. multigr.
- LOGANATHAN P. et BURAU R.G. (1973)- Sorption of heavy metal ions by hydrous manganese dioxide. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, p. 1277-1293.
- LUCAS Y. (1989) - Systèmes pédologiques en Amazonie brésilienne. Equilibres, déséquilibres et transformations. Thèse, Univ. Poitiers, 157 p.
- MAC FARLANE M.J. (1976)- Laterite and landscape. Academic Press, London, 151 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. BRGM, 82, 167 p.

- MAC KENZIE R.M. (1967)- The sorption of cobalt by minerals in soils. Aust. J. Soil Res., 5, p. 235-246.
- MAC KENZIE R.M. (1980)- The adsorption of lead and other heavy metals on oxides of manganese and iron. Aust. J. Soil Res., 18, p. 61-73.
- MAIGNIEN R. (1956)- De l'importance du lessivage oblique dans le cuirassement des sols en A.O.F. 6ème Congr. intern. Sci. Sol, Paris, E, p. 463-466.
- MAIGNIEN R. (1958)- Le cuirassement des sols en Guinée (Afrique occidentale). Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 16, 239 p.
- MALEY J. (1981)- Etudes palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30.000 ans à l'époque actuelle. Trav. Doc. ORSTOM, 129, 586p.
- MARCELIN J. (1971)- Notice explicative de la carte géologique au 200.000ème Gaoua-Batié. Edit. BRGM, 31 p.
- MARCELIN J. et SERRE J.C. (1971)- Notice explicative de la carte géologique au 200.000ème Banfora-Sindou-Mangodara. Edit. BRGM, 35 p.
- MATHEIS G. (1981)- Geochemical bedrock reflection in lateritic covers. Case histories from Nigeria, West Africa. Proc. Int. Sem. on Laterisation Processes, Sao Paulo, Melfi A.J. and Carvalho A. edit., p. 309-316.
- MATHEIS G. (1983)- Trace-element pattern in lateritic soils applied to geochemical exploration. J. Geochem. Explor., 15, p. 471-480.
- MAZALTARIM D. (1989)- Géochimie des cuirasses ferrugineuses et bauxitiques de l'Afrique occidentale et centrale. Thèse, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 263 p., annexes.
- MICHEL P. (1959)- L'évolution géomorphologique des bassins du Sénégal et de la Haute-Gambie. Les rapports avec la prospection minière. Rev. Géomorph. dyn., 5-6 à 11-12, p. 117-143.
- MICHEL P. (1973)- Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. Mém. ORSTOM, 63, 3 tomes, 752 p.
- MICHEL P. (1978)- Cuirasses bauxitiques et ferrugineuses d'Afrique occidentale. Aperçu chronologique. Trav. Doc. CEGET, 33, p. 11-32.
- MIDDELBURG J.J., VAN DER WEIJDEN C.H. et WOITIEZ J.R.W. (1988)- Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. Chem. Geol., 68, p. 253-273.
- MILESI J.P., FEYBESSE J.L., LEDRU P., DOMMANGET A., OUEDRAOGO M.F., MARCOUX E., PROST A., VINCHON C., SYLVAIN J.P., JOHAN V., TEGYEV M., CALVEZ J.Y., LAGNY P. (1989)- Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Leurs relations avec l'évolution lithostructurale au Protérozoïque inférieur. Chron. Rech. min., 497, p. 3-98.
- MILLOT G. (1964)- Géologie des argiles. Edit. Masson, Paris, 499p.
- MILLOT G., BOCQUIER G. et PAQUET H. (1976)- Géochimie et paysages tropicaux. La Recherche, 65, p. 236-244.
- MONIOD F., POUYAUD B., SECHET B. (1977)- Le bassin du fleuve Volta. Monogr. Hydro. ORSTOM, 5, 513 p.

- MOSSER C. (1980)- Etude géochimique de quelques éléments traces dans les argiles des altérations et des sédiments. *Mém. Sci. Géol.*, 63, 229 p.
- MULLER J.P. (1987)- Analyse pétrologique d'une formation latéritique meuble du Cameroun. Thèse, Univ. Paris VII, 174 p., annexes.
- MULLER J.P. et BOCQUIER G. (1986)- Dissolution of kaolinites and accumulation of iron oxides in lateritic-ferruginous nodules: mineralogical and microstructural transformations. *Geoderma*, 37, p. 113-136.
- NAHON D. (1976)- Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal oriental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs: géochimie, structures, relais et coexistence. *Mém. Sci. Géol.*, 44, 232 p., 12 pl. h.t.
- NAHON D. (1986)- Evolution of iron crusts in tropical landscapes. in "Rates of chemical weathering of rocks and minerals", Colman S.M. and Dethier D.P. edit., Academic Press Inc., p. 169-191.
- NAHON D. et DEMOULIN D. (1970)- Essai de stratigraphie relative des formations cuirassées du Sénégal occidental. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 270 D, p. 2764-2767.
- NAHON D. et DEMOULIN D. (1971)- Contribution à l'étude des formations cuirassées du Sénégal occidental (pétrographie, morphologie et stratigraphie relative). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 13 (1), p. 35-54.
- NAHON D., JANOT C., PAQUET H., PARRON C. et MILLOT G. (1979)- Epigénie du quartz et de la kaolinite dans les accumulations et cuirasses ferrugineuses superficielles. La signification des goethites et hématites alumineuses. *Sci. Géol., Bull.*, 32, p. 165-180.
- NAHON D. et MILLOT G. (1977)- Géochimie de la surface et formes du relief. V Enfoncement géochimique des cuirasses ferrugineuses par épigénie du manteau d'altération des roches mères gréseuses. Influence sur le paysage. *Sci. Géol., Bull.*, 30 (4), p. 275-282.
- NALOVIC Lj. (1971)- Comportement du fer en présence des éléments de transition dans la nature. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 273 D, p. 1664-1667.
- NARAYANASWAMY et SWAPAN K. GOSH (1987)- Lateritization of gabbro-granophyre rock units of the Ezhimala complex of North Kerala, India. *Chem. Geol.*, 60, p. 251-257.
- NICOLAS J. et BELINGA S. (1969)- Contribution à l'étude de l'origine et de l'évolution des bauxites de l'Adamaoua (Cameroun). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 268 D, p. 1157-1160.
- NORRISH K. et TAYLOR R.K. (1961)- The isomorphous replacement of iron by aluminium in soil goethites. *J. Soil Sci.*, 12 (2), p. 294-306.
- OUANGRAWA M. (1986)- Etude minéralogique et géochimique des cuirasses de la région de Gaoua (Burkina Faso). *Mém. DEA, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg*, 46 p.
- OUEDRAOGO M.F. et PROST A.E. (1986)- Mise en évidence des relations entre schistosités et plissements dans la ceinture volcanique birrimienne de Yako-Batié (Burkina Faso). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303 II, p. 1713-1716.
- PALAUSI G. (1948)- Rapport de mission géologique dans la région éruptive de Gaoua. *Rapp. BUMIFOM*, 25 p. multigr.

- PALAUSSI G. (1959)- Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des formations primaires au Soudan méridional et en Haute-Volta. Bull. Serv. Géol. Prosp. min., Dakar, 33, 209 p.
- PARRISH J.T., ZIEGLER A.M. et SCOTESE C.R. (1982)- Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol., 40, p. 67-101.
- PATTERSON S.H., KURTZ H.F., OLSON J.C. et NEELEY C.L. (1986)- World bauxite resources: geology and resources of aluminium. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, 1076-B.
- PEDRO G. (1966)- Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux résultant de l'altération des roches superficielles (cycle alumino-silicique). C.R. Acad. Sci., Paris, 262 D, p. 1828-1831.
- PEDRO G. (1968)- Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., 10 (5), p. 457-470.
- PELTRE P. (1977)- Le "V Baoulé" (Côte d'Ivoire centrale). Héritage géomorphologique et paléoclimatique dans le tracé du contact forêt-savane. Trav. Doc. ORSTOM, 80, 198 p.
- PETIT J.C., BACKER L. et HERZOG E. (1964)- Substitutions dans les hydroxydes FeOOH-ALOOH. C.R. Acad. Sci., Paris, 258, p. 4993-4994.
- PION J.C. (1969)- Altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale sèche. Etude de quelques toposéquences en Haute-Volta. Mém. Sci. Géol., 57, 220 p.
- PROJET MINIER GAOUA (1985)- Rapport technique de synthèse (1982-1985). Rapp. Bur. Mines Géol. Burkina, Bobo-Dioulasso, 67 p. multigr.
- REICHELT R. (1967)- Carte géologique du Gourma à l'échelle du 500.000ème. Edit. BRGM.
- REICHELT R. (1972)- Géologie du Gourma (Afrique occidentale). Un "seuil" et un bassin du Précambrien supérieur. Stratigraphie, tectonique, métamorphisme. Mém. BRGM, 53, 213 p.
- RICHARD-MOLLARD J. (1949)- L'Afrique Occidentale Française. Edit. Berger-Levrault, Paris, 247 p.
- RIEFFEL J.M. et MOREAU R. (1969)- Etude pédologique de la Haute-Volta. Région Ouest-Sud. ORSTOM, Dakar, 221 p. multigr., 1 carte au 500.000ème.
- ROCCI G. (1965)- Essai d'interprétation des mesures géochronologiques. La structure de l'Ouest africain. in "Coll. intern. Géochron.", Nancy, Sci. Terre, 10 (3-4), p. 461-479.
- ROQUIN C., FREYSSINET P. et TARDY Y. (1990)- Element distribution patterns in laterites of southern Mali: consequence for geochemical prospecting and mineral exploration. Appl. Geochem., 5, p. 303-315.
- SADLEIR S.B. et GILKES R.J. (1976)- Development of bauxite in relation to parent material near Jarrahdale, Western Australia. J. Geol. Soc. Australia, 23 (4), p. 333-344.
- SCHELLMANN W. (1986)- A new definition of laterite. Geol. Surv. India. Mem.

- SCHULZE D.G. (1982)- The identification of iron oxides by differential X-ray diffraction and the influence of aluminium substitution on the structure of goethite. Univ. Microfilms Internat., Ann Arbor, Michigan (Ph. D., Munchen Univ., GFR, 167 p.).
- SCHULZE D.G. (1984)- The influence of aluminium on iron oxides. VIII- Unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. Clays Clay Miner., 32, p. 36-44.
- SCHWERTMANN U., FITZPATRICK R.W., TAYLOR R.M. et LEWIS D.G. (1979)- The influence of aluminium on iron oxides. II- Preparation and properties of Al-substituted hematites. Clays Clay Miner., 27 (2), p. 105-112.
- SCHWERTMANN U. et LATHAM M. (1986)- Properties of iron oxides in some new caledonian oxisols. Geoderma, 39, p. 105-123.
- SCOTT K.M. (1986)- Elemental partitioning into Mn- and Fe-oxides derived from dolomitic shale-hosted Pb-Zn deposits, Northwest Queensland, Australia. Chem. Geol., 57, p. 395-414.
- SEGALEN P. (1967)- Les sols et la géomorphologie du Cameroun. Cah. ORSTOM, série Pédo., 5 (2), p. 137-187.
- SERET G. (1978)- La notion de pénéplaine à la lumière d'une stratigraphie paléoclimatique du Quaternaire intertropical africain et des cuirasses latéritiques. Acta Geol. Hisp., 13 (5), p. 145-147.
- SERVANT M. (1983)- Séquences continentales et variations climatiques: évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. Trav. Doc. ORSTOM, 159, 573 p.
- SIEFFERMANN G. (1973)- Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun. Variations pédologiques et minéralogiques du milieu équatorial au milieu tropical. Mém. ORSTOM, 66, 183 p.
- SIMON A., LANG M. et SEIDEL M. (1959)- Substitutions dans les hydroxydes FeOOH et AlOOH. Chem. Zvesti, 13, p. 733-736.
- SMITH R.E., PERDRIX J.L. et DAVIS J.M. (1987)- Dispersion into pisolitic laterite from the Greenbushes mineralized Sn-Ta pegmatite system, Western Australia. J. Geochem. Explor., 28, p. 251-265.
- SOLYMAR K. (1970)- L'aluminogoethite dans les bauxites de Hongrie. Détermination de la teneur en aluminium incorporé au réseau de la goethite des 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.
- SYLVESTRE P. (1970)- Reconnaissance des bauxites blanches dans la région de Kaya-Kongoussi. Rapp. PNUD, projet UPV 16, 54 p. multigr.
- TAGINI B. (1966)- Esquisse géotectonique de la Côte d'Ivoire. Rapp. SODEMI, Abidjan, 107 bis, 100 p. multigr.
- TAGINI B. (1971)- Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire. Essai de géotectonique régionale. SODEMI, Abidjan, 302 p.
- TARDY Y. (1969)- Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux des massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 31, 199 p.

- TARDY Y. (1971)- Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some european and african crystalline massifs. Chem. Geol., 7, p. 253-271.
- TARDY Y. (1991) - Continental drift, paleoclimatic shift and global distribution of ferricretes and lateritic bauxites. Catena (à paraître).
- TARDY Y., MAZALTARIM D., BOEGLIN J.L., ROQUIN C., PION J.C., PAQUET H. et MILLOT G. (1988)- Lithodépendance et homogénéisation de la composition minéralogique et chimique des cuirasses ferrugineuses latéritiques. C.R. Acad. Sci., Paris, 307 II, p. 1765-1772.
- TARDY Y. et NAHON D. (1985)- Geochemistry of laterites. Stability of Al-goethite, Al-hematite and Fe³⁺ kaolinite in bauxites and ferricretes. An approach to the mechanism of concretion formation. Amer. J. Sci., 285, p. 865-903.
- TARDY Y. et ROQUIN C. (1990) - Geochemistry and evolution of lateritic landscapes in W. Chesworth and I.P. Martini Edit. , Elsevier (sous presse).
- TAYLOR R.M. et MAC KENZIE R.M. (1966)- The association of trace elements with manganese minerals in australian soils. Aust. J. Soil Res., 4, p. 29-39.
- THIEL R. (1963)- Zum System aFeOOH-aAlOOH. Zeit. Anorg. Allg. Chem., 326, p. 70-78.
- TOPP S.E., SALBU B., ROALDSET E. et JORGENSEN P. (1985)- Vertical distribution of trace elements in laterite soils (Suriname). Chem. Geol., 47, p. 159-174.
- TRICART J. (1963)- Oscillations et modifications de caractère de la zone aride en Afrique et en Amérique latine lors des périodes glaciaires des hautes latitudes. in "Les changements de climat", Edit. UNESCO, 20, p. 415-418.
- TRICART J. et CAILLEUX A. (1965)- Le modelé des régions chaudes. Forêts et savanes. Traité de Géomorphologie, Edit. SEDES, Paris, t. 5, 322 p.
- TRINQUARD R. (1966)- Note sur les bauxites de Haute-Volta. Rapp. Dir. Géol. Mines, Ouagadougou, 1097, 10 p. multigr.
- TRINQUARD R. (1967)- Etude de la minéralogie des carbonates et classification des oxydes de la zone d'oxydation du gisement de manganèse de Tambao (Haute-Volta). Rapp. Dir. Géol. Mines, Ouagadougou, 15 p. multigr.
- TROLARD F. et TARDY Y. (1989)- A model of Fe³⁺ kaolinite, Fe³⁺ goethite, Fe³⁺ hematite equilibria in laterites. Clay Miner. ,24, p. 1-21.
- 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 Ages de biotites au strontium en Afrique. 2ème Réunion ann. Sci. Terre, Pont-à-Mousson (Nancy), p. 378.
- VACHETTE M., CANTAGREL J.M., GAMSONRE P.E. (1975)- Ages birrimiens déterminés par les méthodes au strontium et à l'argon sur des formations cristallines et cristallophylliennes de la région de Ouahigouya (NW de la Haute-Volta). C.R. Acad. Sci., Paris, 280 D, p. 1329-1332.

- VAN EYK H. (1964)- Recherches dans la région de Kaya. I- Géologie de la région de Kaya-Kongoussi-Yako. Rapp. BRGM, Bobo-Dioulasso, 39 p. multigr.
- VOGT J. (1957)- Rapport provisoire de mission sur le plateau mandingue (Soudan). Arch. BRGM, Dakar, 24 p. multigr.
- VOGT J. (1962)- Une vallée soudanaise: la moyenne Bagoé. Rev. Géomorph. dyn., 13 (1-3), p. 2-9.
- VOGT J. (1967)- Notes sur les deux dernières étapes de l'évolution géomorphologiques du Nord de Côte d'Ivoire et du Sud de Haute-Volta. Rapp. BRGM, DS.67.A10, 33p. multigr.
- VOGT J. (1968)- Etude de l'alluvionnement en Haute-Volta. Rapp. BRGM, Bobo-Dioulasso, 227 p.
- VYAIN R. (1967)- Notice explicative de la carte géologique au 200.000ème Diapaga-Kirtachi. Edit. BRGM, 39 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 sur la cartographie et la prospection. Thèse, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 373 p.
- WEFERS K. (1967)- Phasenbeziehungen im System Al_2O_3 - Fe_2O_3 - H_2O . Erzmetall., 20, p. 13-19, 71-75.
- ZEEGERS H. et LEPRUN J.C. (1979)- Evolution des concepts en altérologie tropicale et conséquences potentielles pour la prospection géochimique en Afrique occidentale soudano-sahélienne. Bull. BRGM, 2 (2-3), p. 222-239.

LISTE DES FIGURES

- Fig. 1 - Carte de situation : le Burkina Faso dans l'Afrique occidentale.
- Fig. 2 - La région de Gaoua : localisation du secteur de Donko et de la butte aux 120 trous de Gbondolora.
- Fig. 3 - Grands traits géologiques de l'Afrique occidentale (d'après ROCCI, 1965).
- Fig. 4 - Carte géologique du Burkina Faso (d'après HOTTIN et OUEDRAOGO, 1975).
- Fig. 5 - Carte géologique de la région de Gaoua (d'après MARCELIN, 1971).
- Fig. 6 - Carte de localisation des bauxites du Burkina Faso (d'après BOURNAT, 1968).
- Fig. 7 - Carte des isohyètes annuelles moyennes au Burkina Faso (ASECNA, 1966).
- Fig. 8 - Variations de la pluviosité annuelle à Ouagadougou, Bobo-Dioulasso, Gaoua et Dori depuis le début du siècle (d'après CIEH, 1977).
- Fig. 9 - Migrations du continent africain par rapport à l'Equateur au cours des 200 derniers millions d'années (in TARDY, 1991).
- Fig. 10 - Carte des cuirasses de la région de Gaoua (Burkina Faso).
- Fig. 11 - Plan d'échantillonnage du substratum et des cuirasses sur l'ensemble de la région de Gaoua (Burkina Faso).
- Fig. 12 - Coupe synthétique Ouest-Est de la région de Gaoua, situant les principaux niveaux de cuirasses ferrugineuses et bauxitiques.
- Fig. 13 - Répartition dans un diagramme triangulaire SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 des compositions chimiques des différents niveaux et faciès cuirassés rencontrés en Afrique de l'Ouest.
- Fig. 14 - Evolution de quelques paramètres chimiques et minéralogiques avec l'âge (d'après TARDY, 1991) des différentes cuirasses.
- Fig. 15I - Evolution en fonction du fer des compositions chimiques moyennes des cuirasses sur granites, schistes et roches basiques de la région de Gaoua, au Burkina Faso : a) SiO_2 ; b) Al_2O_3 ; c) MgO ; d) K_2O ; e) CaO ; f) Na_2O ; g) Mn_3O_4 ; h) TiO_2 .

- Fig. 15II - Evolution en fonction du fer des compositions chimiques moyennes des cuirasses sur granites, schistes et roches basiques de la région de Gaoua, au Burkina Faso : a) P_2O_5 ; b) Pf; c) Sr; d) Ba; e) Cr; f) V; g) Zn; h) ^{2}Cu .
- Fig. 15III - Evolution en fonction du fer des compositions chimiques moyennes des cuirasses sur granites, schistes et roches basiques de la région de Gaoua, au Burkina Faso : a) Ni; b) Co; c) Sc; d) Y; e) Zr; f) Nb.
- Fig. 15IV - Evolution en fonction du fer des compositions chimiques moyennes des cuirasses sur granites, schistes et roches basiques de la région de Gaoua : a) La; b) Ce; c) Eu; d) Lu; e) Yb.
- Fig. 16 - Evolution en fonction du fer des compositions minéralogiques moyennes des cuirasses sur granites, schistes et roches basiques de la région de Gaoua, au Burkina Faso : a) Quartz; b) Kaolinite; c) Goethite; d) Hématite; e) Paramètre RPHG.
- Fig. 17 - Plan (F_1, F_2) de l'analyse factorielle en composantes principales réalisée à partir de l'ensemble des cuirasses (226 échantillons) provenant de la région de Gaoua.
- Fig. 18 - Plan (F_1, F_2) de l'analyse factorielle en composantes principales réalisée à partir des cuirasses sur granites (96 échantillons) provenant de la région de Gaoua.
- Fig. 19 - Plan (F_1, F_2) de l'analyse factorielle en composantes principales réalisée à partir des cuirasses sur roches vertes (48 échantillons) provenant de la région de Gaoua.
- Fig. 20 - Plan (F_1, F_2) de l'analyse factorielle en composantes principales réalisée à partir des cuirasses sur schistes (82 échantillons) provenant de la région de Gaoua.
- Fig. 21 - Evolution minéralogique de l'ensemble des cuirasses du haut glacis de la région de Gaoua (226 échantillons) lors de la ferruginisation croissante.
- Fig. 22 - Evolution minéralogique des cuirasses du haut glacis sur granites dans la région de Gaoua (96 échantillons) lors de la ferruginisation croissante.
- Fig. 23 - Evolution minéralogique des cuirasses du haut glacis sur schistes dans la région de Gaoua (46 échantillons) lors de la ferruginisation croissante.
- Fig. 24 - Evolution minéralogique des cuirasses du haut glacis sur roches vertes dans la région de Gaoua (81 échantillons) lors de la ferruginisation croissante.

- Fig. 25 - Carte du secteur cuirassé de Donko : le plateau et le glacis ; topographie et plan d'échantillonnage du substratum.
- Fig. 26 - Plan d'échantillonnage des cuirasses du secteur de Donko.
- Fig. 27 - Carte géomorphologique du secteur de Donko.
- Fig. 28 - Plan (F_1 , F_2) de l'analyse factorielle en composantes principales réalisée à partir de 191 échantillons de cuirasses provenant du secteur de Donko.
- Fig. 29 - Plan (F_1 , F_3) de l'analyse factorielle en composantes principales réalisée à partir de 191 échantillons de cuirasses provenant du secteur de Donko.
- Fig. 30 - Plan (F_2 , F_3) de l'analyse factorielle en composantes principales réalisée à partir de 191 échantillons de cuirasses provenant du secteur de Donko.
- Fig. 31 - Evolutions minéralogique et chimique le long du puits N4 de la région de Kangaba au Mali (in MAZALTARIM, 1989).
- Fig. 32 - Carte de répartition des faciès cuirassés sur le plateau de Donko.
- Fig. 33 - Carte des teneurs en Fe_2O_3 sur le plateau de Donko.
- Fig. 34 - Carte des teneurs en quartz sur le plateau de Donko.
- Fig. 35 - Carte des teneurs en kaolinite sur le plateau de Donko.
- Fig. 36 - Carte des valeurs de RPHG sur le plateau de Donko.
- Fig. 37 - Schéma montrant la juxtaposition de faciès cuirassés de degrés d'évolution différents à la surface d'un plateau érodé (d'après BOEGLIN et MAZALTARIM, 1989).
- Fig. 38 - Différents schémas expliquant la formation de zones déprimées à la surface d'un plateau cuirassé.
- Fig. 39 - Evolution minéralogique des cuirasses dans le secteur de Donko (181 échantillons) lors de la ferruginisation croissante.
- Fig. 40 - Carte du plateau et du glacis dans le secteur de Donko.
- Fig. 41 - Schéma des différentes possibilités expliquant la coexistence de deux surfaces cuirassées séparées par une dénivelée.

LISTE DES TABLEAUX

- Tableau 1 - Principales étapes de l'histoire géologique du Burkina Faso et de la région de Gaoua.
- Tableau 2 - Les niveaux cuirassés en Afrique de l'Ouest ; différentes chronologies.
- Tableau 3 - Données climatiques comparées en différentes stations du Burkina Faso (d'après MONIOD, POUYAUD et SECHET, 1977).
- Tableau 4 - Compositions chimiques et minéralogiques (norme CIPW) moyennes des différentes roches du substratum présentes dans la région de Gaoua.
- Tableau 5 - Compositions chimiques et minéralogiques (norme CIPW) moyennes des trois grandes familles de roches mères rencontrées dans la région de Gaoua: granites, roches vertes, schistes.
- Tableau 6 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des différents types de cuirasses reconnus dans la région de Gaoua.
- Tableau 7 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des différents niveaux de cuirasses en Afrique de l'Ouest, d'après BOULANGE et al.(1973) et d'après GRANDIN (1976).
- Tableau 8 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des 226 échantillons de cuirasses du haut glacis provenant de la région de Gaoua (tous substrats confondus), classés par teneurs en fer croissantes.
- Tableau 9 - Cortèges des éléments chimiques caractéristiques des différents types de roches mères, et des familles de cuirasses selon leur substratum ; liste des éléments respectant la lithodépendance.
- Tableau 10 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des cuirasses du haut glacis sur différents types de substrats.
- Tableau 11 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes, après correction du quartz, des cuirasses du haut glacis de la région de Gaoua selon la nature de leur substratum.
- Tableau 12 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des 96 échantillons de cuirasses du haut glacis sur granites, classées par teneurs en fer croissantes.
- Tableau 13 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des 48 échantillons de cuirasses du haut glacis sur roches vertes, classées par teneurs en fer croissantes.

- Tableau 14 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des 82 échantillons de cuirasses du haut glacis sur schistes, classées par teneurs en fer croissantes.
- Tableau 15 - Groupes géochimiques mis en évidence sur l'ensemble des cuirasses de la région de Gaoua, à partir des 6 premiers axes factoriels.
- Tableau 16 - Groupes géochimiques mis en évidence dans les cuirasses sur granites de la région de Gaoua, à partir des 6 premiers axes factoriels.
- Tableau 17 - Groupes géochimiques mis en évidence dans les cuirasses sur roches vertes de la région de Gaoua, à partir des 6 premiers axes factoriels.
- Tableau 18 - Groupes géochimiques mis en évidence dans les cuirasses sur schistes de la région de Gaoua, à partir des 6 premiers axes factoriels.
- Tableau 19 - Fréquence des différents faciès cuirassés du haut glacis suivant la nature du substratum.
- Tableau 20 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des différents faciès cuirassés rencontrés sur granites, roches vertes et schistes dans la région de Gaoua.
- Tableau 21 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des cuirasses du haut glacis selon différents auteurs.
- Tableau 22 - Ordre de mobilité des éléments chimiques dans les cuirasses de la région de Gaoua ; variations suivant la nature du substratum.
- Tableau 23 - Compositions chimiques moyennes et normes CIPW correspondantes pour les différents types de roches constituant le substratum dans le secteur de Donko.
- Tableau 24 - Compositions chimique et minéralogique moyennes de l'ensemble des cuirasses prélevées sur le secteur de Donko (191 échantillons).
- Tableau 25 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des différents faciès de cuirasses rencontrés dans le secteur de Donko.
- Tableau 26 - Schéma d'évolution génétique au sein du niveau cuirassé ; séquence théorique complète (d'après TARDY, 1991).
- Tableau 27 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des cuirasses rencontrées : (1) dans les zones hautes épargnées par l'érosion, (2) dans les dépressions de décapage mécanique, (3) dans les dépressions d'enfoncement géochimique.
- Tableau 28 - Compositions chimiques et minéralogiques moyennes des cuirasses du secteur de Donko, classées par teneurs en fer croissantes.

Tableau 29 - Compositions chimique et minéralogique moyennes des cuirasses du plateau (98 échantillons) et des cuirasses du glacis (45 échantillons) provenant du secteur de Donko.

TABLE DES MATIERES

AVANT - PROPOS	3
INTRODUCTION	5
CHAPITRE I - CADRE NATUREL	9
I - SITUATION	9
II - GEOLOGIE	12
A - GENERALITES SUR L'AFRIQUE DE L'OUEST	12
B - GEOLOGIE DU BURKINA FASO ET DE LA REGION DE GAOUA. 15	
1. Le Précambrien D, ou Antébirrimien	15
2. Le Précambrien C (Birrimien + Tarkwafen)	20
3. Le Postbirrimien	21
III - GEOMORPHOLOGIE	23
A - MORPHOLOGIE AFRICAINE	23
B - GEOMORPHOLOGIE DU BURKINA FASO	23
C - SURFACES D'APLANISSEMENT ET CUIRASSES	24
1. Les surfaces bauxitiques	25
2. Le niveau intermédiaire	28
3. Les surfaces inférieures : haut, moyen et bas glacis	29
IV - PEDOLOGIE	30
V - CLIMAT	31
A - CLIMAT ACTUEL	31
B - CLIMATS ANCIENS	36
CHAPITRE II - LES CUIRASSES FERRUGINEUSES DE LA REGION DE GAOUA	39
I - INTRODUCTION	39
II - LE SUBSTRATUM	40
A - GENERALITES	40
B - LES DIFFERENTS TYPES DE ROCHES ; LEURS CARACTERISTIQUES ANALYTIQUES	42
1. Le socle (A et Aga)	42
2. Les amphibolites (Aa)	44
3. Les laves (Bbe) et brèches volcaniques (Bb) à tendance basique	44
4. Les gabbros (Bte)	44
5. Les diorites (Bn)	45
6. Les tufs (Bt)	45
7. Les schistes (Bs et Bsi)	45
C - LES TROIS GRANDES FAMILLES DE ROCHES MERES DES CUIRASSES	46

III - LES CUIRASSES	48
A - GENERALITES	48
B - OBSERVATIONS DE TERRAIN	48
C - LES FACIES CUIRASSES	53
D - CARACTERISTIQUES ANALYTIQUES DES DIFFERENTS TYPES DE CUIRASSES	54
1. Echantillonnage et analyses	54
2. Méthodes d'étude	55
3. Résultats des analyses chimiques et minéralogiques	60
a) les cuirasses aluminoferrugineuses	60
b) les boules de cuirasses violacées	60
c) les cuirasses du haut glacis	62
d) les cuirasses des plateaux à bordures indistinctes	63
e) les cuirasses du niveau inférieur	63
E - EVOLUTION DES CUIRASSES	63
1. Les cuirasses dans le paysage actuel	63
2. Latéritisation croissante avec l'âge des cuirasses	66
3. Différents degrés d'évolution parmi les cuirasses de haut glacis	69
IV - RELATIONS ENTRE LE SUBSTRATUM ET LES CUIRASSES	71
A - LE PROBLEME DE LA LITHODEPENDANCE	71
B - COMPOSITIONS CHIMIQUES ET MINERALOGIQUES DES CUIRASSES SUIVANT LEUR SUBSTRATUM	74
1. Différences entre les roches mères	74
2. Comparaison entre les cuirasses suivant leur roche mère	74
a) les cuirasses de haut glacis, leurs points communs sur les différents substratums	74
b) caractéristiques des cuirasses sur granites	76
c) caractéristiques des cuirasses sur roches vertes	77
d) caractéristiques des cuirasses sur schistes	77
e) caractéristiques des cuirasses sur amphibolites	77
f) caractéristiques des cuirasses sur tufs	77
3. Les limites de la lithodépendance dans la région de Gaoua	78
C - LITHODEPENDANCE ET DEGRE D'EVOLUTION DES CUIRASSES ; HOMOGENEISATION DES COMPOSITIONS	79
1. Tendances générales	79
2. Gammes des teneurs en fer dans les cuirasses ..	82
3. L'homogénéisation dans le cas des éléments lessivés	82
4. L'homogénéisation dans le cas des autres éléments	88
5. Les minéraux	90
V - LES ASSOCIATIONS GEOCHIMIQUES ET MINERALOGIQUES DANS LES CUIRASSES	91
A - ENSEMBLE DE L'ECHANTILLONNAGE	91
B - ASSOCIATIONS DANS LES CUIRASSES SUR GRANITES	94

C - ASSOCIATIONS DANS LES CUIRASSES SUR ROCHES	
A TENDANCE BASIQUE	94
D - ASSOCIATIONS DANS LES CUIRASSES SUR SCHISTES	97
VI - SPECIFICITE DU CUIRASSEMENT SUIVANT LE SUBSTRATUM	99
A - EVOLUTION MINERALOGIQUE LORS DE LA FERRUGINISATION	
CROISSANTE	99
1. Tendances générales	99
2. Agradation - dégradation	99
B - LES DIFFERENTS FACIES CUIRASSES ;	
LEUR SIGNIFICATION	102
1. Répartition suivant la nature du substratum ...	102
2. Caractéristiques analytiques des faciès	
cuirassés	103
3. Signification génétique des faciès cuirassés ..	105
VII - DISCUSSION - CONCLUSION	105
CHAPITRE III - LES CUIRASSES DU SECTEUR DE DONKO	111
I - INTRODUCTION	111
II - GEOMORPHOLOGIE	114
III - SUBSTRATUM	116
IV - COMPOSITION MOYENNE DE L'ENSEMBLE DES CUIRASSES	
DU SECTEUR DE DONKO	119
V - FACIES CUIRASSES	123
A - FACIES SUR GRANITES	124
B - FACIES SUR SCHISTES	125
VI - INTERPRETATION : LES CUIRASSES ET L'HISTOIRE	
MORPHOLOGIQUE	128
A - DEGRE D'EVOLUTION DES CUIRASSES	128
B - L'EROSION DE LA DALLE CUIRASSES	129
1. La répartition des faciès cuirassés	
à la surface du plateau	129
2. La répartition des minéraux à la surface	
du plateau	129
3. Les effets de l'érosion	136
a) l'érosion mécanique à la surface du plateau.	136
b) l'érosion chimique	139
4. Le problème de l'épigénie	139
C - LE PLATEAU ET LE GLACIS	144
1. Compositions moyennes des cuirasses du plateau	
et du glacis	144
2. La limite morphologique plateau - glacis	149
VII - CONCLUSIONS	150
CONCLUSIONS GENERALES	153
BIBLIOGRAPHIE	163
LISTE DES FIGURES	170
LISTE DES TABLEAUX	181
TABLE DES MATIERES,.....	185

RESUME

La région de Gaoua, située à 300 km au SW de Ouagadougou, capitale du Burkina Faso, a été choisie comme cadre d'une étude à caractère minéralogique et géochimique sur les formations cuirassées en climat soudano-guinéen (pluviosité annuelle moyenne de l'ordre de 1100 mm). Ce travail a été construit autour d'environ 700 analyses chimiques et minéralogiques de cuirasses latéritiques et de leurs roches mères : à côté des éléments majeurs classiquement dosés, ont été analysés : Sr, Ba, V, Ni, Co, Zn, Cu, Sc, Y, Zr, Nb ainsi que quelques terres rares : La, Ce, Eu, Yb, Lu.

Une cartographie des buttes et des plateaux cuirassés à l'échelle régionale (environ 2000 km²) montre, à côté des cuirasses du "haut glacis", de loin les plus fréquentes, des témoins du niveau bauxitique - petite dalle coiffant le point culminant du secteur -, du relief intermédiaire - sous forme de boules violacées remaniées -, ainsi que du "moyen glacis". Entre les cuirasses ferrugineuses du "moyen glacis", celles du "haut glacis" et celles du relief intermédiaire (c'est-à-dire des plus récentes aux plus anciennes), on note l'évolution générale suivante : augmentation des teneurs en fer et des quantités de kaolinites, accroissement du rapport hématite/goethite, diminution des teneurs en quartz. La même variation est mise en évidence entre les faciès cuirassés les moins et les plus ferrugineux appartenant au niveau du "haut glacis". Une telle hétérogénéité au sein d'une même famille de cuirasses reflète la coexistence de faciès de degrés d'évolution plus ou moins avancés.

La question de la lithodépendance des cuirasses ferrugineuses a été testée à l'échelle régionale à partir de 226 échantillons du "haut glacis" prélevés sur trois grandes familles de roches les granites du socle, les "roches vertes" et les schistes birrimiens, chacune d'elle montrant des caractères géochimiques propres. Il apparaît qu'encore exprimée dans les faciès peu ou pas trop ferrugineux, la lithodépendance s'estompe puis disparaît dans les cuirasses les plus évoluées : à partir d'un degré de ferruginisation avancé, on assiste à une convergence des teneurs pour la plupart des éléments traces ; les compositions des cuirasses finissent par s'homogénéiser pour les plus fortes teneurs en fer, ce qui rend, en fin d'évolution, impossible toute discrimination par type de roche mère.

A l'échelle d'une même surface cuirassée, l'interfluve de Donko en bordure de la Volta Noire, sur roche mère homogène essentiellement schisteuse, les cuirasses les plus riches en fer se localisent sur les parties hautes du paysage, alors que les faciès les moins ferruginisés occupent généralement les parties déprimées, où les horizons de cuirasse évoluée ont été érodés. C'est donc l'érosion différentielle qui est responsable de la répartition des zones plus ou moins ferruginisées dans ce cas.

Mots clés : Cuirasses ferrugineuses, Minéralogie, Géochimie, Lithodépendance, Burkina Faso.