

N° D'ORDRE : 194

THESE

PRESENTEE A

L'UNIVERSITE DE POITIERS

U. F. R. SCIENCES FONDAMENTALES ET APPLIQUEES

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE POITIERS

Diplôme National (Arrêté du 5 Juillet 1984)

Spécialité : " Géochimie de la surface "

par

EDOU-MINKO Ambroise

PETROLOGIE ET GEOCHIMIE DES LATERITES A "STONE-LINE" DU GITE D'OR D'OVALA -
APPLICATION A LA PROSPECTION EN ZONE EQUATORIALE HUMIDE (GABON).

Soutenue le 15 Novembre 1988 devant la Commission d'examen :

MM.TRESCASES J.J.	Professeur, Université de Poitiers.....	Président
DECARREAU A.	Professeur, Université de Poitiers.....	Rapporteur
GRANDIN G.	Directeur du Centre de Géologie Générale et Minière. ENSM, Paris.....	Rapporteur
DIOULY-OSSO P.	Directeur Général des Mines et de la Géologie du Gabon.....	Examineur
WEBER F.	Directeur de Recherche CNRS, Strasbourg.....	Examineur
ZEEGERS H.	Ingénieur, Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans.....	Examineur

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote : Ax 16618 Ex :

*A ma mère AVOMO Marie,
A mon épouse Mauricette,
A mes enfants,
A mes parents et amis.*

AVANT-PROPOS

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une convention signée entre la Direction Générale de la Géologie et des Mines du Gabon (DGMG), le Centre National de Recherches Scientifiques et Technologiques (CENAREST), du Gabon, l'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM) et le Syndicat Or Etéké qui regroupe la DGMG, le Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM) et la Compagnie de l'Uranium de Franceville (COMUF).

La présentation des résultats de ce travail me donne l'occasion d'exprimer ma profonde reconnaissance à tous ceux qui ont, de près ou de loin, contribué à la réalisation de cet ouvrage.

Monsieur le professeur TRESCASES, mon directeur de recherche, par sa disponibilité et sa rigueur scientifique, m'a guidé et encouragé tout au long de cette étude ; Il a largement contribué à l'élaboration de ce mémoire. Je lui en suis très reconnaissant. Je tiens également à le remercier d'avoir accepté la présidence du jury de cette thèse.

Je remercie Monsieur APAMBA-GOUERANGUE, à l'époque Directeur Général de la Géologie et des Mines du Gabon qui est à l'origine de cette convention

Je tiens tout particulièrement à remercier Monsieur DIOULY-OSSO, actuel Directeur Général de la Géologie et des Mines du Gabon pour m'avoir accordé par la suite toutes facilités dans l'accomplissement de ce travail et pour avoir accepté de faire partie de mon jury.

Mes remerciements vont également à Monsieur MEFANE, Commissaire Général de CENAREST pour l'aide qu'il a apportée à la réalisation de cette thèse.

Ma très vive reconnaissance va à Monsieur COLIN, Chargé de recherche à l'ORSTOM qui a suivi ce travail depuis le début, sur le terrain jusqu'à la finition. Ce mémoire doit beaucoup aux très nombreuses discussions que nous avons eu. Il me pardonnera sans doute de ne pas trouver les mots qu'il faudrait pour le remercier.

Que Monsieur LECOMTE, Ingénieur géochimiste au BRGM trouve ici l'expression de ma profonde gratitude pour sa précieuse collaboration tant sur le terrain qu'au cours de l'interprétation des résultats par traitement statistique.

Monsieur le Professeur DECARREAU, m'a apporté son appui et sa compétence en prenant le temps et le soin de lire et de corriger ce mémoire. Je l'en remercie vivement.

Je prie Monsieur GRANDIN, Directeur du Centre de Géologie Générale et Minière à l'Ecole Supérieure des Mines à Paris d'accepter mes remerciements pour l'intérêt qu'il a toujours porté à ce travail ; ses critiques et ses remarques m'ont été d'une grande aide. Je lui sais gré d'avoir accepté d'être l'un de mes rapporteurs.

Monsieur WEBER, Directeur de recherche CNRS au Centre de Sédimentologie et de Géochimie de Surface de Strasbourg me fait l'honneur de juger ce travail. Qu'il en soit remercié.

Monsieur ZEEGERS, Ingénieur géochimiste au BRGM, a également accepté d'être membre de mon jury. Je tiens à lui exprimer ma gratitude.

Je tiens également à remercier tout le personnel du laboratoire de Pétrologie de Surface de l'ORSTOM à Bondy, notamment Messieurs BOULANGE, GENSE qui ont contribué d'une manière ou d'une autre à la réalisation de ce mémoire.

Je remercie l'ensemble des chercheurs du laboratoire de Pétrologie de Surface de l'Université de Poitiers ainsi que tous les techniciens et camarades de 3^e cycle pour leur aide et le climat sympathique qu'ils font régner au laboratoire.

Que les habitants d'Ovala et d'Etéké trouvent ici toute ma reconnaissance pour l'aide qu'ils m'ont apportée durant les campagnes de terrain.

ABSTRACT

Petrological and geochemical studies have been conducted on stone-line lateritic profiles in Ovala area (Gabon).

Along a topographic slope, weathering profiles developed on gneiss uphill and ultramafic rock downhill show three main horizons : 1) above the fresh rock, a layer preserving the initial rock structure (saprolite) which progressively disappears to the top (alloterite) ; an horizon with ferruginous nodules : stone-line ; 3) a superficial sandy clay layer.

Two main processes characterize the weathering of these rocks. First, a relative accumulation of aluminium and iron leads to the formation of weathering layers with kaolinite, gibbsite, hematite and goethite which preserves the initial rock structure (saprolite). The second mechanism consists of an absolute accumulation from the upper part of the profile down to the lower layers obliterated the parent rock structure. Uphill this absolute accumulation is exclusively goethitic, when downhill there is aluminium absolute accumulation, as gibbsite form and/or aluminous goethite form.

Uphill, the ferruginous nodules horizon results from "in situ" gneiss alteration ; downhill, the stone-line constituents and the superficial layer of the profile are allochthonous and result from successive transportation stages.

Gold is residual and eluvial in the weathering layers of the uphill profile, straight above the primary gold mineralization. In contrast, gold is colluvial in the slope profiles, out of the primary mineralization, forming a dispersion halo by lateral migration at the surface of these profiles, then by vertical "per descensum" migration. Moreover, gold and particularly coarse gold fraction in the stone-line is clearly alluvial in the downslope profile.

In conclusion, a gold prospection method is proposed in lateritic environments under humid equatorial conditions.

KEY-WORDS : Laterite, Equatorial Climate, Stone-line, Petrology, Geochemistry, Gold, Prospection, Ovala-Gabon.

RESUME

Les latérites à *stone-line* du gîte aurifère d'Ovala (Gabon) ont été étudiées d'un point de vue pétrographique et géochimique.

L'étude d'une séquence de profils implantés le long d'un versant, sur gneiss à l'amont et sur roche ultrabasique à l'extrême aval, permet de différencier trois grands ensembles d'altération : 1) un ensemble d'altérite (isaltérite et allotérite), 2) un ensemble à nodules ferrugineux et à cailloux de quartz ou *stone-line*, 3) un ensemble argilo-sableux de surface.

Deux processus majeurs caractérisent l'altération de ces roches. L'accumulation relative de l'aluminium et du fer conduit à la formation d'horizons d'altération de type isaltérite à kaolinite, gibbsite, hématite et goéthite. Un second mécanisme se surimpose, avec accumulation absolue depuis les horizons de surface jusqu'aux horizons allotéritiques. A l'amont, l'accumulation absolue est exclusivement ferrugineuse sous forme de goéthite au sein d'un plasma jaune argilo-ferrugineux. A l'aval, il y a accumulation absolue de l'aluminium sous forme de gibbsite et/ou de goéthite alumineuse.

La mise en place de la *stone-line* est discutée : l'ensemble à nodules ferrugineux à l'amont résulte de l'altération *in situ* des gneiss ; à l'aval, les éléments constituant la *stone-line* et les horizons de surface du profil sur ultrabasite sont allochtones et résultent de phases successives de transport.

L'or est résiduel et éluvial dans les horizons d'altération du profil S1 à l'aplomb de la minéralisation aurifère primaire. Il évolue de la base vers le sommet de ce profil par : diminution des teneurs globales et de la taille des particules, et par augmentation de l'érouissage et de la finesse. L'or a un caractère colluvial dans les profils situés sur le versant, à l'aval de la minéralisation primaire. Il se forme, un halo de dispersion par migration latérale à la surface de ces profils, puis verticale *per descensum* ; les teneurs et la taille des particules diminuent de l'amont vers l'aval, et du sommet vers la base, la finesse augmente dans le même sens. Dans le profil S5 à l'extrême aval du versant, l'or, en particulier l'or grossier dans la *stone-line* est tout différent, il présente un caractère nettement alluvial.

Une méthode de prospection de l'or dans les matériaux latéritiques en milieu équatorial humide est proposée au terme de ce travail.

MOTS-CLES : Latérite, Climat équatorial, "Stone-line", Pétrologie, Géochimie, Or, Prospection, Ovala-Gabon.

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I - MILIEU NATUREL ET METHODES D'ETUDE	3
A - MILIEU NATUREL.....	3
B - METHODES D'ETUDE.....	11
CHAPITRE II - LES PROFILS D'ALTERATION	15
A - PROFIL DU SONDAJE C.OVA 17	15
B - Les profils des sondages S.21 et S.22.....	18
C - PROFIL S1.....	18
D - PROFIL S2.....	20
E - PROFIL S3.....	21
F - PROFIL S4.....	23
G - PROFIL S5.....	23
H - DISCUSSION.....	24
I - CONCLUSION.....	26
CHAPITRE III - PETROLOGIE DES ALTERATIONS	29
A - EVOLUTIONS MORPHOSCOPIQUE ET CHIMIQUE DES MINERAUX LOURDS.....	29
B - ORGANISATION MICROSCOPIQUE ET EVOLUTION DES PHASES MINERALES.....	43
C - CONCLUSION SUR L'ETUDE PETROLOGIQUE.....	69
CHAPITRE IV - EVOLUTIONS CHIMIQUES DES PROFILS D'ALTERATION	71
A - VARIATION DES TENEURS EN ROCHE TOTALE DANS CHAQUE PROFIL.....	71
B - CORRELATION ENTRE ELEMENTS, ET ANALYSE FACTORIELLE POUR LES TENEURS DE LA ROCHE TOTALE.....	78
C - COMPARAISON DES ANALYSES ROCHE TOTALE ET FRACTION < 63 μ m.....	80
D - CONCLUSION	85
CHAPITRE V - ESSAI DE QUANTIFICATION ET DE MODELISATION DE L'ALTERATION	89
A - EVOLUTION VERTICALE ET LATERALE DANS LA TOPOSEQUENCE.....	89
B - BILAN ET MODELE DE L'EVOLUTION.....	97
C - SYNTHESE DE L'EVOLUTION SUPERGENE DE LA MINERALISATION PRIMAIRE DANS L'HISTOIRE DU PAYSAGE.....	113
D - APPLICATION A LA PROSPECTION GEOCHIMIQUE DE L'OR.....	119
CONCLUSIONS GENERALES.....	123
BIBLIOGRAPHIE.....	127
LISTES DES FIGURES ET DES TABLEAUX.....	137
TABLE DE MATIERES.....	143
ANNEXES	

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Les formations superficielles des zones tropicales humides sont caractérisées par le développement intense d'un manteau d'altération, complexe, formé essentiellement de minéraux secondaires argileux, d'oxydes et d'hydroxydes de fer, d'hydroxydes d'aluminium et de quartz résiduel. Ces minéraux constituent les ensembles meubles argilo-sableux de surface, les ensembles à nodules ferrugineux et/ou de cuirasse latéritique et les ensembles altérites. Ce manteau d'altération qui peut contenir des concentrations économiques des éléments métalliques tels que Fe, Al, Mn, Ni et Au notamment (BELINGA 1972, GRANDIN 1976, TRESCASES 1975, N'ZIENGUI-MAPANGO 1981, GRANDIN et THIRY 1983, MORRIS 1983, WILSON 1984, SMITH and KEELE 1984, COLIN 1984) masque les faciès du substratum, et limite considérablement les possibilités d'observation directe des roches saines.

A partir des années 1960, la prospection par géochimie des sols dans les régions tropicales humides s'est développée largement. La nécessité d'étudier ces épaisses formations du manteau latéritique (qui peuvent atteindre 100 m de profondeur) apparut très vite indispensable pour une meilleure adaptation des méthodes de prospection géochimique (GRIMBERT 1964, GRANIER *et al.* 1963, ZEEGERS 1978, BOYLE 1979, ZEEGERS 1987) ; COLIN et LECOMTE (1988).

Les travaux réalisés sur la genèse des formations latéritiques meubles à stone-line dans les zones équatoriales humides ont conduit à émettre deux hypothèses sur leur mise en place :

- Une origine allochtone des horizons de surface évoquée par LAPORTE (1962), DE PLOEY (1965), VOGT(1966) au Congo ; MARCHESSÉAU (1965), VINCENT (1966), RIQUIER (1969) au Gabon. TRICART et CAILLEUX (1965) suggèrent un apport fluvial, lacustre ou éolien de l'ensemble argilo-sableux de surface ; SEGALIN (1969) penche pour une altération régressive de plateaux latéritiques et transport latéral sur les pentes des nodules ferrugineux ; ESCHENBRENNER (1987) montre que la mise en place de la stone-line résulte de l'action des termites.

- Une mise en place autochtone énoncée par WOODWORTH (1912) au Brésil ; COLLINET (1969) au Gabon; plus récemment, étayée par MULLER *et al.* (1981) au Congo ; BOULANGE (1984) en Côte d'Ivoire ; FRISTCH (1984) en Guyane ; YONGUE (1986), MULLER (1987), BITOM (1988), au Cameroun ; LECOMTE (1988) au Gabon.

Dans ce sens, il est clair qu'une étude des profils d'altération en contexte anormal pour un élément donné est nécessaire dans le but :

- d'établir les relations entre les différents ensembles d'altération de la roche saine jusqu'à la surface,

- de mettre en évidence le comportement de l'élément donné de la minéralisation primaire jusqu'à la surface au travers des phases supergènes.

L'étude pétrologique et géochimique du manteau d'altération du prospect aurifère d'Ovala (Gabon), entreprise depuis Juin 1985, dans le cadre de la convention signée entre la Direction Générale des Mines et de la Géologie (DGMG), le Centre de Recherche Scientifique et Technologique (CENAREST) du Gabon, l'ORSTOM, le BRGM et soutenue par le Syndicat "OR ETEKE" (DGMG, COMUF, BRGM), vise deux objectifs :

- Le premier à caractère fondamental est de mettre au point le modèle d'altération des profils étudiés, de définir les mécanismes mis en jeu au cours de la genèse et de l'évolution des faciès latéritiques, afin de mieux appréhender la répartition et le mode de dispersion des éléments chimiques, en particulier l'or, au cours de cette évolution ;

- Le deuxième à caractère appliqué, consiste à définir la structure de dispersion supergène de l'or autour de la minéralisation primaire, afin de préciser et/ou d'améliorer les techniques de la prospection de l'or en milieu équatorial humide sous couvert forestier.

- Les études mises en oeuvre pour mener ce travail tiennent compte des observations à plusieurs échelles, de l'échelle du paysage à l'échelle microscopique fine (études cartographique, géomorphologique, chimique, pétrologique et minéralogique).

Après la présentation du milieu naturel (chapitre I), les faciès d'altération sont décrits à l'échelle du profil (chapitre II), puis à l'échelle des minéraux (chapitre III). Les variations géochimiques de cette altération sont abordées dans le chapitre IV par l'étude de la distribution des éléments chimiques à travers la toposéquence d'Ovala, cependant qu'un essai de quantification et de modélisation de l'altération est présentée dans le chapitre V.

CHAPITRE I

CHAPITRE I

MILIEU NATUREL ET METHODES D'ETUDE

A. MILIEU NATUREL

1. Situation géographique, climat, végétation

Le gisement aurifère d'Ovala se situe dans la province de la N'Gounié, au Sud du Gabon. Avec une altitude moyenne de l'ordre de 700 m, cette région se trouve sur la bordure Ouest du Massif du Chaillu entre les latitudes 1°S et 2°S et les longitudes 11°E et 12°E (figure 1).

La région d'étude est soumise au climat équatorial humide, caractérisée par une pluviométrie dont la moyenne annuelle est de 2000 mm environ. Le régime pluviométrique comporte deux maxima : Mars-Avril et Octobre-Novembre, et deux minima de précipitation, avec une saison sèche marquée de Juin à Septembre et une petite saison sèche de Décembre à Février.

La température moyenne est environ de 22°, les maxima et minima absolus sont de 30° et 14°. Les valeurs de l'humidité relative sont élevées, avec une moyenne mensuelle autour de 80% et des extrêmes minima et maxima de 60 % et 98 %.

La végétation, très dense, est une forêt sempervirente de type équatorial à essences variées (okoumé, irokos, moabi...). La forêt primaire couvre généralement les zones non exploitées, le sous-bois est souvent dégagé et relativement accessible. Tout le long des flats exploités, dans les anciens camps et dans les anciennes plantations, s'installe une forêt secondaire, très touffue et difficilement pénétrable, à parasollers.

2. Géomorphologie

Le schéma orographique du secteur d'étude réalisé à partir des cartes topographiques au 1/50000 de la région de Mouïla permet de distinguer deux ensembles morphologiques (figure 2),

- un ensemble continu de collines et plateaux d'altitude supérieure ou égal à 750 m, avec des sommets dépassant 800 m, désigné comme haut-pays, occupe la partie Ouest de la région ;

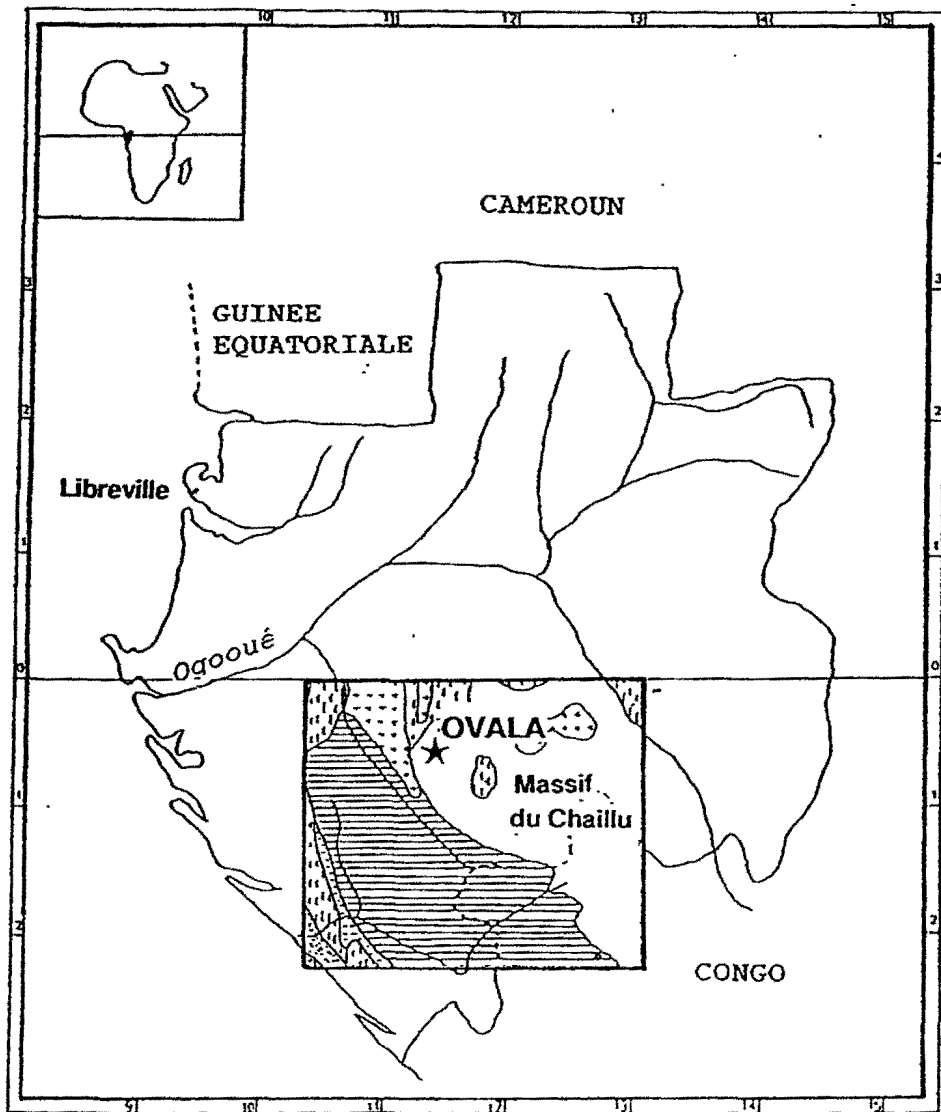
- un ensemble discontinu de collines et plateaux d'altitude comprise entre 700 m et 750 m, localisé à l'Est, et une zone d'incision et de vallées encaissées avec des interfluves situés en-dessous de 750 m qui s'étend vers le SE et le NW, dénommée bas-pays.

a) Le haut-pays

Le haut-pays est représenté par une surface principale dont l'altitude moyenne est environ de 750 m, dominée par des sommets d'altitude supérieure à 800 m ;

Les collines à sommets supérieurs à 800 m, culminent à une altitude de 890 m environ. Elles sont isolées les unes des autres et présentent des sommets tabulaires ou arrondis, à rebords découpés dont les pentes sont souvent supérieures à 35°. Ces collines sont alignées dans une direction principale qui est NE-SW et partagent le secteur Etéké-Ovala en deux bassins versants, le bassin Ogoudou-Migoto au SE et le bassin Oumba-Obou au NW. Le secteur d'étude appartient au haut-pays.

La surface principale d'altitude moyenne à 750 m est largement développée dans le secteur Etéké-Ovala. Elle est également formée de collines à sommets tabulaires ou arrondis en forme de demi-orange de hauteur relative de quelques dizaines de mètres et d'extension de 500 m en moyenne, séparées par des vallées en forme de V vers la tête des marigots, et qui passent vers l'aval à des formes en U à fond plat. Les pentes sont relativement faibles vers le sommet des collines et varient entre 10° et 20° ; elles peuvent atteindre 40° vers le bas de colline. Cette surface principale est faiblement inclinée vers le SW.







-  Schistes, calcaires et grès
-  Francevillien et série de l'Ogooué
-  Orthogneiss indifférenciés du Massif du Chaillu
-  Granitoïdes

Figure 1. Localisation du secteur d'Ouala.

b) le bas-pays

Un deuxième ensemble de collines présente les mêmes caractéristiques que celles de la surface principale à 750 m d'altitude. Il est séparé du haut-pays par un abrupt orienté NE-SW qui est la principale direction structurale de la région. A noter que les collines à croupes convexes, qui sont le résultat de la dissection sous le climat équatorial actuel, ont des altitudes plus basses que les collines à sommets tabulaires voisines. Les collines à sommets tabulaires de ces deux surfaces semblent être des reliques d'anciennes surfaces planes actuellement disséquées par le réseau hydrographique.

- La zone d'incision correspond au niveau de base du réseau hydrographique actuel de la Migoto de l'Ogoudou, de l'Oumba, de l'Obou et de leurs affluents. Ces rivières ont façonné de nombreuses vallées dont la largeur actuelle varie entre cinquante mètres et quelques centaines de mètres, la vallée de la Migoto atteignant parfois 800 m de large. Le dénivelé maximum entre le niveau de base actuel de la Migoto et le haut-pays avoisine 350 m.

c) Discussion

En pays équatorial caractérisé par la formation des collines à croupes convexes (TRICART et CAILLEUX 1965, NOVIKOFF 1974, MILLOT 1979, PERRUSSET 1981, BOULANGE *et al.* 1985, COLIN 1986, BROUSSE *et al.* 1987) ; la description morphologique peut permettre de mettre en évidence les anciennes surfaces formées avant les "fontes" actuelles, et l'incision du réseau fluvial dense à partir duquel s'individualisent les coupoles en demi-orange.

Dans le secteur d'Etéké-Ovala, on constate que les points les plus hauts correspondent souvent à des lambeaux de surfaces planes. Certaines de ces surfaces montrent un niveau de blocs de cuirasse ferrugineuse ou alumineuse en voie de démantèlement, recouverts par un horizon superficiel argilo-sableux. Elles apparaissent ainsi comme des reliques d'anciennes surfaces plus ou moins cuirassées. Sur les collines en forme de demi-orange, plus basses, l'horizon cuirassé se réduit à un horizon de fragments et nodules ferrugineux relictuels de cuirasse et/ou lithorelictuels. Toutefois, quelques reliefs d'altitude supérieure à 800 mètres dans le secteur Ovala-Etéké, également visibles au Nord de ce secteur sont constitués de quartzites sub-affleurant non cuirassés.

On observe une certaine continuité dans l'évolution du paysage des collines hautes aux collines avoisinantes plus basses; le modelé actuel résulte de l'incision du réseau hydrographique sur les paléosurfaces d'altitude supérieure ou égale à 800 m, et voisine de 750 m ou de 700 m. Ces surfaces seraient respectivement d'âge éocène et mi-tertiaire, d'après GRAS (1970), NOVIKOFF (1974), BOULANGE *et al.* (1984) qui distinguent au Zaïre, au Congo et au Gabon une surface d'altitude supérieure à 800 m datée de l'éocène et une surface située vers 700 m datée de la mi-tertiaire. La surface principale à 750 m en moyenne et la surface à 700 m semble constituer une même unité ; l'escarpement (d'environ cinquante mètres au minimum) entre ces deux surfaces, orienté NE-SW, suggère une forte influence tectonique et/ou lithologique.

Si les grandes structures géologiques, orientées NE-SW, contrôlent en grand la morphologie du secteur d'étude, les formes des collines, dans la plupart des cas, sont indépendantes de la nature des roches du substratum.

3. Contexte géologique

Le secteur Etéké-Ovala est essentiellement caractérisé par trois grands ensembles géologiques (figure. 3) :

- le granite du massif du Chaillu,
- les formations du Francevillien,
- le complexe métamorphique de l'Ogooué.

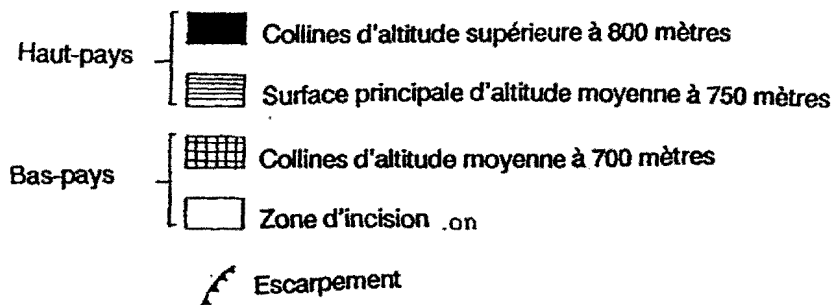
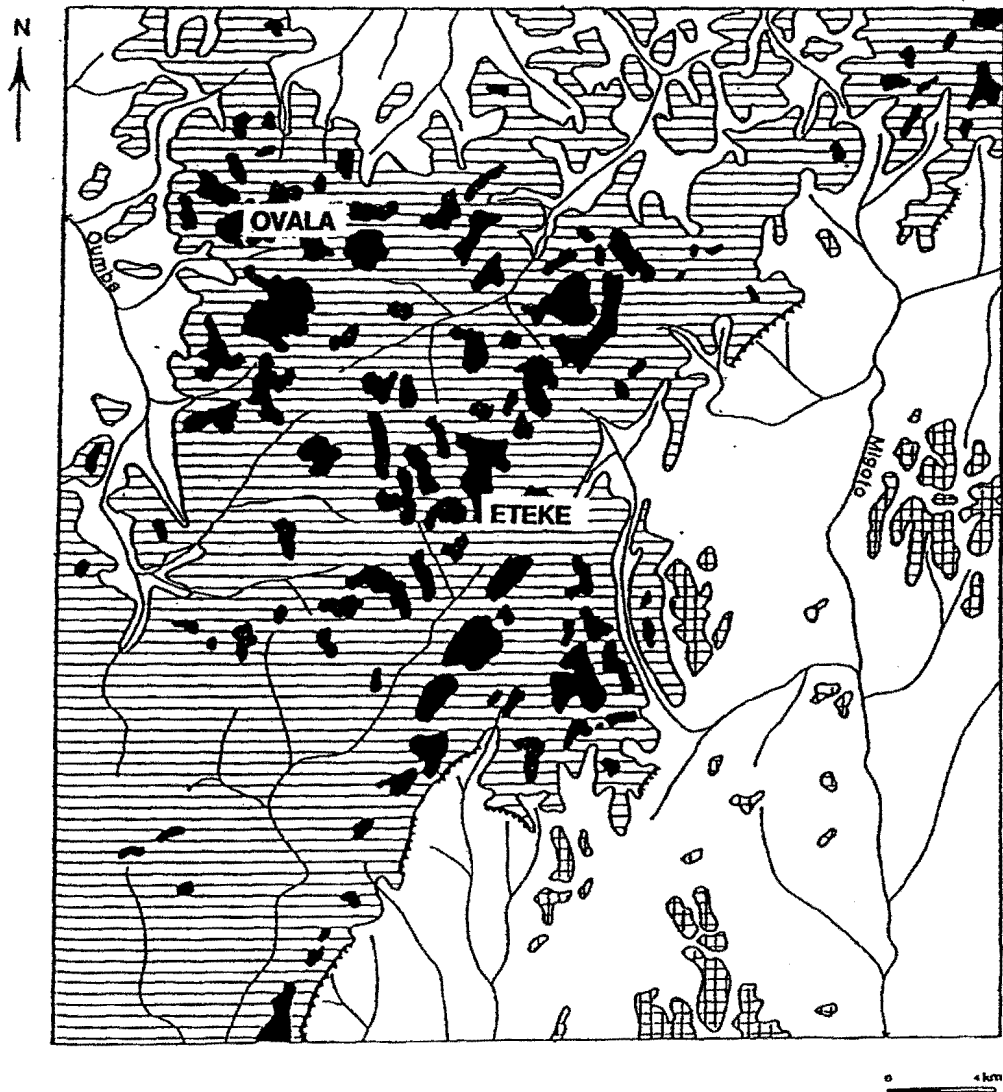


Figure 2. Schéma orographique du secteur d'Etéké-Ovala

Le granite du massif du Chaillu, largement développé à l'Est du secteur d'Etéké est constitué d'un immense batholite de granites roses et gris d'âge Archéen (2600 - 2700 MA), CAEN-VACHETTE *et al.* (1988). Des écailles tectoniques de roches basiques et ultrabasiques, orientées N-S à NE-SW s'alignent en de véritables ceintures de roches vertes tant à Etéké qu'à Ouala. Les roches encaissantes sont soit des granites archéens, soit des gneiss et des métaquartzites. Cette série de roches vertes, dite série d'Etéké est rattachée au Francevillien par PRIAN *et al.* (1988).

La série de l'Ogooué est caractérisée par des formations grésopélitiques métamorphisées, constituées de schistes, micaschistes et quartzites plus ou moins micacés. Elle repose en chevauchement vers l'Est sur le socle archéen du granite du Chaillu et sur le Francevillien (LEDRU *et al.*, 1987). Elle est supposée d'âge Protérozoïque inférieur.

Les formations du Francevillien, datées du birrimien entre 2200 et 2000 MA (GAUTHIER-LAFAYE 1986 ; CAEN-VACHETTE *et al.* 1988) sont constituées par les pélites et ampélites non métamorphiques. Elles se rencontrent à l'Est du secteur d'Etéké.

Différents auteurs admettent que ces deux séries sont contemporaines, mais ont des évolutions tectoniques distinctes (WEBER, 1968 ; AZZIBROUCK, 1982, 1986 ; GAUTHIER-LAFAYE 1986).

Le modèle de la mise en place des grands ensembles précédemment définis et leur évolution tectono-métamorphique proposé par LEDRU *et al.* (1987), PRIAN *et al.* (1988) se résumant comme suit :

A la fin de l'Archéen ou au début du Birrimien (2300 MA - 1950 MA), se manifeste une phase distensive majeure dans le bâti archéen. Des sillons se forment dans lesquels se mettent en place des roches volcaniques basiques et ultrabasiques. La fin du cycle volcanique est marquée par des roches volcanogènes de composition acide et des niveaux siliceux sur lesquels peut se développer un hydrothermalisme précoce (cas particulier du secteur d'Ouala). Simultanément, les zones de horst soumises à l'érosion alimentent les dépôts détritiques correspondant aux formations de base des séries de l'Ogooué et du Francevillien, ensuite se déposent les formations sédimentaires et volcano-sédimentaires qui constituent l'essentiel de ces séries.

Cette phase distensive est suivie par une phase de compression : la série métamorphique de l'Ogooué est impliquée dans une collision, avec chevauchement et mise en place d'une structure en éventail sur quelques centaines de kilomètres d'Est en Ouest.

Des granites tardi-tectoniques (granite de Bapindji) et des dykes de dolérites postérieurs terminent l'histoire magmatique de la région d'Etéké.

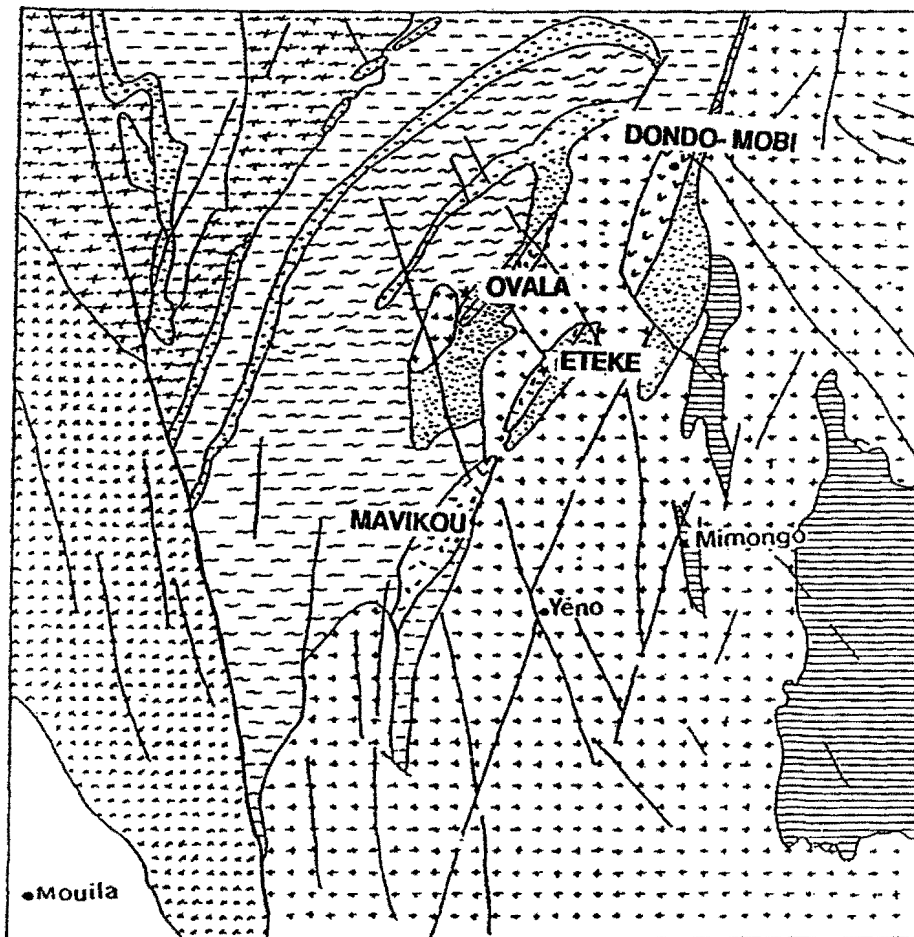
4. Indices et gisements aurifères d'Etéké

Les indices et gisements d'or du secteur d'Etéké découverts jusqu'à l'heure actuelle (Dondo-Mobi, Etéké, Ouala et Mavikou) sont alignés dans une direction principale NE-SW qui est celle de la ceinture de roches vertes d'Etéké. Cette structure apparaît sur la plupart des cartes de la région, géologique, structurale, géophysique et géomorphologique.

Aucun gisement n'est exploité à l'heure actuelle. Les premiers placers aurifères du secteur d'Etéké découverts en 1936 ont été exploités de façon industrielle par les sociétés minières Or-Gabon et Mincounzou jusqu'en 1959 ; la production d'or alluvionnaire est estimée autour de 10 tonnes au cours de cette période. A partir 1960 commence une exploitation artisanale par la SOGAREM (société gabonaise de recherche et d'exploitation minière) ; dans le même temps, cette société confie au BRGM les travaux de recherches d'éventuels gisements primaires.

A la suite de ces travaux, une minéralisation d'or primaire est découverte dans le secteur d'Ouala.

En 1980 est créé le "Syndicat Or Etéké" qui poursuit les travaux de recherche d'or primaire et découvre en 1984 la minéralisation de Dondo-Mobi au NE du secteur d'Etéké. Les campagnes de recherche dans le secteur de Mavikou au SW, en 1974 et 1987 ont donné des résultats négatifs.



Protérozoïque supérieur

□ Schistes, calcaires et grès du synclinal de la Nyanga

0 20 km

Protérozoïque moyen

▨ Migmatites d'Ikombé

▧ Granite de Bapindji

Protérozoïque inférieur

Formations du Francevillien

▩ Grès, pelites et ampélites

▤ Ceinture de roches vertes

Série de l'Ogooué

▥ Méta-quartzite

▦ Série volcano-sédimentaire

Archéen

▧ Gneiss de Pounga

▨ Granite du Massif du Chaillu

Figure 3. Carte géologique de la région de Mouila

Les faibles teneurs aurifères et/ou la nature disséminée des minéralisations des gisements d'Ovala et de Dondo-Mobi ne permettent cependant pas d'envisager l'exploitation de l'or primaire.

5. Le secteur d'Ovala

Le gisement aurifère d'Ovala se situe à 16 Km au NW d'Etéké dans une zone de coordonnées 1°25' latitude Sud et 11°25' longitude Est.

a) Cadre géologique.

Le secteur d'Ovala a fait l'objet de plusieurs notes géologiques (COSSON 1959, AUTRAN *et al.* 1969, BOULADON 1969 a et b), de plusieurs rapports du BRGM sur les travaux de recherche minière (VINCENT 1965, DEMANGE 1968, VEUX *et al.* 1969, MACHAIRAS 1975 et 1976, HUSSON 1981, HUSSON *et al.* 1982 et 1983, BOUTIN 1983, BOUTIN et KASSA-MOMBO 1985, CORTIAL 1987 ; et des travaux de synthèse (DEMANGE 1976, KASSA-MOMBO 1984).

Ces travaux montrent que les formations géologiques du gisement d'Ovala sont constituées de faciès très variés. Les granitoïdes et amphibolites sont largement exprimés tandis que les formations volcano-sédimentaires sont plus réduites (figure.4).

Les granitoïdes, largement développés dans la partie Ouest du secteur d'Ovala présentent deux faciès principaux :

- une granodiorite à grain moyen et de couleur grise ;
- des leucogranites à structures variées : grenue, porphyroïde, pegmatitique et/ou aplitique.

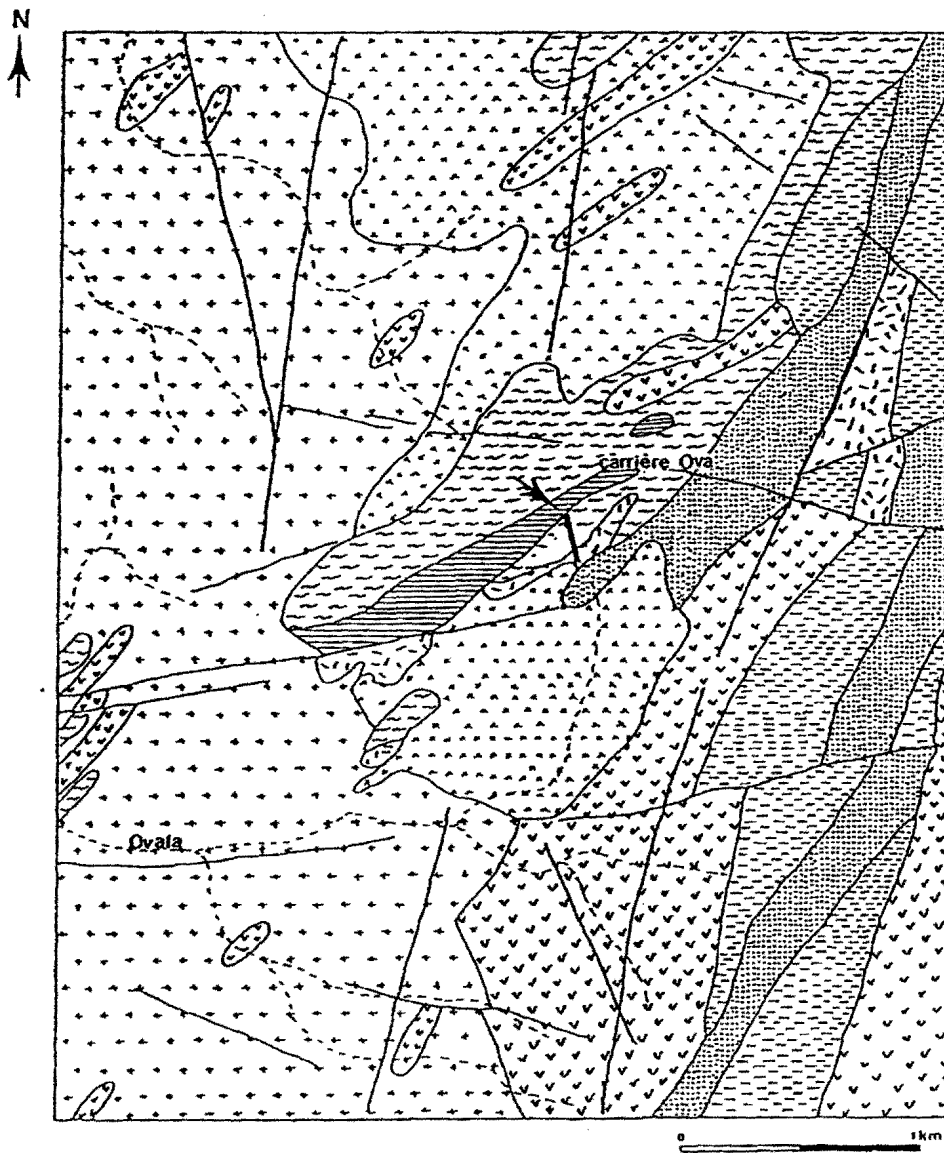
Les amphibolites, en enclaves dans les granitoïdes, se rencontrent également en bandes plurikilométriques au SE de la carrière Ova.

Dans la carrière Ova, et sur un prolongement d'environ 1500 m vers le SW, les formations volcano-sédimentaires sont caractérisées par :

- un ensemble de micaschistes fins et de micaschistes grossiers à grandes lamelles de muscovite et à disthène ; ces micaschistes sont localement riches en pyrite dont les teneurs avoisinent 30 % de la roche ;
- un faciès particulier d'ortholeptynite minéralisé en or, associé aux micaschistes ;
- un groupe de gneiss mésocrates à mélanocrates, à porphyroblastes de disthène et de staurotite, et à structure variable.

Les ultrabasites, peu abondants dans le secteur d'Ovala se présentent en petites enclaves orientées NE-SW. Ils sont constitués de talcschiste, d'actinotite et de serpentinite à olivine.

L'ensemble de ces roches correspond à une séquence volcano-sédimentaire affectée par des altérations hydrothermales emboîtées, avec une altération potassique au centre (dans la carrière Ova), puis pyriteuse, et enfin alumineuse. Ces formations ont subi un métamorphisme mésozonal de haute pression (5 Kb pour une température de 600° environ, KASSA-MOMBO, 1984).












- | | |
|--|---|
|  Leucogranite |  Méta-ultrabasites |
|  Granodiorite |  Méta-quartzites |
|  Gneiss |  Méta-pélites, tufs et tuffite |
|  Amphibolites |  Micaschistes |
|  Toposéquence d'Ouala | |

Figure 4. Carte géologique d'Ouala (KASSA-MOMBO 1984)

b) Les minéralisations aurifères

L'étude de 32 sondages carottés, réalisés dans le secteur d'Ovala de 1969 à 1987 par le BRGM, met en évidence deux types de minéralisations aurifères :

- une minéralisation associée à une roche quartzo-feldspathique à microcline (ortholeptynite) formant une lentille bien circonscrite au sein des micaschistes ;

- une minéralisation localisée au contact entre les gneiss et les micaschistes est également de type lenticulaire. Ce contact est souligné par un développement de tourmaline concordante selon la schistosité principale.

Le gisement aurifère d'Ovala est situé dans un contexte volcano-sédimentaire et est de type stratiforme. KASSA-MOMBO (1984) propose un modèle épigénétique de sécrétion métamorphique par remobilisation d'un gisement primaire disséminé. Cette remobilisation aurait été provoquée par des fluides hydrothermaux contemporains du métamorphisme mésozonal. CORTIAL (1987) penche pour un modèle épithermal à partir d'un événement hydrothermal précoce.

B. METHODES D'ETUDE

La méthode d'étude utilisée consiste à mener en parallèle les études pétrologique, géochimique et minéralogique (minéraux lourds) des profils d'altération.

1. Démarche analytique

a) Etude cartographique

L'étude et l'interprétation des photos aériennes et des différentes cartes topographiques, géologiques et géophysiques du secteur d'étude ont permis de mettre en évidence les grands traits géomorphologiques, géologiques et structuraux, et les relations existant entre eux.

b) Terrain

Sur le terrain trois types d'étude ont été réalisées :

- une étude géomorphologique, qui a orienté le choix d'une toposéquence,
- une description des profils d'altération de cette toposéquence (puits et sondages carottés).
- des prélèvements d'échantillons.

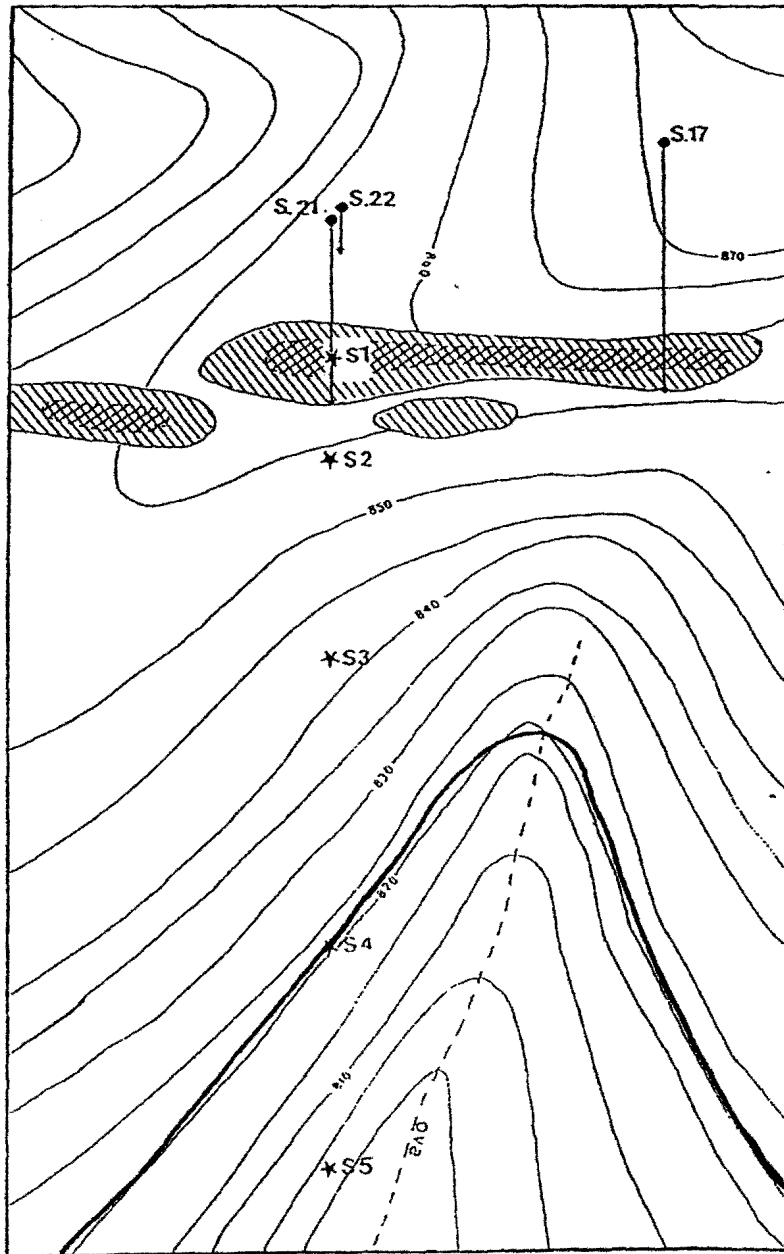
La toposéquence du secteur d'Ovala, appelée encore "toposéquence S", est située à environ 500 m au SW de la carrière Ova. Cette toposéquence a été choisie non seulement en fonction des teneurs en or dans les sols, de l'ordre de 0,2 g/t à 0,5 g/t, mais aussi à cause de la position de cette anomalie en or à proximité d'une ligne de crête (figure 5). De nombreux sondages carottés avaient par ailleurs été réalisés à proximité du secteur d'étude.

L'observation et la description des profils d'altération ont été faites sur une série de puits implantés le long de cette toposéquence. Les puits ont été creusés jusque dans l'altérite à texture conservée.

Trois types d'échantillonnage ont été effectués, répondant chacun à un type d'investigation spécifique :


- TYPE 1. Prélèvement des échantillons avec conservation des textures en vue des études pétrologiques. Cet échantillonnage a été effectué dans chaque horizon et aux transitions entre horizons des profils d'altération sur puits et sondages carottés.


- TYPE 2. Prélèvement d'échantillons de roche totale de 1 à 2 kg au sein de chaque horizon pour analyses chimiques.



Anomalie aurifère de surface



 0,5 g/t - 0,2 g/t

 > 0,5 g/t

S.17, S.21, S.22 : sondages carottés

S.1 à S.5 : profils sur puits

 piste

Figure 5. Situation de la séquence des profils étudiés

-TYPE 3. Echantillonnage sur puits de 8 litres de matériaux tout-venant de chaque horizon. Ces échantillons ont été lavés sur le terrain. Le concentré des batées a été gardé pour l'étude des minéraux lourds, en particulier les particules d'or. La fraction > 5 mm est évaluée sur le terrain, par tranche granulométrique, avec description des différents objets lithiques rencontrés.

c) Laboratoire

Les différents stades d'études pétrologique, géochimique et minéralogique ont été réalisés dans les laboratoires de pétrologie de surface de l'ORSTOM à Bondy et de l'Université de Poitiers, et au BRGM à Orléans.

2. Techniques analytiques

a) Loupe binoculaire

La loupe binoculaire a été utilisée pour séparer les particules d'or visible du reste des minéraux en grain de la fraction lourde, et pour trier ces particules d'or en trois fractions granulométriques pour chaque échantillon.

b) Diffraction de rayons X

Les analyses par diffraction de rayons X ont été réalisées sur les diffractomètres CGR F 2060, et Philips 1730 équipés d'un tube au cobalt des Laboratoires de Pétrologie de Surface de l'ORSTOM à Bondy et de l'Université de Poitiers. Les analyses ont été faites sur les poudres non orientées de la roche totale et de la fraction < 63 μm , entre 2° et 90° 2 θ . Pour la fraction < 2 μm , les analyses ont été effectuées sur les poudres orientées, puis traitées (éthylène glycol, chauffage à 490° pendant 4 h) entre 2° et 15° 2 θ .

c) Microscopie optique

La microscopie optique a permis d'une part d'identifier les minéraux, leur agencement structural et leurs relations génétiques, et d'autre part de sélectionner les sites représentatifs de chaque phase minérale qui seront analysés à la microsonde électronique. De plus, le comptage des minéraux sur lames minces et des minéraux en grain sur lames frottis a été réalisé sur le microscope optique à transmission.

Les études pétrologiques et minéralogiques sur microscope optique à transmission et à réflexion ont été faites aux laboratoires de Pétrologie de Surface de l'ORSTOM à Bondy et de l'Université de Poitiers.

d) Microscopie électronique à balayage et microsonde électronique

L'étude morphoscopique, les analyses chimiques qualitatives et quantitatives *in situ* des fragments de roche, des minéraux en grain, et sur les sites sélectionnés sur lames minces ont été effectuées au Laboratoire de Pétrologie de Surface de l'ORSTOM à Bondy sur un microscope électronique à balayage Cambridge "Stéréoscan 200" muni d'un spectromètre dispersif (E.D.S.) Link 860, et à la microsonde CAMEBAX (W.D.S.) du BRGM à Orléans.

e) Analyses granulométriques

Les analyses granulométriques des profils d'altération sur puits ont été réalisées sur le terrain et en laboratoire.

Sur le terrain, nous avons quantifié uniquement la fraction > 5 mm des ensembles à nodules ferrugineux et à cailloux de quartz des profils étudiés. Cette fraction a été choisie pour une raison

pratique de facilité de tri à la main et elle a été obtenue par tamisage sous eau au cours du lavage des échantillons de batée de 8 litres.

En Laboratoire, les fractions granulométriques $< 63 \mu\text{m}$ et $< 2 \mu\text{m}$ ont été extraites sur tous les profils des puits de la toposéquence Ovale pour les analyses diffractométriques et chimiques. Plus de 100 g de la fraction $< 63 \mu\text{m}$ (dont 50 g destinés à l'analyse chimique) ont été obtenus par tamisage à sec des échantillons de 1 Kg après un simple démottage. 20 g de la fraction $< 2 \mu\text{m}$ sont obtenus par siphonage à partir du reste de la fraction $< 63 \mu\text{m}$, mélangée à 100 cl d'une solution aqueuse contenant 30 cc de solution d'hexamétaphosphate de sodium (40 g/l). Le tout est agité pendant 24h, lavé, puis décanté dans une colonne de 60 centimètres de hauteur ; seuls les 50 premiers centimètres sont prélevés. La fraction $> 63 \mu\text{m}$ n'a pas été étudiée.

f) Analyses chimiques

Les analyses chimiques des éléments majeurs et traces ont été réalisées par absorption atomique et ICP au BRGM (département GMX) à Orléans ; une partie des analyses chimiques de la fraction $< 2 \mu\text{m}$ a été réalisée par absorption atomique au laboratoire de pétrologie de surface de l'Université de Poitiers.

CHAPITRE II

CHAPITRE II

LES PROFILS D'ALTERATION

Cinq puits ont été foncés le long de la toposéquence d'Ovala :

- . Le puits S1 est situé au "top" de l'anomalie or, vers le sommet de la toposéquence à une altitude de 857 m.
- . Les puits S2, S3 et S4 implantés sur le versant sont respectivement à des altitudes de 854 m, 842 m et 820 m. Le puits S4 est séparé des autres par une rupture de pente.
- . Le puits S5 se trouve en bas de pente, en bordure de flat à une altitude de 807 m.

Trois sondages carottés : S.17, S.21 et S.22 ont été décrits ; ils sont situés à l'amont de la séquence des puits à des altitudes respectives de 872 m et 857 m. S.21 et S.22 sont implantés en doublet de façon à pouvoir recouper l'enracinement de l'anomalie or en profondeur.

Dans un soucl de précision les termes "ensemble à nodules ferrugineux" et "ensemble à fragments de roche" sont préférentiellement utilisés dans le texte à la place de "stone-line".

A. PROFIL DU SONDAGE S. 17 (figure. 6)

Le profil d'altération du sondage S.17 présente de la base vers le sommet :

- . la roche saine de 55,50 m à 27,60 m de profondeur verticale ;
- . la roche faiblement altérée de 27,60 m à 27 m de profondeur ;
- . la roche très altérée ou altérite de 27 m à 2,30 m ;
- . l'ensemble à nodules ferrugineux et à cailloux de quartz de 2,30 m à 1,50 m ;
- . l'ensemble supérieur argilo-sableux de 1,50 m à 0 m.

1. La roche saine

On distingue deux types de roches :

- un gneiss micacé mésocrate (de 55,50 m à 32,00 m), à disthène, staurotide, et pyrite disséminée ;
- un micaschiste (de 32,00 m à 27,60 m) à grandes lamelles de micas.

Dans le gneiss micacé, près du contact avec les micaschistes, on observe des passées de tourmaline et de filons de quartz de quelques centimètres d'épaisseur, concordants sur la schistosité principale dont l'orientation est N 60°, pendage de 80° vers le Nord-Ouest. Ce sondage recoupe la minéralisation aurifère (teneur de l'ordre de 30 ppm) dans le gneiss micacé, à proximité du contact gneiss-micaschiste.

2. La roche faiblement altérée

La roche faiblement altérée est compacte de couleur rouge à blanchâtre ; on y observe quelques points rouilles d'oxyde de fer disséminés dans la roche. La texture est soulignée par une alternance de lits millimétriques blanchâtres de feldspaths altérés et de lits gris millimétriques de micas. Il s'agit donc du faciès gneiss micacé altéré.

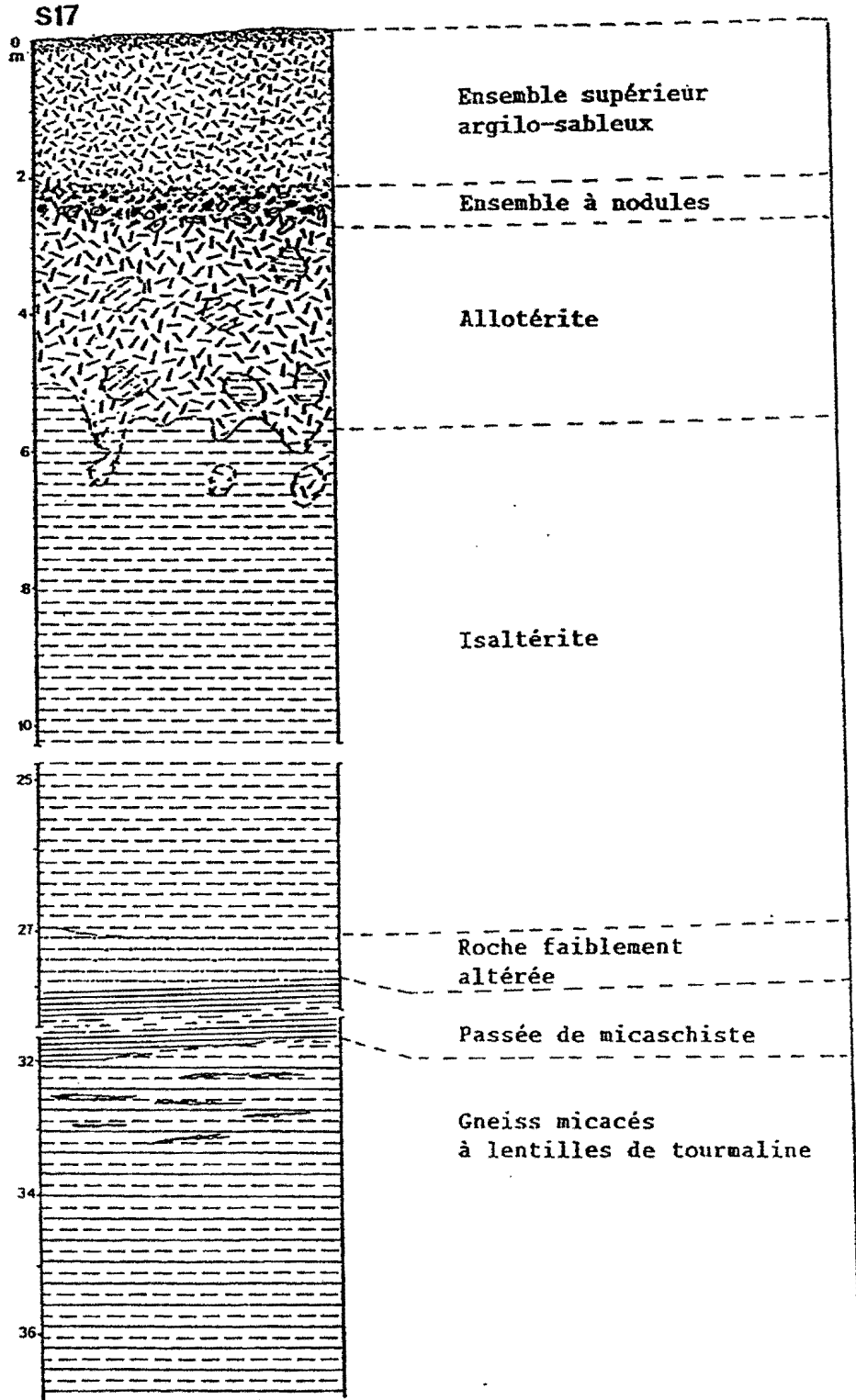


Figure 6. Coupe schématique du profil S.17.

3. L'ensemble altérite

Cet ensemble se compose d'une altérite à texture conservée ou isaltérite et d'une altérite à texture non conservée ou allotérite.

a) L'*isaltérite* de 27 m à 6,70 m est friable et de teinte variable ; elle est blanchâtre à points rouilles vers la base et devient rubéfiée à domaines gris et brun-rouille vers le sommet. La schistosité, toujours visible, est marquée par une alternance de lits millimétriques blanchâtres à rouilles essentiellement kaoliniques et de lits millimétriques clairs de micas. On observe des filons de quartz et des passées de tourmaline de quelques centimètres d'épaisseur parallèles à la schistosité.

b) L'*allotérite* de 6,70 m à 3,20 m est constituée d'une matrice sablo-argileuse rubéfiée et très friable ; elle est très micacée et contient des cristaux de disthène et de tourmaline. Quelques domaines d'*isaltérite* grise ou rubéfiée, de taille décimétrique, sont dispersés dans l'*allotérite*. Vers le sommet de cet horizon, les fragments de roche à texture conservée sont de plus en plus ferruginisés. La transition avec l'ensemble sus-jacent se fait sur quelques centimètres.

4. L'ensemble à nodules ferrugineux à fragments de roche et cailloux de quartz

Cet ensemble est caractérisé par une matrice argilo-sableuse quartzo-kaolinique légèrement rubéfiée, à petites paillettes de micas et à grains de quartz de 1 mm à 2 mm de diamètre.

Cette matrice emboîte à la partie inférieure de l'ensemble à fragments et nodules ferrugineux, des fragments de roches à texture litée ferruginisés, de taille généralement inférieure à 5 centimètres, en plaquettes, ou de forme irrégulière ou rarement arrondie. Ces fragments et nodules *lithorelictuels* sont prédominants à la base de cet ensemble et sont associés à quelques agrégats blanchâtres à gibbsite, de 2 à 3 millimètres de diamètre.

Dans la partie supérieure du même ensemble, les nodules ferrugineux prédominent. On distingue

- des nodules ferrugineux de taille pluricentimétrique, rarement décimétriques de forme irrégulière ; ils sont constitués d'une matrice ferrugineuse à domaines brun-jaune à rouge-brique, vacuolaires, dans lesquels on observe des grains de quartz de taille inférieure ou égale à un millimètre, et quelquefois de petites paillettes de micas ; ces nodules ont été désignés par le terme de *nodules relictuels* ;

- des nodules ferrugineux de taille millimétrique à centimétrique, prédominants à la limite supérieur de cet ensemble ; ils sont de forme subarrondie, de couleur brun-noir vernissés, avec un cortex discontinu ou continu, et sont constitués d'une matrice jaune-orangé à noire finement poreux, contenant des grains de quartz inframillimétrique, ces nodules ont été appelés *nodules pseudopisolitiques* ;

- les cailloux de quartz sont présents dans tout cet ensemble.

5. L'ensemble supérieur argilo-sableux

L'ensemble supérieur est de couleur jaune-ocre. La texture est argilo-sableuse. La fraction sableuse contient des petites paillettes de micas, des grains de quartz, et des nodules ferrugineux de 2 à 3 mm ; ces éléments sont plus visibles et plus grossiers à la base que vers le sommet de cet ensemble. La fraction argileuse est à large prédominance de kaolinite.

B. LES PROFILS DES SONDAGES S.21 ET S.22

Les sondages S.21 et S.22 recoupent les mêmes faciès lithologiques. On distingue de la base vers le sommet :

- . un ensemble de roches-mères au delà de 21,25 m de profondeur verticale ;
- . un ensemble de roches faiblement altérées de 21,25 m à 19,70 m ;
- . un ensemble altérite de 19,70 m à 9,20 m.

(La partie supérieure du profil a été détruite lors du nivellement de la plate-forme des sondages).

1. Les roches-mères

Elles se composent :

- d'un gneiss leucocrate à mésocrate, à grands cristaux de 2 à 3 mm de disthène et de staurotide et à lits millimétriques à centimétriques de tourmaline, recoupé par une faille. Cette faille est localement riche en pyrite ;

- d'une bande de micaschiste d'épaisseur maximale 20m, à grandes lamelles de micas, intercalée dans le gneiss. Des filons de quartz et d'orthogneiss à grains fins, leucocrates, recoupent à la fois les gneiss et les micaschistes.

Ces deux sondages n'ont pas rencontré de zones minéralisées en or aux contact gneiss-micaschiste (la teneur en or reste inférieure à 100 ppb).

2. Les roches faiblement altérées

Le gneiss faiblement altéré a les mêmes caractéristiques que celui du profil sur sondage S.17 ; le micaschiste à grandes lamelles de micas est de couleur plus claire et se débite facilement en lamelles ; il conserve parfaitement la texture de la roche-mère.

3. L'ensemble altérite

L'ensemble altérite des niveaux de gneiss des profils S.21 et S.22 est identique à celui du profil S.17. Les niveaux d'altérite de micaschistes sont très friables, blanchâtres, constitués de paillettes de mica de taille de plus en plus petite vers le sommet de l'altérite, de quartz, et quelquefois de disthène, emballés dans une matrice argileuse blanche kaolinique.

C. LE PROFIL S1 (figure. 7a)

1. L'ensemble altérite

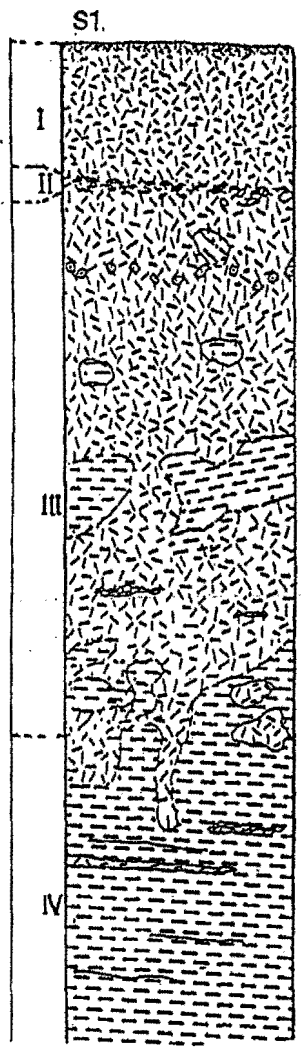
Cet ensemble est situé entre 8 m et 1,30 m de profondeur et se compose d'une isaltérite de 8 m à 6,40 m et d'une allotérite de 6,40 m à 1,30 m.

L'isaltérite est un gneiss micacé altérée (kaolinite et gibbsite), de couleur beige à rubéfiée ; elle contient des lits millimétriques à centimétriques de tourmaline et des lentilles de quartz selon la schistosité ; on y observe également des cristaux de disthène disséminés dans la roche. Quelques fractures rubéfiées aux épontes parcourent l'altérite à texture conservée.

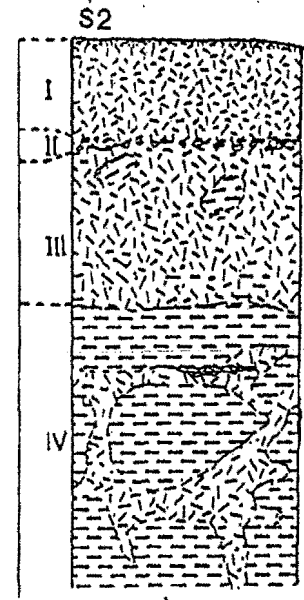
La limite entre l'isaltérite et l'allotérite est nette, mais très irrégulière.

Q : quartz; M : muscovite; K : kaolinite; Gi : gibbsite;
 To : tourmaline; He: hématite; Goe : goethite;

Q : très abondant; Q : abondant; q : peu abondant;









I Q K M Goe Gi
 II Q K M Goe Gi He
 (To)
 III Q K M Goe Gi
 IV Q K M Goe Gi



I Q K M Goe Gi
 II Q K M Goe Gi He
 III Q K M Goe Gi
 IV Q K M Goe Gi He

1m

-  humus
-  Matériaux argilo-sableux
-  Nodules ferrugineux et fragments de roches
-  Gneiss micacé argilisé
-  Fragments de tourmaline (S1)
-  Lentilles de quartz

I : Ensemble argilo-sableux de surface; II : "Stone-line";
 III : Allotérite; IV : Isaltérite; V : Roche-mère

Figure 7. Coupes schématiques et compositions minéralogiques obtenues par diffraction de RX des profils S1 et S2.

L'allotérite est hétérogène, elle est constituée d'une matrice argilo-sableuse de couleur rouge friable à quartz, micas, kaolinite et goéthite. Quelques domaines d'isaltérite sont répartis dans l'allotérite. Vers le sommet de l'allotérite, on observe des fragments de tourmaline de 2 à 5 cm de diamètre principal, disjoints et plus ou moins alignés.

Des fragments de roche de plus en plus ferruginisés s'observent à la limite supérieure de l'altérite à texture non conservée ; on passe rapidement à l'ensemble à nodules ferrugineux et à cailloux de quartz.

2. L'ensemble à nodules ferrugineux, à fragments de roche et à cailloux de quartz

Cet ensemble, peu épais, s'observe entre 1,30 m et 1 m de profondeur; il est constitué d'une matrice argilo-sableuse de couleur brun-jaune à kaolinite prédominante, enrobant les fragments et nodules lithorelictuels de taille centimétrique à décimétrique, de nodules ferrugineux relictuels de diamètre de 2 à 5 cm et de nodules ferrugineux pseudopisolitiques de taille inférieure à 2 cm, et de cailloux de quartz.

Les fragments et nodules lithorelictuels (16 % en volume), ainsi que les cailloux de quartz (3%) sont répartis de façon homogène de la base au sommet de cet ensemble. Les nodules ferrugineux relictuels (10%) et pseudopisolitiques à cortex brun ou noir (7%) sont plus concentrés à la limite supérieure de l'horizon nodulaire.

3. L'ensemble supérieur argilo-sableux

L'ensemble supérieur argilo-sableux a une épaisseur de 1 m. Il est homogène et se compose essentiellement d'une matrice argilo-sableuse brun-jaune à jaune-ocre. Cette matrice renferme des grains de quartz anguleux, limpides, des nodules ferrugineux arrondis à subarrondis de taille maximale de 3 mm, et des minéraux tels que les micas, le disthène et la tourmaline ; comme dans le profil S.17, ces éléments sont de plus en plus de petite taille le sommet.

La limite supérieure de cet ensemble est caractérisée par la présence d'un horizon humifère gris, très mince, de 5 cm à 10 cm d'épaisseur.

D. LE PROFIL S2 (figure. 7b)

1. L'ensemble altérite

L'altérite du profil S2 de 5 à 1 m de profondeur est très hétérogène et se compose d'une isaltérite de 5 à 2,10 m et d'une allotérite de 2,10 m à 0,90 m.

L'isaltérite est constituée de blocs de gneiss micacé, très ferruginisé et fracturé, à disthène localement abondant. Ces blocs sont emballés dans un matériel allotéritique argilo-sableux brun rouge. Le gneiss micacé est recoupé par une roche à grain fin également rubéfiée. Les contacts entre les deux faciès sont nets et souvent marqués par la présence de lentilles de quartz.

L'allotérite est composée d'une matrice argilo-sableuse rouge et friable, de composition minéralogique presque identique à celle de l'allotérite du profil S1 ; elle enrobe des fragments de roche plus ou moins ferruginisés.

2. L'ensemble à nodules ferrugineux, à fragments de roche et à cailloux de quartz

Cet ensemble a une épaisseur très réduite de 0,10 m ; il est constitué de fragments et nodules lithorelictuels prédominants (12% en volume), de nodules ferrugineux pseudopisolitiques à cortex brun-jaune (8%), de nodules ferrugineux relictuels (4 %) et de cailloux de quartz (2%). Ces éléments sont noyés dans la matrice argilo-sableuse brun-jaune et sont répartis de la base au sommet de cet ensemble, sans aucune structuration.

3. L'ensemble supérieur argilo-sableux

Il a une épaisseur de 0,80 m et se compose d'un niveau argilo-sableux jaune-ocre, et d'un horizon humifère gris de 5 cm à 10 cm d'épaisseur. L'ensemble supérieur du profil S2 présente les mêmes caractéristiques que celui du profil S1.

E. LE PROFIL S3 (figure. 8a)

1. L'altérite

a) L'altérite à texture conservée de 5 m à 3,80 m de profondeur est un orthogneiss à grain grossier, argillé, de couleur rose à blanchâtre, très friable à la base du profil ; il est composé de quartz, de kaolinite, de gibbsite, de mica, et de quelques minéraux altérés en taches brunes (staurotite ?) de 1 mm à 2 mm disséminés dans la roche. Vers le sommet de l'altérite à texture conservée, on observe des blocs de gneiss plus compacts, fracturés et peu ferruginisés. Les fractures sont remplies de matériaux meubles, sablo-argileux brun-rouge.

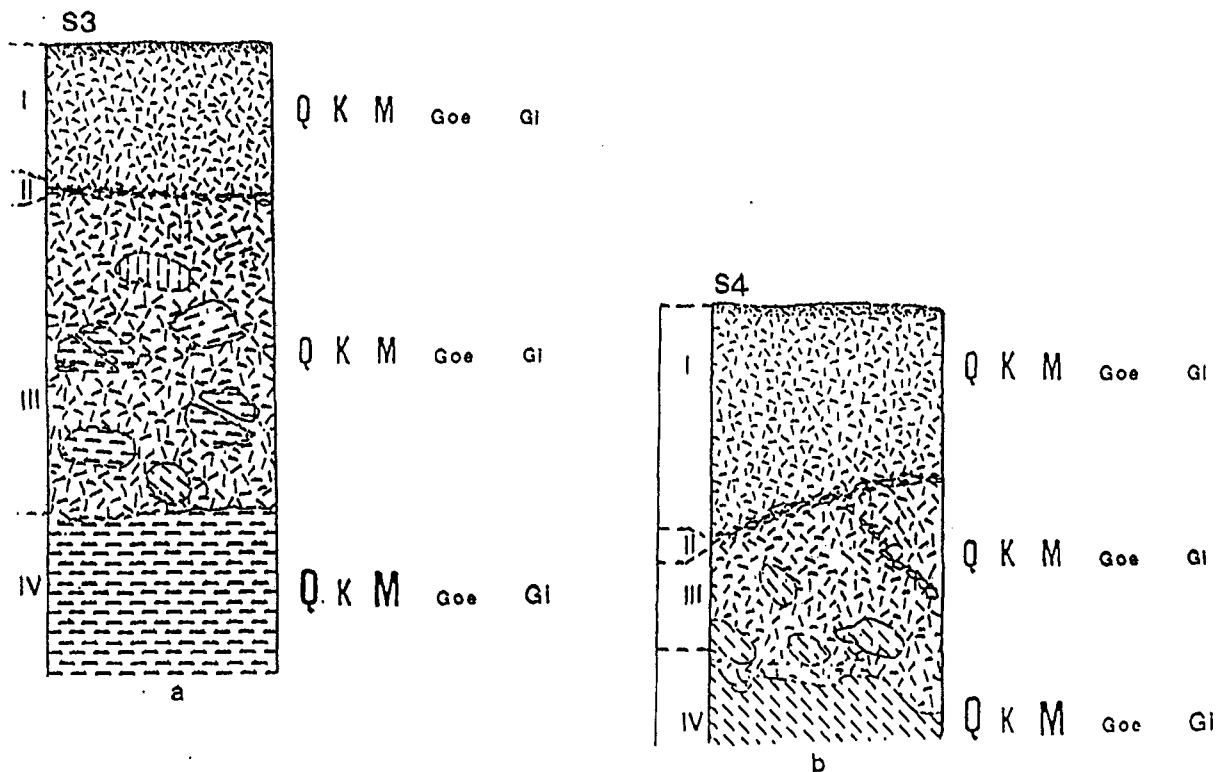
b) L'altérite à texture modifiée de 3,80 m à 1,10 m est rubéfiée, composée d'une matrice argilo-sableuse friable, micacée. Quelques domaines millimétriques blanchâtres de kaolinite et gibbsite sont dispersés à la base de cet horizon, vers le sommet apparaissent des fragments de roche plus ou moins ferruginisés.






2. L'ensemble à nodule ferrugineux, à fragments de roche, et à cailloux de quartz.

Il est peu épais (0.10 m). La matrice argilo-sableuse est rubéfiée, et enrobe des fragments et nodules lithorelictuels prédominants (14% en volume), de nodules pseudopisolitiques (5 %), de cailloux de quartz (2 %), et quelques agrégats blanchâtres à orangés tendres à gibbsite, quartz et parfois à kaolinite et à goéthite de forme irrégulière et de taille centimétrique.

3. L'ensemble supérieur argilo-sableux.

L'ensemble supérieur argilo-sableux a une épaisseur de 0.90 m, il est essentiellement formé d'une matrice argilo-sableuse, jaune-ocre, composée de kaolinite et de quartz homogène et compacte qui emballe quelques nodules ferrugineux, et des fragments de roche ferruginisés de taille généralement inférieure au centimètre. Au sommet de cet ensemble, on retrouve l'horizon humifère de couleur grise, dont l'épaisseur maximale est de 10 cm.



-  humus
-  Matériaux argilo-sableux
-  Nodules ferrugineux et fragments de roches
-  Gneiss micacé argilisé
-  Roche basique argilisée

1m

I : Ensemble argilo-sableux de surface; II : "Stone-line";
 III : Allotérite; IV : Isaltérite;

Q : quartz; M : muscovite; K : kaolinite; Gi : gibbsite;
 He: hématite; Goe : goethite; T : talc

Q.: très abondant; Q : abondant; Q : peu abondant;

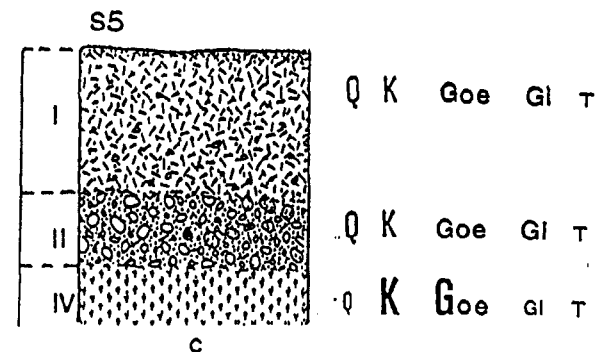


Figure 8. Coupes schématiques et compositions minéralogiques obtenues par diffraction de RX des profils S3, S4 et S5.

F. LE PROFIL S4 (figure. 8b)

1. L'ensemble altérite.

L'ensemble altérite, de 3,5 m à 2,20 m de profondeur est caractérisé par :

- une isaltérite de 0,50 m d'épaisseur, blanchâtre d'orthogneiss à grains fins argillisé dans lequel on observe un filon de quartz de 5 cm d'épaisseur concordant avec la schistosité ;
- une allotérite à matrice argilo-sableuse friable, brun-jaune contenant des volumes décimétriques d'isaltérite à bordure diffuse de 3 m à 2,20 m. Le filon de quartz en place dans l'isaltérite est légèrement perturbé dans l'allotérite et se couche dans l'ensemble à nodules et à fragments de roche. Comme dans le profil S3, l'ensemble altérite est caractérisée par le développement de gibbsite et de kaolinite.

2. L'ensemble à nodules ferrugineux, à fragments de roche et à cailloux de quartz.

Cet ensemble se situe environ à 2,20 m de profondeur, il renferme des fragments et nodules lithorelictuels (9 % en volume), des morceaux de quartz (7 %) de taille généralement inférieure à 5 centimètres, des nodules pseudopisolitiques (4 %) ; et très peu d'agrégats blanchâtres et orangés à gibbsite et quartz, de forme irrégulière et de taille millimétrique à centimétrique (1 %). Le passage à l'ensemble supérieur argilo-sableux est progressif.

3. L'ensemble supérieur argilo- sableux.

Cet ensemble a une épaisseur de 1,75 m, et est constitué d'un niveau argilo-sableux jaune-ocre, à kaolinite et quartz, très homogène et d'un horizon humifère dont l'épaisseur maximale est de 10 cm. En plus des fragments de roche, nodules ferrugineux et grains de quartz de 2 à 5 mm de diamètre, on note la présence de quelques agrégats blanchâtres à orangés à grains de quartz millimétrique.

G. LE PROFIL S5 (figure 8c)

1. L'ensemble altérite.

L'altérite du profil S5 de 2,50 m à 1,20 m de profondeur, a une texture fine, de couleur rouge-brique, tachetée de points blanchâtres. C'est une isaltérite très peu micacée, légère et compacte, recoupée par quelques filonnets de quartz. La diffraction de rayons X précise que cette isaltérite est composée en majorité de kaolinite et goéthite, accessoirement de talc. A la limite supérieure de cette altérite, on observe de plaquettes de matériau noir (hydroxyde de manganèse). La composition minéralogique de cette altérite, très différente de celles qui ont été rencontrées dans l'ensemble des profils précédents, montre que la roche mère était riche en ferro-magnésiens. Il pourrait s'agir d'une roche basique (amphibolite ou ultrabasique, ces deux termes étant présents dans le secteur d'étude.

2. L'ensemble à cailloux de quartz et à fragments de roche.

L'ensemble à cailloux de quartz et à fragments de roche repose directement sur l'altérite à texture conservée ; la limite entre les deux ensembles est franche. Cet ensemble a une épaisseur de 0,60 m environ, il se compose : de morceaux de roche de 2 à 5 cm de diamètre à contours subanguleux, ces morceaux de roches sont constitués de talcschiste altéré, rubéfié, à toucher soyeux (8 % en volume) de gneiss altéré brun-jaune (4 %) ; de morceaux de quartz anguleux à subanguleux, limpides, et parfois recouverts par une mince pellicule rouille d'oxyde de fer (11 %) ; et des agrégats blanchâtres à orangés (3 %).

La matrice argilo-sableuse gris-ocre est composée de kaolinite, gibbsite, goéthite et quartz. La transition avec l'ensemble sus-jacent est progressive.

3. L'ensemble supérieur.

L'ensemble supérieur du profil S5 a environ 0,60 m d'épaisseur et est constitué d'une matrice argilo-sableuse ocre et très peu cohérente. Elle englobe les mêmes éléments que ceux de l'ensemble sous-jacent, mais de taille de plus en plus petite vers le sommet. Comme dans l'ensemble à nodules, la matrice argilo-sableuse est constituée de gibbsite et de kaolinite en proportions voisines, et de goethite.

H. DISCUSSION

L'analyse minéralogique par diffraction de rayon X de la roche totale et des fractions fines <63 μm et < 2 μm , montre que les profils d'altération de la toposéquence d'Ovala sont principalement composés des minéraux suivants :

- minéraux résiduels : quartz, micas, feldspath, tourmaline, disthène, talc ;
- minéraux néoformés : kaolinite, gibbsite, goethite, hématite. Ces derniers sont concentrés dans les fractions les plus fines.

1. Minéraux primaires

. La quantité de quartz augmente généralement de l'altérite vers l'ensemble supérieur des profils étudiés.

. Les feldspaths sont localisés à la base de l'altérite, ils n'ont été identifiés que dans les sondages et disparaissent très tôt vers le sommet de l'isaltérite.

. Le disthène et la tourmaline sont localement abondants dans les profils S1 et S2, ils n'apparaissent pas dans l'ensemble supérieur de ces profils.

. Les micas et illites sont présents dans toutes les fractions granulométriques. Ils sont relativement abondants dans la roche totale à la base des profils, sauf dans le profil S5, et diminuent progressivement vers les ensembles supérieurs.

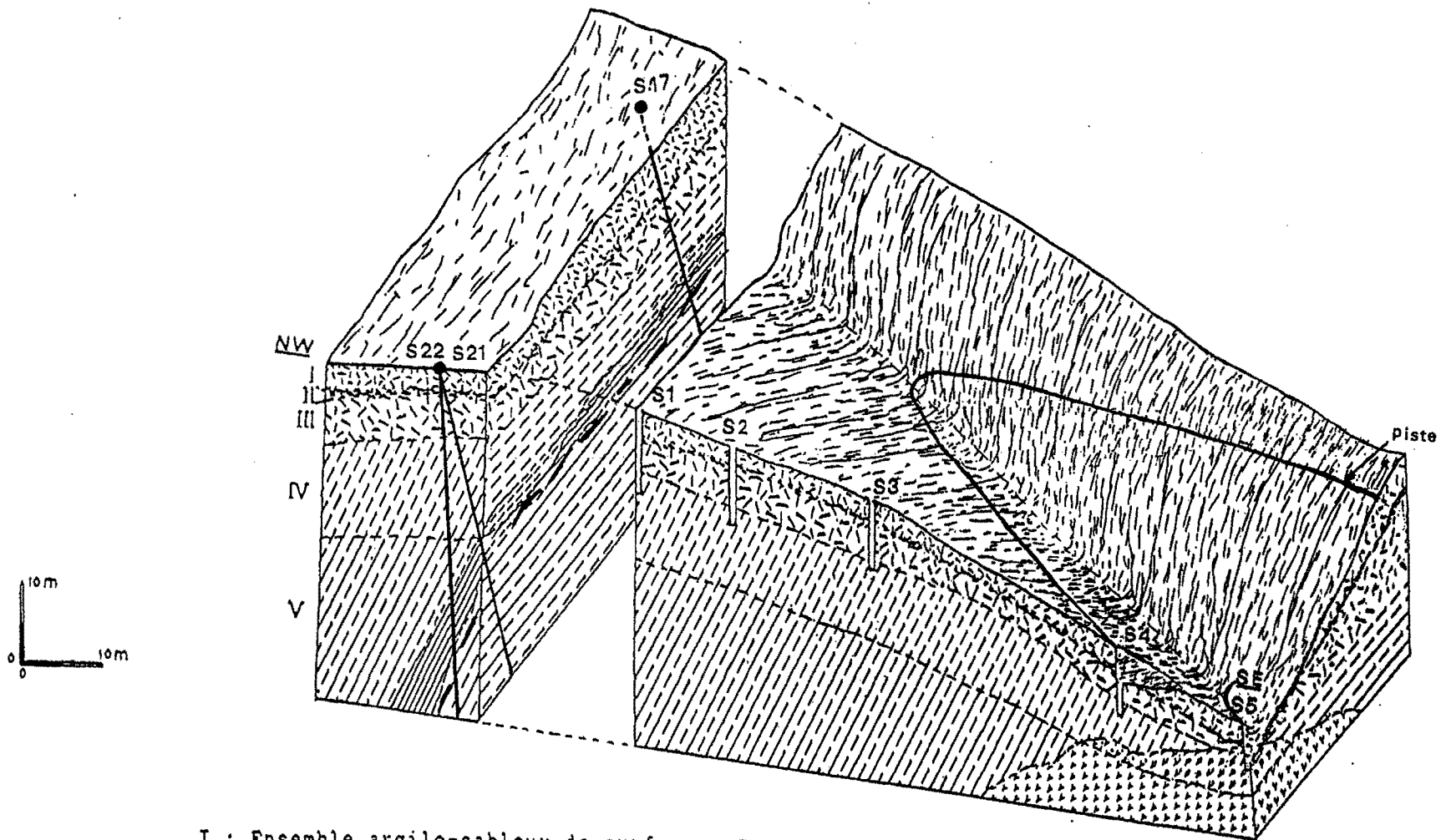
. Le talc ne s'observe, en faible quantité, que dans le profil S5, et est plus concentré dans la fraction < 2 μm .

2. Minéraux secondaires

. La kaolinite est présente dans tous les profils étudiés. Elle apparaît dès les premières phases d'altération et se développe de façon notable dans les altérites riches en micas. Elle est relativement abondante dans l'altérite du profil S5 située en bordure de fiat et se trouve largement prépondérante, avec le quartz, dans l'ensemble supérieur argilo-sableux des profils S1 à S4.

- La gibbsite apparaît également dès les premiers stades d'altération; elle est en quantité appréciable vers le sommet de l'isaltérite des profils S3 et S4 à roche mère probablement orthogneissique, riches en feldspaths. Elle se trouve aussi abondante que la kaolinite dans l'ensemble supérieur du profil S5.

- La goethite a des raies diffuses et très peu intense de l'altérite vers l'ensemble supérieur des profils étudiés. Elle n'est présente de façon appréciable que dans l'ensemble à nodules ferrugineux des profils S.17 et S1, dans l'altérite des profils S2 (où elle est associée à de l'hématite) et dans l'altérite du profil S5.



I : Ensemble argilo-sableux de surface; II : "Stone-line";
 III : Allotérite; IV : Isaltérite; V : Roche-mère

▨ Micaschistes, ▩ Gneiss, ▤ Ultrabasite

— minéralisation aurifère primaire.

Figure 9. Bloc diagramme du secteur d'étude.

I. CONCLUSION.

Les descriptions macroscopiques faites sur les profils d'altération des sondages et des puits de la toposéquence d'Ovala nous permettent de suivre les variations des horizons d'altération, de l'ensemble roche-mères à l'ensemble supérieur argilo-sableux (figure 9) et font ressortir les faits suivants :

- Les profils de la séquence d'Ovala sont constitués de trois ensembles d'altération, à savoir : un ensemble altérite (de la roche faiblement altérée à l'allotérite) ; un ensemble à nodules ferrugineux et à cailloux de quartz ; et un ensemble supérieur argilo-sableux. Cette trilogie d'ensembles dans les profils d'altération qui caractérise les zones équatoriales humides, a été observée par de nombreux auteurs : CHATELIN (1968), VOGT (1966), VINCENT (1966), NOVIKOFF (1974), MULLER *et al.* (1981), BOCQUIER *et al.* (1984), YONGUE (1984), COLIN (1986), COLIN et LECOMTE (1987), MULLER (1987), LECOMTE (1988), COLIN *et al.* (1988).

- Si la puissance des deux ensembles supérieurs dans les profils étudiés reste modeste, l'altérite observée par sondage atteint facilement 40 m de puissance ;

- Les différences de texture observée entre les altérites des profils S1, S2, S3 et S4 d'une part, et le profil S5 d'autre part sont liées à la nature des roches-mères. Les profils S1 à S4, à granulométrie grossière se développent sur un ensemble de gneiss et micaschiste, l'altérite du profil S5 à granulométrie plus fine proviendrait d'une roche basique ou ultrabasique.

- La nature et l'abondance des minéraux néoformés et des minéraux résiduels permettent de différencier les profils de l'ensemble gneissique du profil sur roche basique. La signature minéralogique est conservée de la base vers le sommet des profils S1 à S4 ; ceci montre l'existence d'une lithodépendance entre les horizons d'altération de ces profils. Dans le profil S5, malgré la présence du talc (en très faible quantité) de la base au sommet, il existe une discontinuité minéralogique partielle entre l'altérite et les ensembles de surface.

- Le profil S5 présente en effet un horizon d'éléments grossiers avec des débris de roches dont des quartz, des talcschistes et des gneiss. Cet horizon repose directement sur une isaltérite de roche basique ou ultrabasique recoupée par quelques filonnets de quartz ; une partie des matériaux (gneiss, quartz) ne provient pas du substratum et implique un certain transport des matériaux peu altérés.

- L'ensemble à nodules ferrugineux, à fragments de roches et à cailloux de quartz, des profils sur gneiss, constitué de nodules relictuels et pseudopisolitiques prédominants vers le sommet, et de fragments et nodules lithorelictuels plus abondants vers la base, est plus développé dans le profil du sondage S.17, situé à une altitude de 870 m.

Latéralement, dans les profils S1, S2, S3 et S4 situés à une altitude inférieure à 860 m, cet ensemble est très réduit, les nodules lithorelictuels sont prédominants, et les nodules relictuels deviennent progressivement peu nombreux et se réduisent à des nodules pseudopisolitiques de taille millimétrique à centimétrique (Figure 10). La ferruginisation de plus en plus intense d'îlots isaltéritiques disséminés dans l'allotérite, vers le sommet de celle-ci, semble conduire à la formation des fragments et nodules lithorelictuels de l'ensemble sus-jacent. Ces observations montrent que l'ensemble à nodules dérive au moins en partie des altérites sous-jacentes. Le passage rapide de l'altérite à l'horizon à nodules, l'hétérogénéité de ce dernier où co-existent les divers types d'éléments lithiques sont l'indice d'une discontinuité dans la relation altérite-ensemble à nodules. La diminution de puissance de l'ensemble à nodules en direction de l'aval des versants, suggère que cet ensemble résulte d'une longue évolution *in situ* d'horizons ferruginisés supérieurs dont la puissance aurait pu être plus grande que celle qui est observée actuellement. Ces nodules ferrugineux pourraient représenter en partie les derniers témoins de la dégradation de cet ensemble initial ferruginisé dont les reliques sont probablement des nodules lithorelictuels, des nodules relictuels et des nodules pseudopisolitiques plus évolués. De tels mécanismes ont été maintes fois décrits dans les profils d'altération en zone tropicale, NAHON (1976), NAHON *et al.* (1977), BOULET *et al.* (1977), LEPRUN (1977), AMBROSI (1984), TARDY et NAHON (1985), en Afrique de l'Ouest ; MULLER D. *et al.* (1981) au Congo, BOULANGE (1984) en Côte d'Ivoire ; MULLER J.P (1987) au Cameroun. Ces transformations

(dégradation de cuirasse et formation de nodules), plus actives en milieu équatorial humide, ont une grande influence sur l'évolution du relief.

- L'ensemble supérieur argilo-sableux est peu épais et dépasse rarement 2 m. Dans les profils S1 à S4, cet ensemble est très homogène, et à granulométrie relativement fine, la matrice argileuse est essentiellement kaolinique ; par contre l'ensemble supérieur du profil S5 est peu compact et contient des éléments plus grossiers ; la matrice fine est constituée en plus de kaolinite, de gibbsite et de goéthite abondantes.

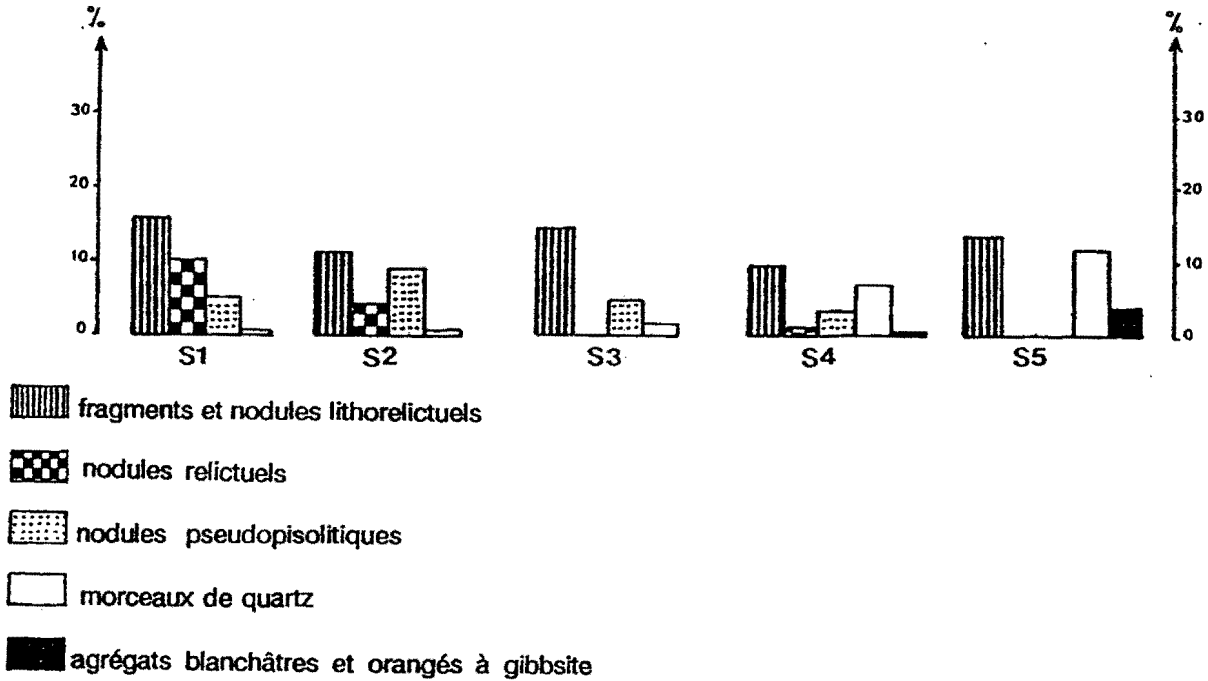


Figure 10. Répartition des éléments grossiers dans la *stone-line* des profils S1 à S5.

CHAPITRE III

CHAPITRE III

PETROLOGIE DES ALTERATIONS

Après avoir défini macroscopiquement les différents ensembles d'altération des profils étudiés et les principales phases minérales qui les composent, nous déterminerons dans ce chapitre, les relations pouvant exister entre ces phases minérales à l'échelle microscopique, au sein d'un horizon et d'un horizon d'altération à l'autre et de suivre ainsi leur évolution au cours de l'altération croissante. Cette étude porte sur les minéraux lourds et sur l'organisation des phases.

A. EVOLUTION MORPHOLOGIQUE ET CHIMIQUE DES MINERAUX LOURDS

Les principaux minéraux lourds reconnus dans les profils d'altération d'Ovala sont le rutile, la staurotide, la tourmaline, le disthène, les opaques, les particules d'or et accessoirement le grenat et le zircon.

Le tri et le comptage des particules d'or ont été effectués à la main sous la loupe binoculaire. Le comptage du reste des minéraux lourds (en dehors des particules d'or) a été réalisé en lames frottis, sur la fraction < 500 μm . Les résultats sont représentés sur la figure 11.

1. Le rutile

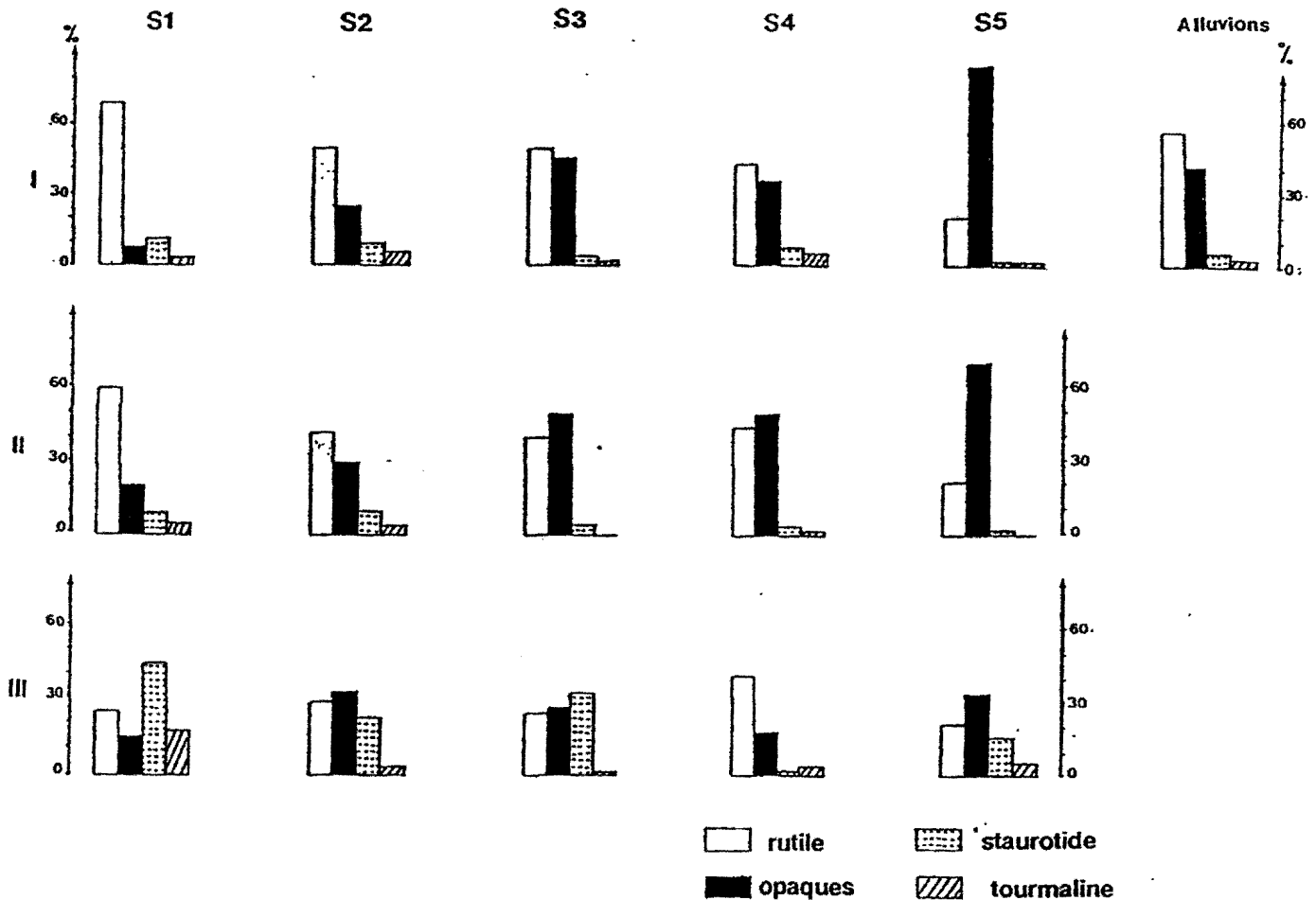
Le rutile est l'un des minéraux lourds les plus fréquents dans les profils étudiés.

Dans les profils S1, S2 et S3, le pourcentage du rutile augmente de l'altérite à l'ensemble supérieur. Cette évolution est plus marquée dans le profil S1 où la proportion du rutile par rapport à la totalité des minéraux lourds passe de 25 % dans l'altérite à 70 % dans l'ensemble supérieur. La répartition du rutile est assez constante dans les profils S4 et S5, et avec des proportions moins élevées, de 45 % dans le profil S4 et 20 % dans le profil S5. Dans les alluvions, le rutile est prépondérant et représente 55 % des minéraux lourds quantifiés.

Les analyses semi-quantitatives et qualitatives réalisées à la microsonde électronique montrent que le rutile contient des inclusions de Fe, Mn et Cr. Les cristaux issus de l'altérite à texture conservée des profils de l'ensemble des gneiss ont des formes primaires prismatiques, généralement intactes; ils présentent des tronçatures nettes et des surfaces lisses. Certains cristaux de rutile sont incrustés de petits cristaux de tourmaline.

Dans l'altérite à texture non conservée de ces profils, le rutile présente un début d'érouissage des arêtes, les surfaces sont plus ou moins lisses. Les cristaux de tourmaline incrustés dans le rutile sont relativement altérés, alors que le rutile ne présente que quelques irrégularités en surface. Les cristaux de rutile provenant des ensembles à nodules ferrugineux et à cailloux de quartz et des ensembles supérieurs ont des bordures érouissées, leurs surfaces sont irrégulières, marquées par des figures de dissolution. La forme générale du cristal est conservée.

En bas de pente, dans le profil S5, on distingue des cristaux à forme subarrondie et à surface poreuse, et des cristaux à forme primaire assez bien conservée avec des bordures érouissées et des surfaces irrégulières. Les cristaux subarrondis à surface poreuse contiennent du fer en proportion élevée, ce sont probablement des cristaux d'ilménite. Les autres à forme primaire bien conservée ne contiennent pratiquement que du TiO_2 . Dans les alluvions on retrouve les mêmes formes de cristaux que dans le profil S5.



I : Ensemble argilo-sableux de surface ; II : stone-line ; III : altérite

Figure 11. Répartition des minéraux lourds dans la séquence des profils d'Ovala.

2. Les minéraux opaques

Les minéraux opaques, également abondants, sont présents dans tous les profils étudiés et dans les alluvions et se présentent principalement sous forme d'hydroxydes et d'oxydes de fer (goethite et hématite), la magnétite n'est observée qu'à la base des profils étudiés. Ils sont plus concentrés dans les profils S3, S4 et S5 dans lesquels leur quantité augmente de l'altérite vers l'ensemble supérieur. Dans le profil S2, les minéraux opaques diminuent de l'altérite vers l'ensemble supérieur. Le pourcentage des opaques augmente légèrement de l'altérite à l'ensemble à nodules ferrugineux et à cailloux de quartz du profil S1 et diminue nettement dans l'ensemble supérieur. Latéralement, dans les horizons supérieurs, la quantité des opaques augmente du profil S1 vers le profil S5.

3. La tourmaline

La tourmaline est un minéral fréquent dans la toposéquence d'Ovala. Elle est relativement abondante dans les profils S1 et S2 et se répartit de manière irrégulière dans l'altérite de ces profils, le plus souvent en lits millimétriques à centimétriques. Sa répartition est plus homogène dans l'ensemble supérieur.

Le pourcentage de la tourmaline diminue de l'altérite vers l'ensemble supérieur du profil S1. Dans les autres profils, elle est peu abondante avec une répartition plus ou moins constante de la base vers le sommet de ces profils. Elle est généralement présente dans les alluvions.

Les cristaux issus de l'altérite des profils étudiés ont des formes cristallines bien conservées. Les faces sont en général lisses et les arêtes cristallines sont nettes. Les cristaux de l'ensemble supérieur ont des surfaces irrégulières et présentent des arêtes cristallines émoussées.

Dans les alluvions, les cristaux de tourmaline sont fragmentés, anguleux, émoussés à très émoussés. Les cristaux émoussés ont généralement une surface brillante.

Sur les surfaces irrégulières, rugueuses, de quelques cristaux de tourmaline altérés, les analyses qualitatives à la microsonde électronique ont indiqué la présence de Cu et Au à l'état de trace.

4. La staurotide et le disthène

La staurotide est assez abondante dans la séquence des profils étudiés. Les formes cristallines de la staurotide sont rares et les surfaces souvent rugueuses. Le suivi de l'évolution morphologique de la staurotide est difficile à suivre à cause de la rareté des formes cristallines; toutefois dans l'ensemble à nodules du profil S5 et dans les alluvions elle présente quelques formes à contours émoussés, mais toujours à surface rugueuse. Son pourcentage diminue de la base vers le sommet des profils.

Le disthène qui se présente souvent en grands cristaux millimétriques à centimétriques est un minéral répandu dans toute la toposéquence d'Ovala, il est localement abondant dans les profils sur gneiss micacé. La plupart des cristaux ont des formes primaires bien conservées quelque soit l'horizon duquel ils sont issus.

6. Les particules d'or

L'étude morphologique et granulométrie de l'or visible a été menée sur 1278 particules récoltées dans les différents horizons d'altération des profils étudiés. Dans un premier temps, ces particules d'or ont été mesurées (à l'aide d'un micromètre sur deux dimensions) et décrites sous la loupe binoculaire. Dans un deuxième temps, 300 particules prélevées en fonction de leur granulométrie et de leur horizon de provenance, ont été observées au M.E.B. couplé à un analyseur E.D.S. et 120 d'entre elles ont été enrobées dans des résines dures, polies et analysées à la microsonde.

a) Répartition

La répartition des particules d'or varie considérablement selon les profils et la profondeur considérée dans un même profil.

Dans le profil S1, 834 particules ont été récoltées. La répartition de l'or est très irrégulière. Le nombre de particules d'or visible par batées (de matériau de 8 litres) varie de 7 à 511. Les plus fortes concentrations d'or visible se localisent dans l'altérite, à la base du puits et dans le niveau à tourmaline au sommet de l'allotérite. La répartition de l'or est plus homogène dans les deux ensembles supérieurs (horizon à nodules et horizon argilo-sableux de surface) avec 25 particules d'or en moyenne de 3 batées. D'une manière générale, le nombre de particules d'or diminue de l'altérite vers l'ensemble supérieur.

Les particules d'or issues des profils S2 et S3 sont respectivement au nombre de 83 et 59. Dans ces profils, l'or visible est nettement plus concentré dans les horizons supérieurs (horizon à nodules et horizon argilo-sableux).

Dans le profil S4, où 122 particules ont été comptées, l'or visible est plus abondant au sommet de l'allotérite (36 particules par batée), les horizons supérieurs étant analogues à ceux des profils S2 et S3 (une quinzaine de particules en moyenne par batée).

Dans le profil S5, les particules d'or visible sont plus concentrées à la limite supérieure de l'altérite et dans la partie inférieure de l'ensemble à fragments de roches ; 130 particules sont issues de ce profil.

30 particules d'or ont été recueillies dans la batée alluvionnaire à l'aval de la séquence des puits.

b) Variations de la granulométrie et des teneurs

La taille des particules d'or mesurées varie entre 80 μm et 2000 μm ; plusieurs particules sont supérieures à 1000 μm et plus de la moitié de la population se situe entre 90 μm et 500 μm . Nous avons par conséquent subdivisé chaque échantillon en trois fractions :

- la fraction supérieure à 1000 μm ;
- la fraction comprise entre 500 μm et 1000 μm ;
- la fraction comprise entre 80 μm et 500 μm .

Les teneurs en or visible, exprimées en g/m^3 ont été calculées pour chaque échantillon en tenant compte des différentes fractions granulométriques. Pour les particules de 80 μm à 500 μm , nous avons choisi une moyenne de 200 μm ; les particules de diamètre compris entre 500 μm à 1000 μm , une moyenne de 600 μm ; et enfin une moyenne de 1150 μm pour les particules de 1000 μm à 2000 μm . Le poids correspondant à chacune de ces particules, considérées comme sphérique et une densité de l'or de 19, est le suivant :

taille (μm)	poids (mg)
200	0,08
600	2,15
1150	15,0

Les résultats obtenus sont représentés sur les tableaux 1 à 5.

b1) La fraction supérieure à 1000 μm

Les particules d'or supérieures à 1000 μm dépassent rarement 2000 μm et sont peu nombreuses dans les profils. Elles se localisent :

- dans l'isaltérite (avec 10 % à 20 % du nombre de particules d'or totales de l'échantillon) et dans le niveau à tourmaline (7 %) du profil S1 ;

- dans l'ensemble supérieur (3 %) des profils S1 et S2 ;

- à la limite inférieure de l'ensemble à nodules (5 %) du profil S5 où une particule de 4000 μm semble résulter de l'agrégation de deux particules ;

- et enfin dans les alluvions (6 %).

	Es*	All	All*	All	All	Isa	Isa
80-500µm							
n/batée	14	8	84	4	8	39	293
mg/m ³	140	80	840	40	80	390	2930
500-1000µm							
n/batée	3	2	47	1	8	17	151
mg/m ³	806	537	12631	269	2150	4569	40581
1000-2000µm							
n/batée	2	-	18	-	-	3	67
mg/m ³	4250	-	38250	-	-	6375	142375
Total							
n/batée	19	10	149	5	16	59	511
mg/m ³	5200	620	51700	300	3200	11300	186000

Es* : ensembles de surface (horizon à nodules + ensemble supérieur) ;
 All : allotérite ; All* : allotérite à passée de tourmaline ; Isa : isaltérite ;
 n/batée : nombre de particules d'or par batée.

Tableau 1. Teneurs en or visible dans le profil S1

	Es*	All	All	Isa	Isa	Es*	All	All	Isa	Isa
80-500µm										
n/batée	10	2	4	2	2	9	6	4	2	3
mg/m ³	100	60	40	20	20	90	60	40	20	30
500-1000 µm										
n/batée	5	2	2	1	-	5	2	1	1	-
mg/m ³	1344	537	537	269	-	1344	537	269	269	-
1000-2000 µm										
n/batée	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
mg/m ³	4250	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total										
n/batée	17	4	6	3	2	14	8	5	3	3
mg/m ³	5700	560	580	290	20	1450	600	300	290	30

Es* : ensembles de surface (horizon à nodules + ensemble supérieur) ; All : allotérite ; Isa : isaltérite.
 n/batée : nombre de particules d'or par batée

Es* : ensembles de surface (horizon à nodules + ensemble supérieur) ; All : allotérite ; Isa : isaltérite.
 n/batée : nombre de particules d'or par batée

Tableau 2. Teneurs en or visible dans le profil S2

	Es	En	All	Isa
80-500 µm				
n/batée	13	36	4	3
mg/m ³	130	360	40	30
500-1000 µm				
n/batée	2	-	-	-
mg/m ³	537	-	-	-
1000-2000 µm				
n/batée	-	-	-	-
mg/m ³	-	-	-	-
Total				
n/batée	15	36	4	3
mg/m ³	670	360	40	30

Es : ensemble supérieur ; En : ensemble à nodules ;
 All : allotérite ; Isa : isaltérite.
 n/batée : nombre de particules d'or par batée

Tableau 3. Teneurs en or visible dans le profil S3

	ES	En	Isa	Alluvions
80-500 µm				
n/batée	5	23	12	19
mg/m ³	50	230	120	190
500-1000 µm				
n/batée	-	29	-	8
mg/m ³	-	7794	-	2150
1000-2000 µm				
n/batée	-	6	-	3
mg/m ³	-	12750	-	6375
Total				
n/batée	5	58	12	30
mg/m ³	50	20600	120	6700

Es : Ensemble supérieur ; En : ensemble à nodules ;
 Isa : isaltérite.
 n/batée : nombre de particules d'or par batée

Tableau 4. Teneurs en or visible dans le profil S4

Tableau 5. Teneurs en or visible dans le profil S5
 et dans les alluvions

b2) La fraction comprise entre 500 μm et 1000 μm

Dans le profil S1, la fraction comprise entre 500 μm et 1000 μm est prédominante dans l'altérite avec une valeur maximale de 80 % dans l'allotérite, et très peu représentée dans l'ensemble supérieur.

Dans le profil S2, la fraction]500 μm -1000 μm] est très peu représentée dans l'ensemble supérieur (10 %) ; elle est prépondérante dans l'allotérite (55 %), diminue progressivement et disparaît à la base de l'altérite.

Le pourcentage de la fraction]500 μm - 1000 μm] est plus élevé dans l'ensemble supérieur des profils S3 (30%) et S4 (20%) ; il diminue progressivement avec la profondeur et s'annule à la base de l'allotérite du profil S3, et au sommet du même horizon du profil S4.

Quant au profil S5, cette fraction n'est présente que dans l'ensemble à nodules.

b3) La fraction comprise entre 80 μm et 500 μm

La fraction [80 μm -500 μm] a une répartition complémentaire de la fraction]500 μm -1000 μm] ; elle est prédominante dans les horizons supérieurs des profils S1 à S4 et représente la totalité des particules d'or dans l'altérite à la base des profils S2 à S4.

La fraction [80 μm -500 μm] est exclusive dans l'altérite et dans l'ensemble supérieur du profil S5, et prédomine dans l'ensemble à fragments de roches ; elle est également prédominante dans les alluvions.

b4) Les teneurs

Les teneurs en or visible des profils étudiés sont également réparties de façon irrégulière (figure 12). La présence des particules de grande taille de diamètre supérieur à 1000 μm traduit systématiquement les teneurs les plus élevées. Dans le profil S1, les plus fortes teneurs en or visible sont observées à la base de l'isaltérite, avec 186 g/m^3 en moyenne ; dans le niveau à tourmaline (52 g/m^3) ; et dans les ensembles supérieurs (5,2 g/m^3) ; la plus faible teneur (0,3 g/m^3) est localisée dans l'allotérite. Les teneurs en or visible diminuent du sommet vers la base des profils S2 à S4 et sont plus élevées dans l'ensemble à nodules du profil S5 (8,7 g/m^3). Latéralement elles diminuent du profil S1 au profil S4, et augmentent dans le profil S5 (avec 20 g/m^3 à la base de l'horizon nodulaire) et dans les alluvions.

En résumé La taille des particules d'or visible diminue verticalement de l'isaltérite vers l'ensemble supérieur du profil S1, et latéralement du profil S1 au profil S4. On retrouve en revanche l'or de la fraction grossière (1000 à 2000 μm) dans le profil S5 et dans les alluvions. Les variations des teneurs en or visible suivent pas à pas les variations de la taille des particules d'or ; plus l'or est grossier, plus les teneurs sont élevées.

c) Morphologie

Nous avons déterminé pour chaque échantillon l'état de surface (lisse ou rugueuse, l'éclat des faces (brillant ou mat), le degré d'émoussé (peu émoussé, émoussé) et le type de particules (or libre ou associé à d'autres phases primaires ou secondaires).

c1) Le profil S1

. L'altérite à structure conservée et le niveau à tourmaline.

Les particules de ces niveaux sont caractérisées par des formes irrégulières (crochet, lamelle) ou polygonales à faces cristallines lisses (ce qui donne un éclat brillant de celles-ci à la loupe binoculaire).

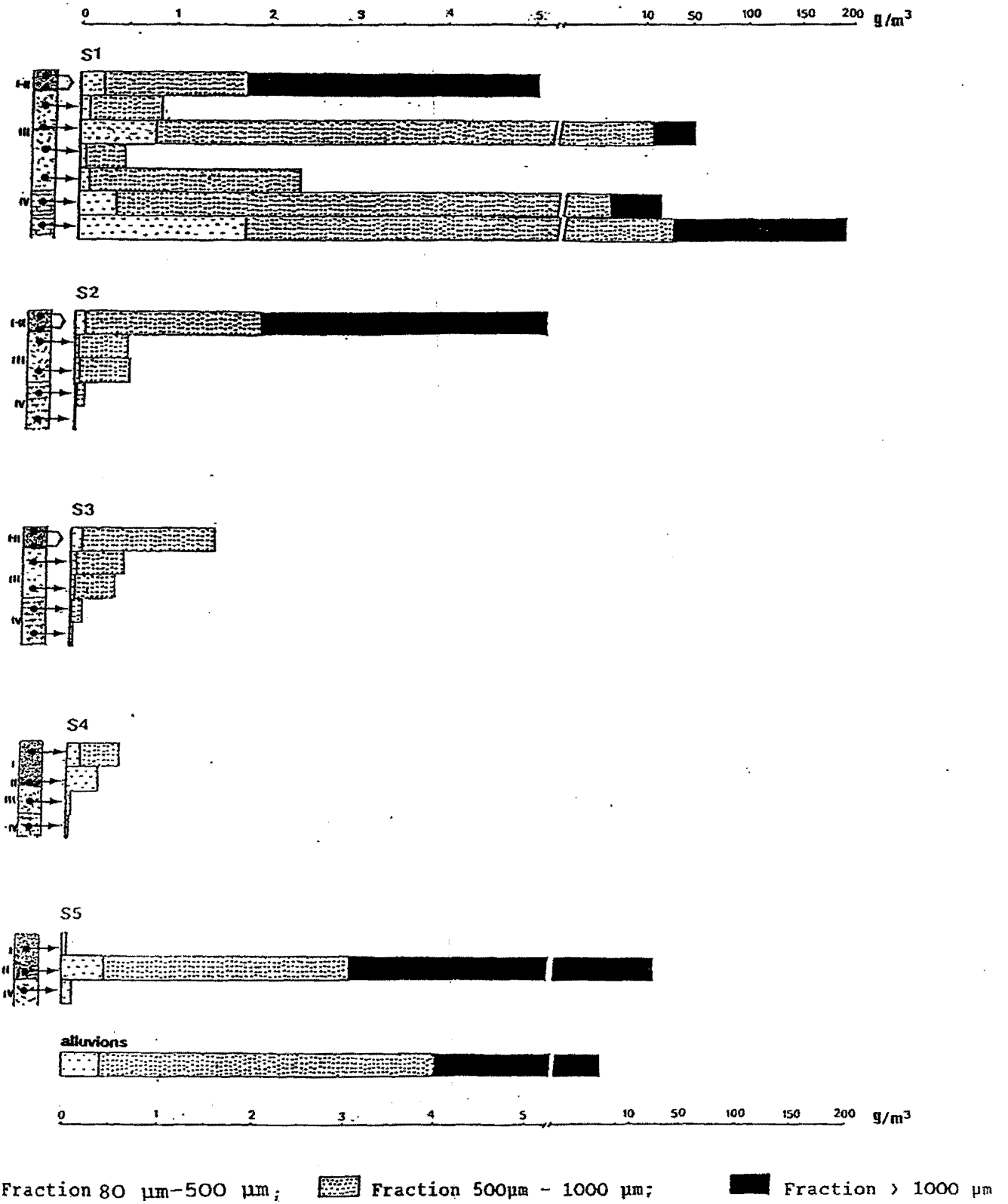


Figure 12. Variation des teneurs en or visible (g/m^3) dans les profils S1 à S5 et dans les alluvions.

Les particules de grande taille supérieures à 500 μm sont souvent irrégulières, associées à la goethite, à la tourmaline et au quartz. En revanche, les particules inférieures ou égales à 300 μm sont en général libres à troncature et à arêtes cristallines nettes (Planche I photos 1, 2). Plusieurs particules sont marquées par des cavités de dissolution issues de l'altération des minéraux de gangues d'une part et de la dissolution de l'or qui présente des parois corrodées d'autre part. Ces cavités de dissolution sont souvent envahies par des oxydes de fer ou par des argiles (kaolinite). D'autres particules d'or en général libres ne présentent pas (ou peu) de figures de dissolution. Enfin, sur une particule d'or héritée de la roche-mère, à formes cristallines nettes, (planche I, photo 3) se développe de l'or secondaire se présentant sous la forme de capsules sphériques de 5 à 10 μm de diamètre en moyenne, associées à la goethite (planche I photos 4, 5). Les analyses qualitatives à la microsonde montrent un enrichissement progressif en or à partir d'un support où le fer prédomine, vers des particules d'or bien individualisées.

32% des particules d'or sont associées aux minéraux de gangue; 67% ont des formes irrégulières ou polygonaux et généralement à faces brillantes.

. L'altérite à structure modifiée

Les particules d'or issues de l'altérite à structure modifiée présentent des caractéristiques proches de celles de l'or de l'altérite à structure conservée. On retrouve des formes polygonaux à contours découpés (47%), mais les surfaces sont plus irrégulières, à bordure plus ou moins émoussées. Le nombre de particules d'or associées aux minéraux de gangue reste à peu près équivalent à ce qu'il était dans l'altérite (30%).

. Les ensembles à nodules et argilo-sableux

43% des particules d'or ont des formes émoussées avec de nombreuses figures de dissolution et des domaines à oxydes de fer et à argiles (kaolinite) (planche II photo 2). Quelques rares particules d'or de la fraction fine ont des formes cristallines nettes. Les particules d'or libres représentent environ 70%.

c2) Les profils S2, S3 et S4

Les particules d'or des profils S2, S3 et S4 présentent les mêmes caractéristiques que les particules de l'ensemble supérieur argilo-sableux du profil S1. Les formes des particules sont subarrondies à arrondies, les surfaces mates et rugueuses (83%). Ces particules sont rarement associées à des phases secondaires ; certaines ont des formes cristallines nettes (planche II photo 1).

c3) Le profil S5

Dans le profil S5, 91% des particules ont des formes subarrondies ou arrondies et des surfaces très irrégulières, poreuses (planche II photos 4, 5, 6) quelques rares d'entre elles paraissent agrégées. Ces particules d'or rappellent les formes alluvionnaires émoussées mécaniquement décrites par HERAIL (1984) en Espagne, HERAIL *et al* (1988) en Bolivie.

c4) Les alluvions

Les particules d'or des alluvions à la tête de la rivière Ova sont de formes variées : formes primaires assez bien conservées, généralement associées aux minéraux de gangue (4%), formes en lamelle, et formes arrondies, roulées. (planche II photo 3).

L'évaluation de l'émoussé des particules d'or à la loupe binoculaire est assez limitée, les particules d'or de petite taille (<300 μm) apparaissent souvent arrondies et peuvent présenter des formes cristallines nettes au M.E.B.

d). Etude métallographique et chimique

d1) Métallographie

L'observation des surfaces polies des particules d'or au microscope métallographique montre que celles-ci contiennent de nombreuses inclusions.

Dans l'isaltérite et le niveau à tourmaline du profil S1, le coeur de certaines particules contient des inclusions de pyrite, et de quartz. Dans la plupart des particules, ces inclusions sont plus ou moins altérées, pseudomorphosées en goethite ou en kaolinite, d'autres ont subi une altération congruente caractérisée par des vides de dissolution. On observe également des inclusions d'or dans le quartz, dans les microfissures de la tourmaline, et de petites particules d'or associées à la goethite qui résulte elle-même d'une altération de la pyrite.

Vers le sommet du profil S1, et latéralement dans les profils S2, S3, S4, S5 et dans les alluvions, ces inclusions sont remplacées par des phases secondaires (kaolinite et goethite).

L'altération des minéraux de gangue contribue largement à l'augmentation des teneurs en or dans la fraction fine, par morcellement de grandes particules, ou par libération des fines particules d'or incluses dans ces minéraux. D'autre part, la couleur des particules varie légèrement, elles sont en général jaune-clair dans le profil S1, et jaune-orangé à la base de l'ensemble à nodules du profil S5 et dans les alluvions.

Nous n'avons pas observé d'auréoles d'or secondaire sur les particules d'or héritées. Une particule d'or du profil S5 présente des cristaux agrégés dont la taille avoisine 4000 μm ; cette "pépitisation supergène" a été confirmée par les analyses chimiques.

d2) Analyses chimiques

Parallèlement à l'évolution granulométrie et morphoscopique, les analyses à la microsonde électronique montrent une évolution de la composition chimique des particules d'or dans les profils d'altération de la toposéquence d'Ovala.

Parmi les éléments dosés, seul l'argent a des teneurs élevées pouvant atteindre 9 % ; ces teneurs varient sensiblement d'un profil ou d'un horizon d'altération à l'autre. Les teneurs en cuivre, en bismuth, en arsenic et en molybdène sont inférieures à 1%. Sur une même particule d'or, les mesures sont faites par transect d'un bord à l'autre de la section polie. Les résultats (moyennes des analyses ponctuelles sur chaque particule d'or) sont consignés dans les tableaux I à XII (en annexe). La figure 13 illustre la fréquence des teneurs en argent dans la séquence des profils étudiés

. Le profil S1

Les teneurs ponctuelles en argent des particules d'or du profil S1 sont comprises entre 0,50 % et 9 % (figure.14). 60% des particules d'or issues de l'altérite ont des teneurs en Ag > 4% et ne représentent plus que 14% dans les horizons de surfaces.

En général, les plus fortes teneurs en argent (≥ 5 %) s'observent dans les particules d'or de grande taille de diamètre supérieur à 800 μm ; les particules d'or de diamètre inférieur ou égal à 800 μm ont des teneurs plus faibles inférieures à 5 %. Quelques particules d'or de tailles de quelques dizaines de microns, associées à la goethite ont des teneurs en argent inférieures à 0,5 %, d'autres ont des teneurs variables entre 1% à 5% (tableau I en annexe).

Dans l'isaltérite et dans l'allotérite les teneurs en argent peuvent atteindre 9 %. Les particules d'or de l'ensemble supérieur ont des teneurs en argent dépassant rarement 4 % en moyenne.

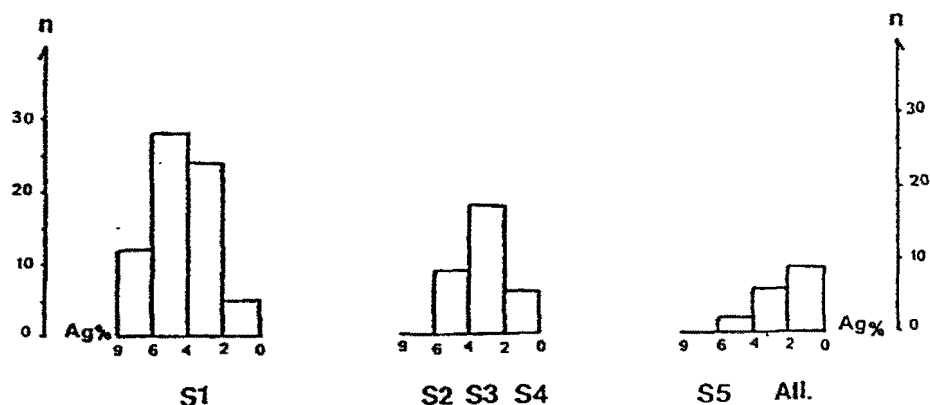


Figure 13. Histogramme des fréquences des teneurs en Ag (%) des particules d'or des profils S1 à S5 et des alluvions.

L'argent est réparti de manière différente dans les particules issues de la partie inférieure du profil, et celles des ensembles supérieurs. Les particules d'or de l'isaltérite et du niveau à tourmaline du profil S1 ne présentent pas des variations significatives des teneurs en argent du coeur vers la bordure. En revanche, on note une diminution centrifuge des teneurs en argent, de plus en plus importante dans les particules d'or de l'allotérite vers l'ensemble supérieur (figure 15). L'homogénéité des teneurs en argent dans les particules de l'isaltérite (minéralisation primaire) indique que cet élément est dispersé dans l'or sous la forme de très fines particules, ou forme une solution solide homogène avec l'or primaire. Les rayons atomiques de l'or et de l'argent sont par ailleurs très proches de 1,44 Å (BOYLE 1979).

B. Les profils S2, S3 et S4

Ces profils montrent une nette diminution des teneurs moyennes en argent (figure 14), et de la taille des particules d'or par rapport au profil S1. Les particules d'or à teneurs en Ag > 4% représentent 28% et 14% dans les horizons de surface et dans l'altérite du profils S2. Dans le profil S3, elles ne sont localisées que dans les horizons de surface (20%).

Dans le profil S2, la diminution des teneurs en argent et de la taille des particules d'or se fait progressivement de l'ensemble supérieur vers l'isaltérite. Les particules d'or les plus fines de 100 μm à 300 μm sont les moins riches en argent ($\leq 2\%$) ; elles constituent l'essentiel des particules d'or de l'altérite de ce profil. Dans l'ensemble supérieur, la taille des particules d'or observées varie entre 74 μm et 1200 μm . Les plus grosses particules de diamètre supérieur à 600 μm contiennent les teneurs en argent les plus élevées (de 3 % à 4 %). La diminution des teneurs en argent, du coeur vers la bordure, est très nette dans les particules grossières (figure 15). Cette tendance est peu marquée dans les particules de 300 μm à 100 μm de diamètre.

L'évolution chimique des particules d'or se poursuit dans les profils S3 et S4. Les teneurs ponctuelles en argent sont de plus en plus homogènes, elles varient de 4,5 % et 0,6 % dans le profil S3, et de 3 % à 0,5 % dans le profil S4. La taille maximale observée de l'or visible dans ces profils est à peine de 700 μm . La répartition de l'argent au sein des particules d'or est relativement homogène.

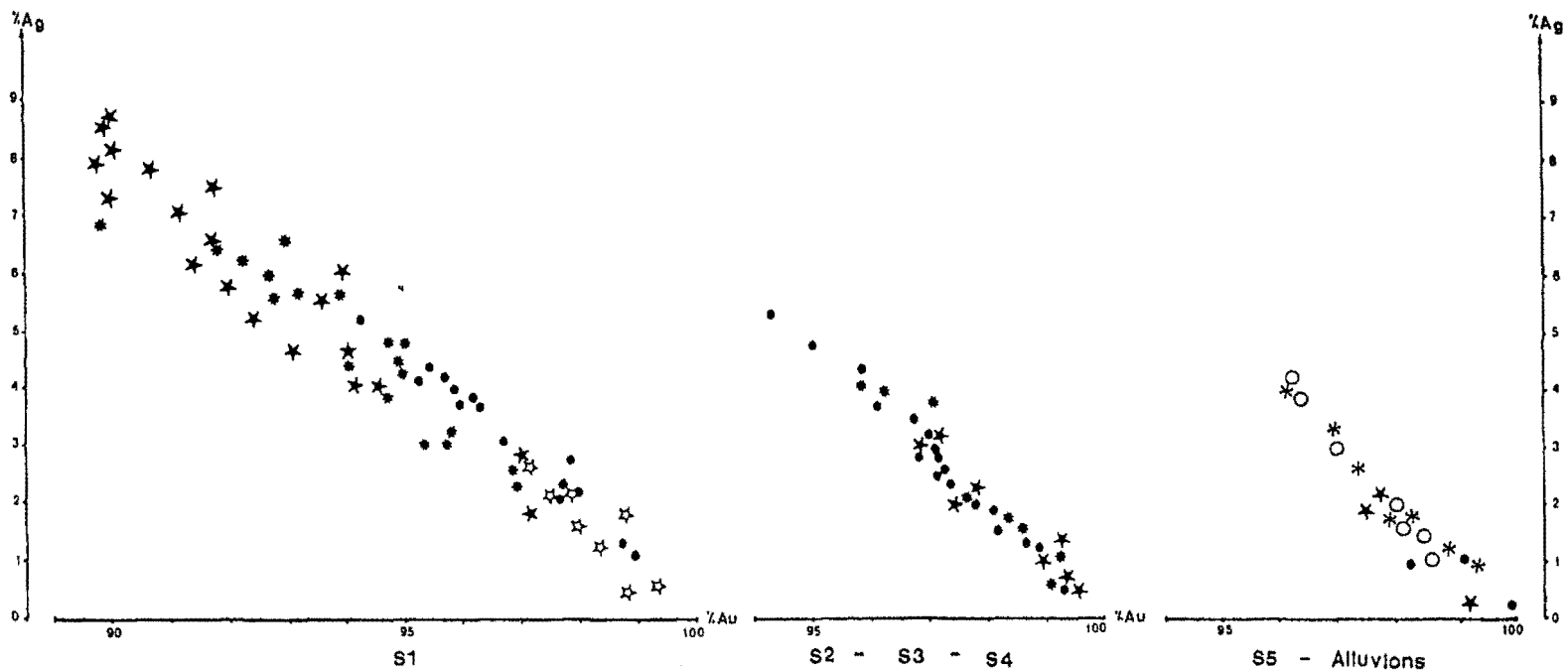


Figure 14. Evolution de la composition chimique des particules d'or, -dans les profils S1, dans les S2-S3 S4, isaltérite : ✱ , allotérite : * , horizon de surface : • , or associé à la goéthite : ☆, - dans le profil S5, isaltérite : ✱ , stone-line : ○ , horizon de surface : • , alluvions : * .

. Le profil S5 et les alluvions

Les teneurs moyennes en argent des particules d'or issues du profil S5 et surtout des alluvions sont hétérogènes.

Dans le profil S5, ces teneurs varient de 4% à 0,2 % (figure 14), celles-ci diminuent d'une façon générale avec la taille des particules d'or. Les particules d'or les plus fines de 97 μm à 200 μm de diamètre sont très homogènes et ont des teneurs en argent qui dépassent rarement 1%. Celles qui ont un diamètre supérieur à 500 μm présentent de faibles variations des teneurs en argent du coeur vers la bordure ; l'écart maximum observé est de 0,3%, avec des teneurs en argent variant de 1% à 3% (figure 15). Quelques rares particules d'or ont des teneurs d'argent supérieures à 3%. Les deux particules agrégées ont respectivement une composition moyenne en Ag de 1,51% et de 1,79%.

Dans les alluvions, à la source de la rivière Ova, les analyses chimiques confirment l'existence de plusieurs types de particules d'or.

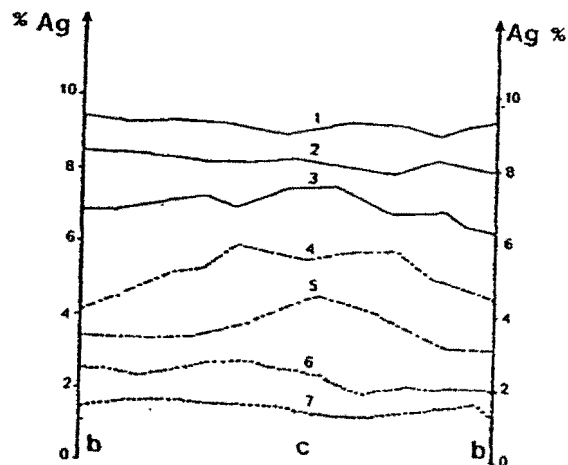


Figure 15. Variation des teneurs en Ag (%) du coeur (c) vers les bordures (b) de quelques particules d'or de diamètre > 1000 μm de l'isaltérite S1 (1, 2, 3) ; de l'ensemble de surface S1 (4, 5) et du profil S5 (6, 7).

La fraction grossière renferme des particules d'or à caractères chimiques proches des particules des profils d'altération, avec des teneurs en argent relativement élevées (12% des particules d'or analysées ont des teneurs en Ag > 4 %) et des particules d'or à teneur en argent très faibles (proches de 1 %) et homogènes. Les particules d'or de 300 μm à 100 μm ont toujours des teneurs en argent très faibles (inférieures ou égales à 1%).

7. Discussion

L'étude morphologique et les analyses chimiques des minéraux lourds et plus particulièrement des particules d'or montrent les faits suivants :

- Les minéraux lourds ainsi que les particules d'or (en particulier celles du profil S1) ont un caractère résiduel prononcé. Ce caractère résiduel de l'or dans les profils d'altération en zone tropicale a été observé par BOYLE (1979), WILSON (1983), MOSSMAN et HARRON (1983), SUTHERLAND (1985), NAIR *et al.* (1987), COLIN et LECOMTE (1988). L'amenuisement vertical ou latéral des particules d'or peut résulter soit du fractionnement des grosses particules, soit des processus de dissolution-reprécipitation.

- La forme des minéraux lourds et des particules d'or évolue progressivement au cours de l'altération supergène. Les formes cristallines primaires à arêtes et troncatures nettes, ou à forme irrégulière, deviennent progressivement arrondies et très émoussées de l'altérite à l'ensemble supérieur du profil S1 d'une part, et dans l'ensemble supérieur d'autre part, quand on se dirige de l'amont vers l'aval de la toposéquence. Cette évolution s'accompagne d'un changement de l'état de surface et de la forme de ces minéraux. Les surfaces lisses et brillantes au départ deviennent irrégulières, marquées par de nombreuses figures de dissolution. Ces figures de corrosion sont issues, d'une part de la dissolution des minéraux de gangue en inclusion dans les particules d'or et d'autre part de la dissolution de l'or. L'émoussé des faces et les formes arrondies deviennent prépondérants au cours de l'altération croissante. Ceci montre clairement que les formes subarrondies et émoussées dans les profils d'altération étudiés proviennent d'un effet chimique de dissolution, et non d'un effet mécanique. Ces observations sont en accord avec celles faites par COLIN (1986), FREYSSINET *et al.* (1987), COLIN *et al.* (1988).

- L'évolution morphologique des particules d'or s'accompagne d'une évolution de leur composition chimique. Les particules d'or héritées de la roche-mère perdent progressivement leurs teneurs en argent et traces associées (Cu, As, Mo...) à partir de la bordure des grains. Ces teneurs d'argent dans les particules d'or diminuent de l'altérite vers l'ensemble de surface du profil S1; du sommet vers la base des profils S2, S3 et S4, ainsi que d'un profil à l'autre. Dans le profil S5 et surtout dans les alluvions les particules d'or à teneurs en argent relativement élevées co-existent avec celles à teneurs en argent très faibles. La baisse des teneurs en Ag des particules d'or dans les profils d'altération ont été observées par MANN (1984) en Australie, FREYSSINET *et al.* (1987) au Mali, COLIN et LECOMTE (1988) au Gabon. DESBOROUGH (1970), HALLBAUER and UTTER (1977), HERAIL (1984), en étudiant les particules d'or alluvionnaires ont mis en évidence un appauvrissement des teneurs en Ag en bordure de celles-ci. Cet appauvrissement des teneurs en Ag du centre vers les bords des particules d'or peut résulter selon DESBOROUGH (1970) d'un départ sélectif de Ag au cours du déplacement mécanique alluvial des particules. MANN (1984), FREYSSINET *et al.* (1987) penchent pour la précipitation d'un cortex pauvre en Ag dans les profils d'altération. COLIN et LECOMTE (1988 a), en étudiant les profils d'altération de Mébaga au Gabon, pensent que l'augmentation progressive de la finesse des particules d'or les plus altérées, concomitamment à leur diminution progressive de taille est due à un lessivage préférentiel d'argent dans les particules d'or. La question se pose de savoir quels sont les conditions et les mécanismes qui favorisent ce départ sélectif de l'argent dans les particules d'or. Nous ne pouvons donner de réponse satisfaisante à cette question qui nécessite d'autres moyens d'investigation. Toutefois, la forme de quelques unes de ces particules d'or étant conservée, nous pensons qu'il s'agit des processus de dissolution-reprécipitation à très petite échelle au sein d'une même particule à partir des bordures.

- Dans le profil S1, implanté dans l'axe de la minéralisation primaire, les particules d'or, **accumulées de façon relative, démontrent une lithodépendance entre l'altérite et l'ensemble supérieur argilo-sableux.** Les teneurs en or visible et la taille des particules d'or diminuent verticalement, de la base vers le sommet du profil. Cette filiation n'est plus marquée dans le même sens dans les profils S2, S3 et S4.

- Dans les profils S2, S3 et S4 les teneurs en or visible, la taille et les teneurs en Ag des particules d'or diminuent de l'ensemble supérieur argilo-sableux vers l'altérite, et le substratum est stérile. Ces profils présentent des teneurs en or décroissantes vers l'aval. Seul le profil S2 contient de l'or grossier, limité à l'horizon supérieur, la teneur dans cet horizon et le spectre granulométrie étant semblables à ceux de l'horizon de surface S1. Les particules d'or de S2, S3 et S4 présentent les caractères des particules d'or de l'horizon supérieur de S1 (forme, état de surface). Autrement dit l'or est de taille de plus en plus petite et chimiquement de plus en plus pur si l'on va du haut vers le bas des versants et de la surface vers la base des profils. L'or de S2, S3 et S4 est donc en relation avec l'or du profil S1 et relève d'un transport latéral le long d'un versant. Ce transport concerne l'ensemble argilo-sableux de surface avec pénétration ultérieure dans les horizons sous-jacents par migration verticale.

- Le transport des particules d'or vers l'aval dans l'ensemble argilo-sableux de surface suivi de la migration per descensum peut s'expliquer de plusieurs façons :

a) *une migration mécanique.* La mise en place des particules d'or grossier dans l'ensemble de surface des profils S2, S3 et S4 ne peut se faire uniquement par migration de celles-ci sur de longues distances à travers un matériau immobile. La solution la plus probable est un déplacement latéral de matériaux aurifères de l'ensemble de surface de l'amont vers l'aval du versant, dû à l'érosion mécanique ou au phénomène de creeping (reptation), qui sont toutefois très faibles sous couvert forestier (TRESCASES 1975 en Nouvelle Calédonie ; ROOSE, 1979 en Côte-d'Ivoire ; FRITSCH, 1981 en Guyane). L'or contenu dans ces matériaux peut par la suite migrer (sur de faibles distances) vers le bas des profils ou à l'extrême aval de la toposéquence, sous forme de fines particules (éventuellement en association avec des argiles ou des hydroxydes de fer), ou selon des processus de dissolution-précipitation.

b) *une migration chimique.* Avec dissolution de l'or en surface, migration et précipitation vers la base des profils. La dissolution à l'amont et la précipitation à l'aval n'est pas envisageable pour la dispersion de l'or le long du versant dans l'ensemble argilo-sableux où des particules d'or grossier relativement riches en argent ont été décrites.

- La dispersion de l'or visible dans les profils étudiés est contrôlée par la position du protore minéralisé en haut de la toposéquence et par la pente du versant résultant de l'incision du réseau hydrographique. A l'échelle de la toposéquence, il se forme un nuage de dispersion de l'or en surface proche des structures de dispersion en "champignon" mise en évidence par GRANIER *et al.* (1963) à Ity (Côte-d'Ivoire), COLIN et LECOMTE (1987 et 1988) à Dondo-Mobi (Gabon), ZEEGERS (1987) à Espérance (Guyane).

- L'amenuisement par fractionnement de l'or hérité, et les phénomènes de dissolution (ou de recristallisation) de l'or, observés dans les profils étudiés et qui ont été mis en évidence dans les profils latéritiques par MACHAIRAS (1967) en Guyane, MANN (1984), WEBSTER et MANN (1984) en Australie, EVANS (1982) en Californie, COLIN et LECOMTE (1987, 1988) au Gabon, FREYSSINET *et al.* (1987) au Mali conduisent à la formation "d'or latéritique" hérité, ou recristallisé de petite taille (quelques dizaines de microns) et en général de grande finesse. L'amenuisement progressif de l'or de la base vers le sommet du profil S1 et dans l'ensemble supérieur des profils S1 à S4 est favorisé d'une part par l'altération des minéraux de gangue qui s'accompagne d'un morcellement des particules de grande taille, ou d'une libération de fines particules d'or en inclusion ; d'autre part par les processus de dissolution de l'or qui sont accélérés dans le cas présent par l'altération des sulfures de fer abondants dans les profils étudiés. L'or dissout peut recristalliser en fines particules libres ou associées à la goethite (MACHAIRAS, 1967, 1970).

- Le profil S5 ne s'intègre pas, ou très peu, dans le schéma qui vient d'être esquissé. La taille grossière et les fortes teneurs de l'or dans l'ensemble à nodules du profil S5 manifestent une discontinuité entre cet ensemble et l'isaltérite qui est très pauvre en or. Ces particules d'or sont distinctes de celles des profils à l'amont, notamment dans S3 et S4 qui par ailleurs contiennent peu d'or. La plupart des particules d'or du profil S5 sont semblables aux particules d'or des alluvions, roulées à surface irrégulière. Leur spectre granulométrie est le même, ainsi que la teneur totale en or. De plus l'or est plus concentrée dans la partie inférieure de l'ensemble à nodules et le peu qui existe dans l'isaltérite est concentré à la partie supérieure de celle-ci. Enfin l'ensemble supérieur argilo-sableux de S5 est très peu aurifère. Si par conséquent, une certaine continuité existe de S1 à S5 dans l'ensemble argilo-sableux, l'ensemble à nodule de S5 diffère simultanément de la roche sous jacente et de l'ensemble à nodules des autres profils; son hétérogénéité lui confère un caractère au moins en partie alluvial. L'essentiel de l'or de S5 (profil situé en bordure de fiat dans l'incision) est aussi de caractère alluvial, dans un matériau où un tri a été effectué selon la granulométrie et selon la densité (concentration de l'or à la base de l'ensemble à nodules). Le peu d'or de la partie supérieure de l'isaltérite doit être considéré comme de l'or fin ayant pénétré dans cette isaltérite par migration verticale. L'or de l'ensemble à fragments de roches du profil S5 ne constitue pas une suite dans le processus de fractionnement, ou d'amenuisement avec diminution des teneurs en or dans les ensembles supérieurs des profils S1 à S4, il relève d'un transport mécanique au fur et à mesure de la progression de l'incision, de la plupart des particules d'or de grande taille et à faibles teneurs en argent. L'agrégation de deux particules dans ce profil incite à voir un début de pépétisation.

D'une façon générale l'étude des minéraux lourds, comme l'étude minéralogique par diffraction de rayons X, fait apparaître une filiation entre l'altérite et les ensembles supérieurs des profils S1 à S4. Dans le cas de l'or, cette filiation n'est verticale que dans le profil S1 situé à l'aplomb de la minéralisation primaire; dans les profils S2, S3 et S4 il y a migration latérale de l'or sur le versant à partir de l'ensemble de surface du profil S1. Quant au profil S5 la discontinuité entre l'altérite et l'ensemble à nodules est marquée nettement par l'or. L'organisation microscopique des phases minérales, et leur évolution chimique de la base vers le sommet des profils permettront de préciser filiations et discontinuités intervenant tout au long de la toposéquence.

B. ORGANISATION MICROSCOPIQUE ET EVOLUTION DES PHASES MINÉRALES

Cette étude a été faite en grande partie dans les profils implantés sur l'ensemble des gneiss, pour lesquels nous avons un échantillonnage complet de la roche-mère à l'ensemble supérieur argilo-sableux. Dans le profil S5 situé sur roche ultrabasique et en bordure de flat, nous ne disposons que de la partie supérieure de l'altérite ; la roche saine a été échantillonnée sur sondage.

1. Profils sur gneiss

a) Ensemble roches-mères

L'ensemble roches-mères observées par sondage est constitué de micaschistes, de gneiss micacé et d'orthogneiss quartzo-feldspathiques.

a1) Caractères des roches-mères

Les micaschistes

Ce sont des roches à texture granolépido-blastique constituées essentiellement de muscovite qui représente en volume plus de la moitié (55%) de la roche et du quartz. Les plagioclases et le disthène sont peu abondants, ils se présentent quelquefois sous forme de porphyroblastes. La tourmaline est fréquente en inclusion dans les porphyroblastes, ou en lits orientés selon la schistosité principale. Le pourcentage de la pyrite est très variable.

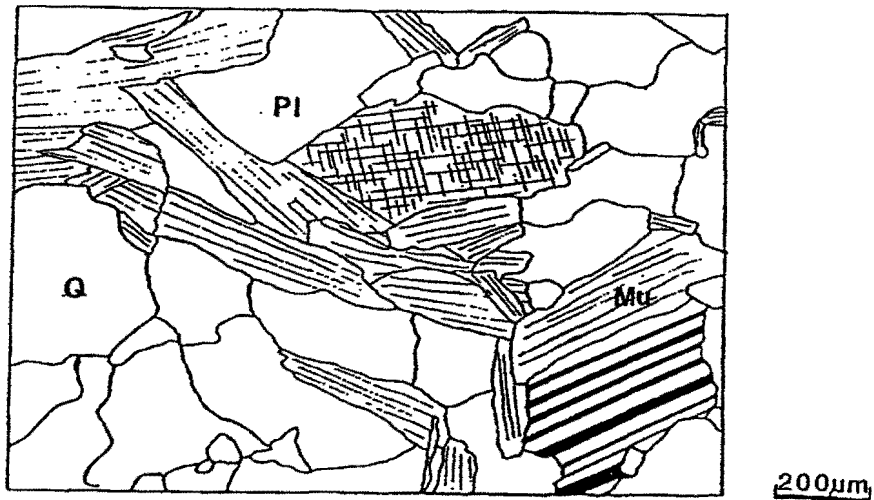
Le gneiss micacé à alumino-silicates de métamorphisme

C'est une roche à texture granolépido-blastique, à foliation bien marquée. Elle est composée de quartz (50 ± 10 %), de plagioclase (15 ± 5 %), de disthène localement abondant, de staurotide, de muscovite (30 ± 10 %) et de biotite plus ou moins chloritisée (3 %) ; les niveaux riches en pyrite ou en tourmaline sont fréquents, les minéraux accessoires sont le rutile, la pyrrhotite et la magnétite.

L'orthogneiss quartzo-feldspathique

Ce gneiss a une texture variable, hétérogranulaire à passées pegmatitiques ou aplitiques. Il se compose de quartz (42 %), de plagioclase (37 %), de biotite (3 %), de chlorite (1 %), de muscovite (9 %) et de staurotide (7 %). Les minéraux accessoires (1 %) sont les épidotes, le zircon, la tourmaline, le rutile et la pyrite.

En définitive, la composition minéralogique des roches-mères de l'ensemble des gneiss et micaschistes (figure 16) ne diffère que par les proportions respectives des différents constituants. Les structures en revanche varient largement.



Q : quartz ; Pl : plagioclase ; Mu : muscovite ;

Figure 16. Organisation microscopique de phases dans la roche mère gneissique. Profil sur sondage S.21.

a2) Caractérisation des minéraux primaires

. Le quartz

Le quartz se présente sous forme de cristaux xénomorphes à subautomorphes, ou en grains engrenés et allongés selon la schistosité principale ; il présente souvent des craquelures ou une extinction roulante. Le quartz se trouve également en inclusions dans les porphyroblastes.

. Les plagioclases

Les plagioclases sont souvent sous forme de porphyroblastes de 2 à 5 mm de diamètre, poéclitiques. Les inclusions de quartz, de tourmaline ou de séricite à l'intérieur des plagioclases sont souvent alignées suivant une direction qui n'est pas obligatoirement concordante avec la foliation de la roche. Les micro-analyses chimiques (tableau XIII en annexe) montrent une composition d'andésine. La formule structurale de la moyenne de ces analyses, calculée sur la base de 8 oxygènes est :



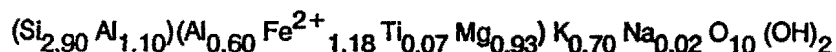
. La muscovite

La muscovite se présente en lamelles de taille variable (pouvant atteindre 6 mm) disposées selon la schistosité principale de la roche ; d'autres paillettes subautomorphes recourent la schistosité principale. La moyenne des micro-analyses (tableau XIV, annexe) donne la formule structurale ci-dessous, calculée sur la base de 11 oxygènes.



. La biotite

Les lamelles de biotite ont des teintes brunes, et présentent quelques fois une décoloration intense de leurs bords. Elles sont disposées selon la schistosité de la roche ou de façon quelconque. La formule structurale calculée à partir de la composition moyenne des microanalyses des biotites (tableau XV, annexe) sur la base de 11 oxygènes est la suivante



Ces analyses semblent traduire une altération déjà sensible de ces biotites (vermiculitisation).

. Le disthène

Le disthène se présente dans la plupart des cas sous forme de porphyroblastes, subautomorphes à xénomorphes et poecilithiques à inclusions de quartz, de tourmaline, de micas et de rutile. La formule structurale de la moyenne des micro-analyses (tableau XVI annexe) calculée sur la base de 5 oxygènes est :



. La staurotide

La staurotide, associée ou non au disthène, se présente aussi en grands cristaux poecilithiques, contenant les mêmes inclusions que le disthène. La formule structurale de la moyennes de microanalyses (tableau XVII annexe) à partir d'une base de 47 oxygènes est la suivante :



. La tourmaline

La tourmaline se trouve en inclusion dans la plupart des minéraux porphyroblastes, et peut également former des lits millimétriques à pluricentimétriques concordants sur la schistosité principale. Le bore n'étant pas dosé à la microsonde, nous avons introduit dans la moyenne des micro-analyses des tourmalines (tableau XVIII, annexe) une teneur en B_2O_3 arbitraire égale à 10 % (DEER *et al.* 1963). La formule structurale de la tourmaline est calculée alors sur la base de 31 oxygènes. Elle montre une composition de la série dravite (Mg)-schorlite (Fe).



. Les minéraux accessoires

Parmi les minéraux accessoires, nous avons sélectionné sur lames polies et analysé à la sonde la pyrite et l'or.

1°) *La pyrite*

La pyrite est relativement abondante dans les profils de la toposéquence d'Ovala. Elle se présente en cristaux automorphes cubiques à subautomorphes. La composition chimique de la pyrite (tableau XIX, annexe) montre qu'elle contient du bismuth, des traces de cuivre et quelques teneurs en or dont une teneur à 0,8 % dans le profil S1. Les analyses ponctuelles montrent toutefois une très grande variabilité des teneurs en or.

2°) L'or primaire

L'or visible est observé de façon sporadique sur les lames polies. Dans le gneiss micacé, près du contact gneiss-micaschiste du sondage S.17, nous avons observé des filonnets d'or primaire entre les clivages et dans les fissures des paillettes de muscovite. L'or se présente également en grains seuls ou en inclusions visibles dans la pyrite, dans le quartz et aussi dans la tourmaline (BOULADON, 1969 et KASSA-MOMBO 1984). Les micro-analyses de l'or primaire des paillettes de muscovite (tableau XX, annexe) donnent des teneurs en argent variant entre 4% et 6%.

b) Transformation des minéraux parentaux dans la roche faiblement altérée et dans l'isaltérite

Les structures originelles de la roche sont parfaitement conservées dans ces horizons. Dans la roche faiblement altérée, on observe un développement de microfissures transminérales et intergranulaires, dans lesquelles s'accumulent un plasma gris-clair dont la composition chimique correspond à celle de la kaolinite. L'altération différentielle des minéraux à la base de l'isaltérite conduit à la formation d'un plasma d'altération continu entre les minéraux résiduels, l'assemblage est porphyroscuelique (BREWER 1964) (figures 17 a et b).

Vers le sommet de cet horizon, il se crée des vides de dissolution au sein du plasma d'altération, l'assemblage devient aggloméroplasmique (figure 18).

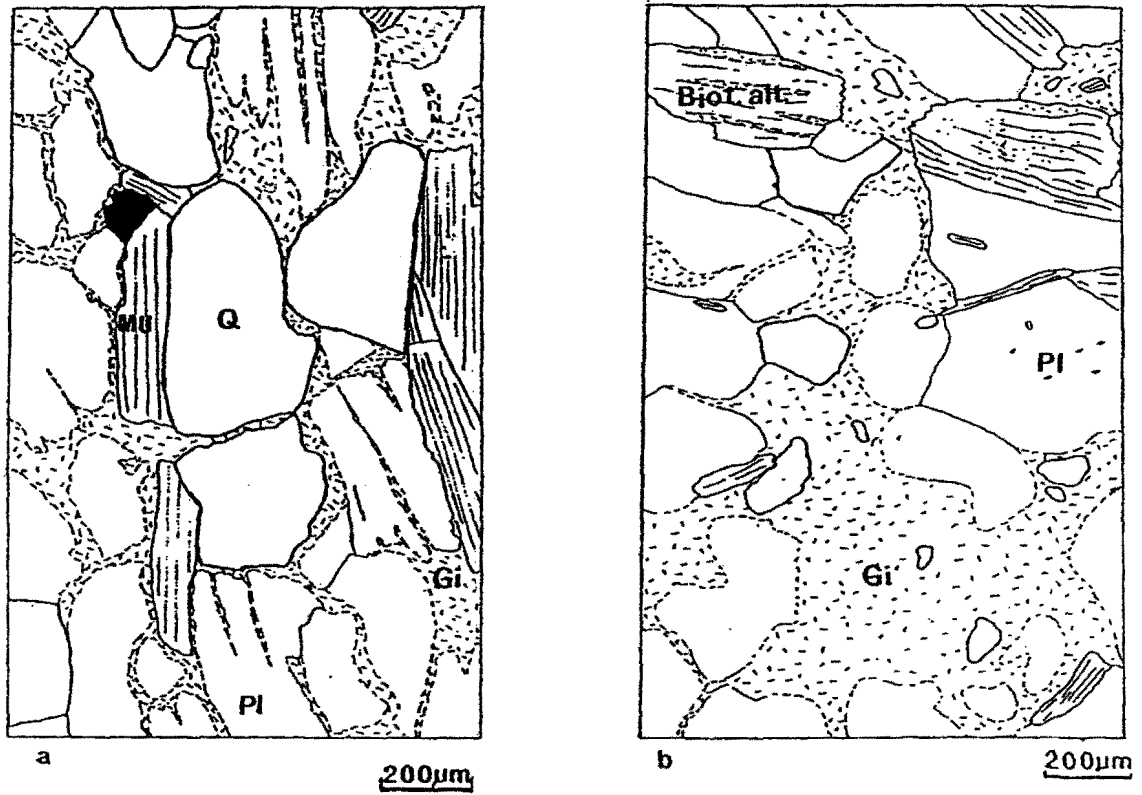
Les plagioclases

L'altération des plagioclases commence en bordure des minéraux et dans les fissures intraminérales. Les plasmas d'altération formés sont de deux types : un plasma isotrope silico-alumineux, et un plasma gibbsitique. La gibbsite envahit progressivement le minéral par les clivages tout en conservant sa forme, ou se développe parfois à partir du plasma isotrope. La transformation des plagioclases est presque complète à la base de l'altérite à structure conservée : il ne subsiste que quelques reliques de plages légèrement anisotropes et des vides de dissolution au sein du plasma gibbsitique orienté dans plusieurs directions (orientation omnisépique au sens de BREWER 1964). Au sommet de l'isaltérite, on observe encore à l'emplacement des plagioclases quelques rares plages isotropes. De nombreuses vides de dissolution apparaissent au sein du plasma gibbsitique. Les cristallites de gibbsite se disposent souvent en doubles rangées dans un système cloisonné (figure 18).

La texture de la roche est en pain d'épice. Les minéraux résiduels sont reliés entr'eux par un plasma lâche, poreux ; l'assemblage est aggloméroplasmique (au sens de BREWER). Cette texture en pain d'épice est plus développée dans les profils sur gneiss quartzo-feldspathique que dans les profils sur gneiss micacé.

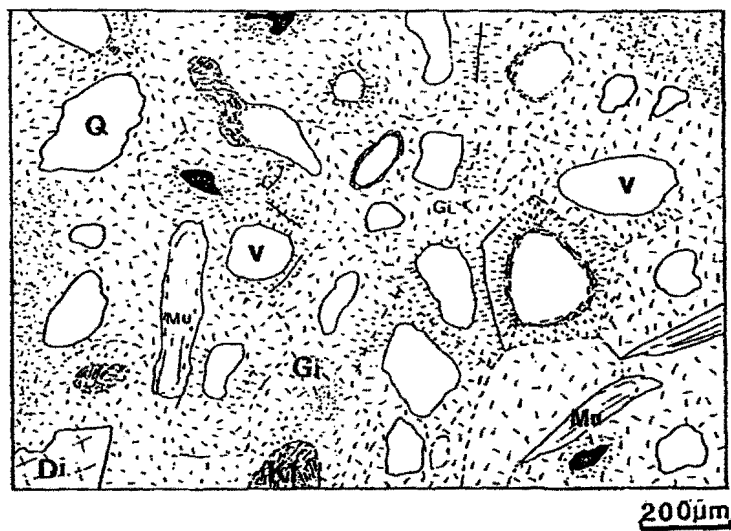
Les observations faites dans les profils étudiés montrent une transformation des plagioclases en une phase silico-alumineuse intermédiaire et/ou en gibbsite dès la base de l'isaltérite. La phase finale est purement gibbsitique, avec deux générations de ce minéral : gibbsite primaire d'altération et gibbsite précipitée dans les vides.

Le chimisme de l'altération progressive des plagioclases en gibbsite (tableaux XXI et XXII, annexe) est visualisé sur la figure 19.



Q : quartz ; Pl : plagioclase ; Mu : muscovite ; Gi : gibbsite ; Biot. alt : biotite altérée.

Figure 17 a-b. Organisation microscopique des phases dans la roche faiblement altérée. Profil sur sondage S.21.



Q : quartz ; Mu : muscovite ; Gi : gibbsite ; Di. : disthène ; Kf : kaolinite ferrifère ; V : vide

Figure 18. Organisation microscopique des phases dans l'isaltérite du Profil S4.

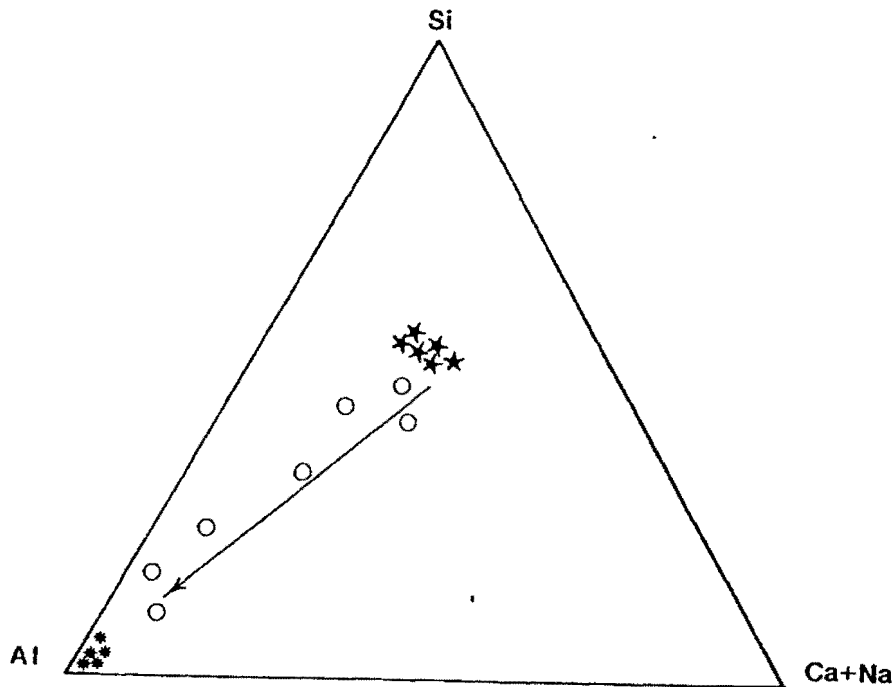


Figure 19. Représentation chémiographique de l'altération des plagioclases (*) en gibbsite (*), par l'intermédiaire d'une phase silico-alumineuse (O), dans le système Si - Al - Na + Ca.

Les mécanismes d'altération des feldspaths en milieu ferrallitique conduisent en général à la formation de la kaolinite ou de la gibbsite avec formation ou non d'une phase intermédiaire silico-alumineuse. DELVIGNE (1965), DELVIGNE et MARTIN (1970), BOULANGE (1984) en Côte-d'Ivoire ; VERHEYE et STOOPS (1975), TAZAKI (1982) en Guyane Française décrivent une phase intermédiaire amorphe silico-alumineuse au cours de l'altération des feldspaths en kaolinite ou en gibbsite ; LELONG (1969) en Guyane Française, NOVIKOFF (1974) au Congo, ESWARAN et BIN (1978) en Malaisie, YONGUE-FOUATEU (1986), KAMGANG (1987) au Cameroun observent une altération directe des feldspaths en kaolinite ou en gibbsite.

Dans les profils étudiés les feldspaths se transforment directement en gibbsite, ou par l'intermédiaire d'une phase silico-alumineuse, ce qui ne paraît toutefois pas la règle systématique. L'altération simultanée des feldspaths en phase intermédiaire silico-alumineuse, ou en gibbsite à la base de l'ensemble altéré indique une hétérogénéité des conditions physico-chimiques à la base de cet ensemble et implique soit la présence de microsystemes dans ce milieu, soit des défauts cristallins au sein des plagioclases qui favoriserait la formation de l'une ou de l'autre phase.

. La biotite

Les cristaux de biotite sont en faible proportion dans les profils de la toposéquence d'Ovala. Dès la roche faiblement altérée, les biotites subissent des changements de leurs caractères optiques ; certaines lamelles présentent un pléochroïsme peu intense et perdent leurs teintes de polarisation. Ces modifications optiques s'accompagnent d'une flexuosité des feuillets. Les clivages deviennent sinueux et soulignés par une teinte brune d'hydroxyde de fer. Dans l'altérite à structure conservée, les feuillets de biotite s'ouvrent en éventail, les oxydes de fer se concentrent à la bordure et dans les clivages interlamellaires ; les lamelles prennent une teinte gris-clair de kaolinite.

Le calcul des formules structurales à partir des micro-analyses chimiques des feuillets de biotite saine, des feuillets flexueux, à teintes de polarisation atténuées et des lamelles grisâtres de kaolinite montrent une perte progressive en Fe, Mg et une augmentation de Al dans le site octaédrique, une

diminution du contenu Na et K dans le site interfoliaire ; le rapport Si/Al varie de 2 dans la biotite saine vers 1 dans les feuillets gris-clair de la kaolinite. En bordure et dans les clivages des feuillets, se concentre le fer. Les microanalyses permettent de caractériser les différents stades d'altération des biotites, la première phase d'altération à composition chimique proche des interstratifiés biotite-vermiculite (tableau XXIII, annexe), puis formation d'un plasma riche en hydroxydes de fer (tableau XXIV, annexe) autour et dans les microfissures des feuillets, et enfin, apparition d'un plasma de kaolinite (tableau XXV, annexe).

Au sommet de l'altérite à texture conservée, il ne subsiste que quelques rares lamelles de biotite décolorées.

Les altérations des biotites décrites en zone tropicale humide, montrent en général des transformations de la biotite en kaolinite ou en gibbsite par l'intermédiaire des phases transitoires de biotite-vermiculite (NOVIKOFF 1974, ESWARAN et YEOW YEM HENG 1976, SARAZIN *et al* (1982), BOULANGE 1984, YONGUE 1986, KAMGANG 1987) ; ou rarement des transformations directes de biotite en kaolinite (TARDY 1969). CHATELJIN (1974) montre que l'altération de la biotite en kaolinite intervient après une phase d'aluminisation.

Dans les profils étudiés, la biotite s'altère en kaolinite et en oxyde de fer par l'intermédiaire d'une phase biotite-vermiculite (figure 20).

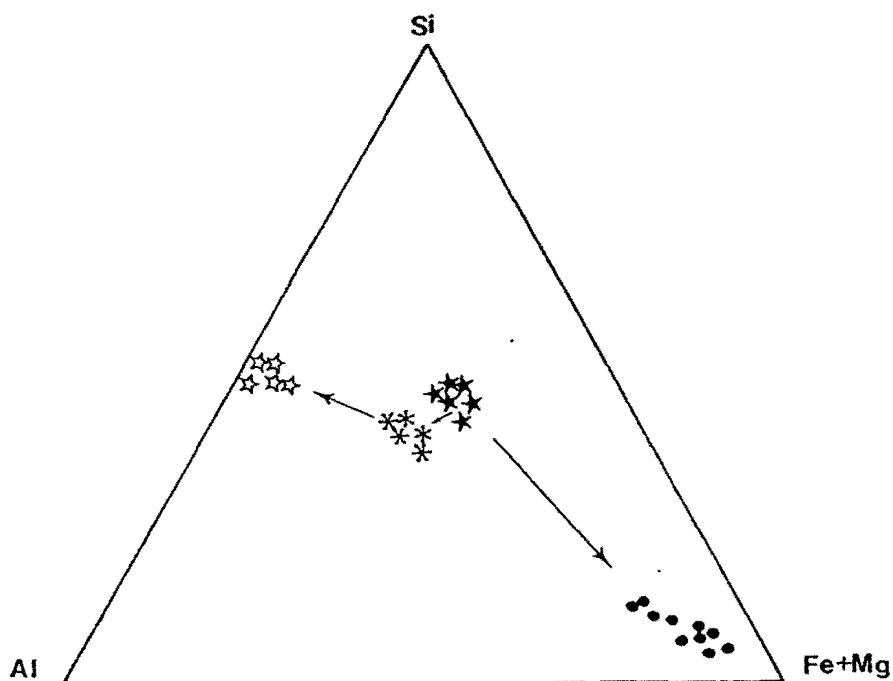


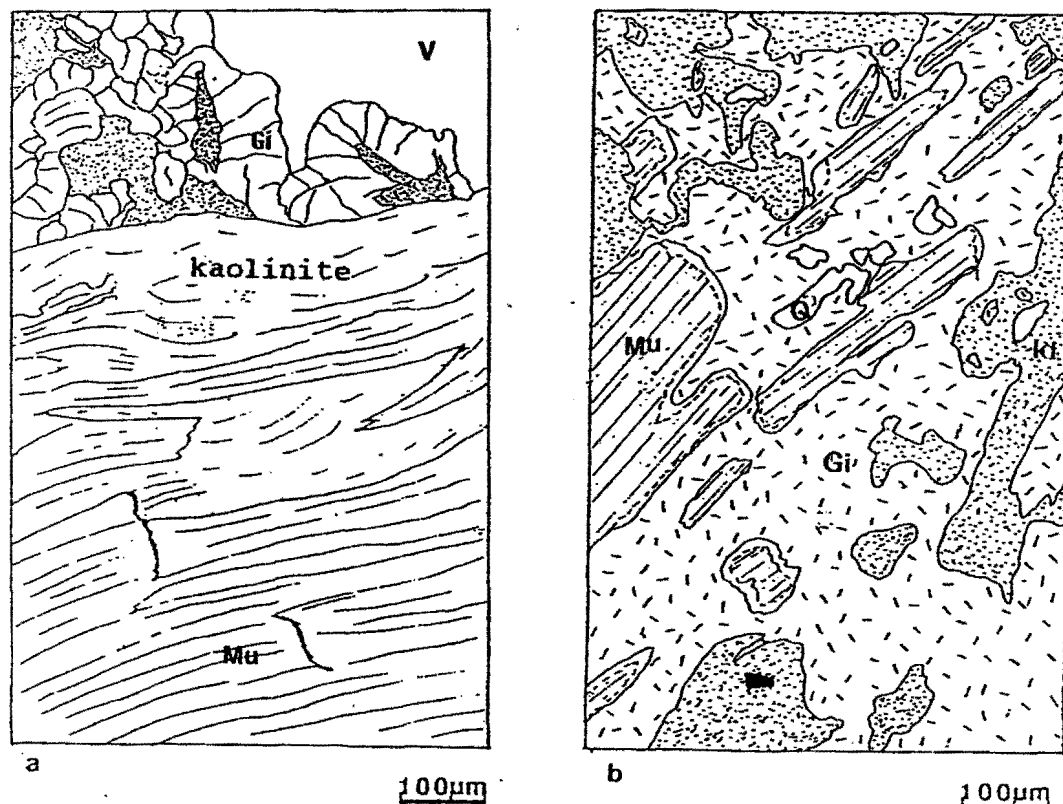
Figure 20. Représentation chimio-graphique de l'altération des biotites (✱) en biotite-vermiculites (*), en kaolinite (☆) et en goéthite (•), dans le système Si - Al - Fe+Mg.

. La muscovite

Les lamelles de muscovite restent à peu près intactes dans la roche faiblement altérée ; quelques lamelles présentent une légère exfoliation des feuillets. Dans l'altérite à structure conservée, l'exfoliation des feuillets s'accroît, il apparaît parallèles aux feuillets de muscovite, des plages grises dont la composition chimique (obtenue à la microsonde) donne celle de la kaolinite (tableau XXV, annexe).

Au sommet de l'isaltérite, l'altération des muscovites se poursuit par l'ouverture plus marquée des feuillets qui perdent progressivement leurs teintes de polarisation vives et prennent des teintes grises de kaolinite. La pseudomorphose de la muscovite en kaolinite se fait avec conservation de l'aspect phylliteux des micas (figure 21 a). L'altération de la muscovite en kaolinite n'est toutefois que partielle dans l'ensemble isaltérite, une grande partie des muscovites subsistant parfaitement saines.

A la limite isaltérite-allotérite, une partie des muscovites s'altèrent également en gibbsite (tableau XXII, annexe). Les observations au microscope optique montrent que les altérations de muscovite en gibbsite se font directement, ou par l'intermédiaire d'un liseré fin, gris-clair à composition proche de la kaolinite qui se forme à la limite muscovite-gibbsite (figure 21 b). Un autre type de kaolinite cristallise perpendiculairement aux clivages des feuillets de muscovite ; cette phase, bien cristallisée, pourrait révéler d'un épisode hydrothermal.



Mu : muscovite ; Gi : gibbsite ; Kf : kaolinite ferrifère ; V : vide

Figure 21 a - b. Organisation microscopique des phases dans l'allotérite S1, altération de la muscovite en kaolinite + gibbsite de précipitation (a) et en gibbsite (b).

Les micro-analyses des muscovites et leurs produits d'altération, montrent une transformation directe des muscovites en kaolinite ou en gibbsite d'une part, ou en kaolinite puis en gibbsite d'autre part (figure 22).

Les données bibliographiques sur l'altération des muscovites en zone tropicale humide sont très limitées. Ce minéral, particulièrement résistant à l'altération supergène se maintient jusque dans les horizons de surface. FRITSCH (1984) observe un fractionnement de la muscovite et une altération de celle-ci en kaolinite dans des profils dérivés des schistes en Guyane Française ; une pseudomorphose de la muscovite par la gibbsite est décrite par BOULANGE (1984) en Côte-d'Ivoire. Les observations faites dans l'isaltérite et à la limite supérieure de cet ensemble montrent une transformation partielle des muscovites en kaolinite ou en gibbsite.

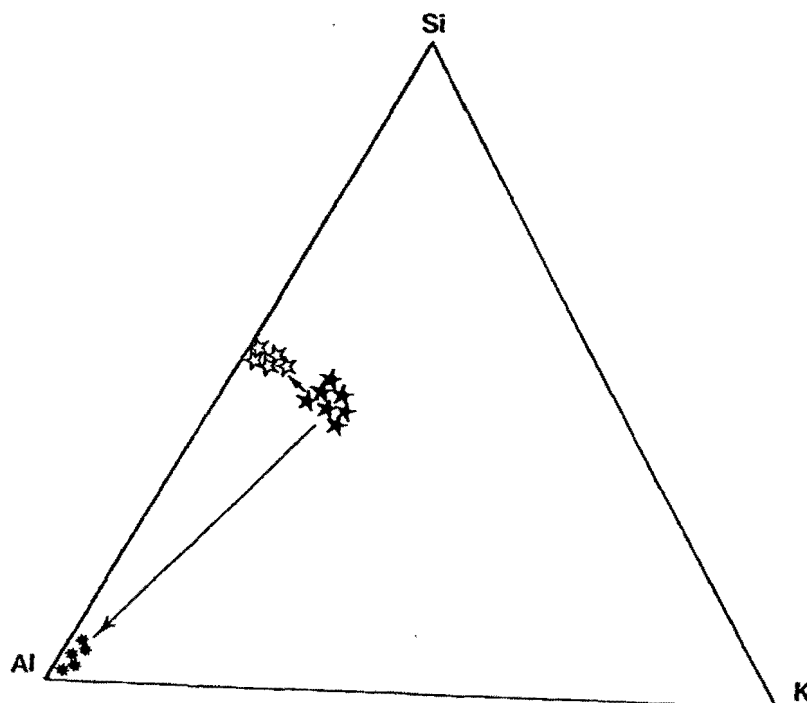


Figure 22. Représentation chémi-graphique de l'altération de la muscovite (↘) en kaolinite (☆) et en gibbsite (*) dans le système Si - Al - K.

. Les silicates de métamorphisme, la tourmaline et le quartz

Le disthène reste intact dans la roche faiblement altérée; vers le sommet de l'isaltérite, quelques cristaux sont recoupés par des microfissures remplies par un plasma brun-jaune, ferro-kaolinique. Ce minéral est particulièrement abondant dans l'isaltérite du profil S2 et est associé à la sillimanite qui se présente en grands cristaux allongés.

La sillimanite dont la composition est identique à celle du disthène, est également recoupée par des microfissures, et présente une altération débutante. Il se développe un plasma gris faiblement anisotrope dans les microfissures. Les microanalyses de ce plasma donne une composition de kaolinite.

La staurotide et la tourmaline restent également intactes dans l'isaltérite, toutefois ces minéraux ainsi que le quartz sont microfracturés.

. La pyrite

La pyrite s'altère en hématite ou en goéthite dès la base de la roche faiblement altérée, avec conservation de la forme originelle du cristal. La goéthite peut remplir tout l'espace laissé par la pyrite, ou former un boxwork. Les oxydes et hydroxydes de fer libérés, imprègnent les minéraux avoisinants par les clivages, ou se localisent dans les microfissures et les vides interstitiels. Il se forme ainsi des reliques de roches à structure bien conservée par la ferruginisation.

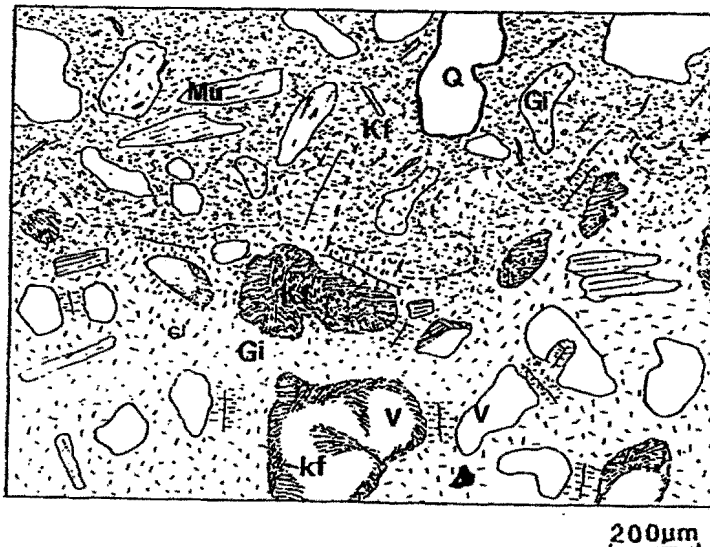
Dans l'altérite à texture conservée, la pyrite est totalement transformée, remplacée par de la goéthite et de l'hématite. Ces oxydes et hydroxydes de fer sont très abondants dans l'isaltérite du profil S2 où ils forment des domaines brun-jaune de goéthite, et des domaines rouges à noirs d'hématite. L'hématite se présente en plages compactes noir-violacé ou en amas de globules brun-rouge jointifs et à contours nets. La goéthite apparaît en général sur les bordures internes des cavités de dissolution au sein des plages d'hématite où elle cristallise en bandes fibro-radiées millimétriques,

collomorphes, en alternance avec des bandes fines (de 100 μm d'épaisseur environ) d'hématite. Les microanalyses des hématites et goéthites montrent qu'elles ne sont pas alumineuses (tableau XXVI, annexe). Elles contiennent quelques teneurs erratiques en or pouvant atteindre 0,5%. L'abondance très localisée de la pyrite dans le sondage S. 22 entre (67,5 m et 70 m) suggère que l'accumulation d'oxyhydroxyde de fer dans l'isaltérite S2 résulte de l'altération d'une telle passée très pyriteuse.

Les accumulations secondaires dans les microfissures

Les plasmas de transfert se localisent dans les microfissures ou dans les vides de dissolution. Ils sont essentiellement constitués de plasmas gris-clair de gibbsite, ou de kaolinite, ou de plasma ferro-argileux brun-jaune.

Les accumulations de gibbsite s'observent vers le sommet de l'isaltérite des profils. Elles cristallisent perpendiculaires aux parois des vides de dissolution et des microfissures. Ces cristallites de gibbsite, observés dans les vides au sommet de l'isaltérite du profil S1 peuvent atteindre 100 μm de diamètre (figure 21 a)



Q : quartz ; Mu : muscovite ; Gi : gibbsite ; Kf : kaolinite ferrifère ; V : vide

Figure 23. Organisation microscopique des phases à la transition isaltérite-allotérite du profil S4.

Deux types de kaolinite se localisent dans l'isaltérite des profils S1 à S4 : un plasma gris-clair localisé dans les microfissures interminérales à la base des profils, et un plasma jaune associé à du fer observé dans les vides et dans les fissures transminérales au sommet de l'isaltérite.

Les dépôts du plasma à kaolinite de couleur brun-jaune, dans les microfissures et dans les vides de dissolution des profils sur gneiss (particulièrement visibles au sommet de l'isaltérite des gneiss quartzo-feldspathiques) présentent une extinction roulante (figure 23). Les micro-analyses chimiques (tableau XXVII, annexe) montrent qu'il s'agit de kaolinite avec des teneurs en Fe_2O_3 pouvant atteindre 9 %. Les teneurs en fer obtenues après déferrification de ce plasma ferro-kaolinique à la solution de TAMM et sous UV, ne représentent plus que 0,95%.

En conclusion, l'altération des minéraux parentaux dans les horizons précédents est très différentielle. L'ordre d'altérabilité croissante des silicates peut s'établir comme suit :

plagioclases > biotite > muscovite - sillimanite > staurotide > tourmaline - disthène - quartz.

Il se différencie trois types de produits :

- des minéraux résiduels qui constituent le squelette, formé de quartz de muscovite et localement des silicates de métamorphismes, maintiennent la structure de la roche dans les profils sur gneiss micacé.

- des plasmas d'altération qui résultent des transformations des minéraux parentaux sont essentiellement constitués de kaolinite, de gibbsite et d'oxydes de fer. La gibbsite et la kaolinite d'altération, associées au quartz, maintiennent la structure dans les profils S3 et S4 ; le plasma ferrugineux à hématite et goéthite est particulièrement développé dans l'isaltérite du profil S2, il remplit les microfissures, les vides interstitiels et envahit les minéraux sans modifier la structure de la roche.

- A ces plasmas d'altération s'ajoutent des plasmas de transfert de gibbsite et de kaolinite localisés dans les microfissures et microvides abondants au sommet de l'isaltérite.

c) Evolution des minéraux dans l'allotérite

L'allotérite est caractérisée par un développement intense du plasma ferro-kaolinique jaune, dans lequel sont noyés des reliques de minéraux parentaux et des fragments de roche, et par des modifications importantes des structures.

Les structures de l'isaltérite ne sont plus conservées que dans quelques domaines blanc-gris correspondant dans la plupart des cas, à des reliques de roches à minéraux parentaux bien conservés, souvent envahis par les oxydes de fer (figure 24 a et b)

L'assemblage est aggloméroplasmique de la base vers le sommet de cet horizon, avec un développement croissant des vides.

L'organisation du plasma argilo-ferrugineux jaune se modifie également : omnisépique à la base et masépique à bimasépique vers le sommet. Ce plasma jaune est essentiellement constitué de kaolinite et oxydes de fer et de très fines lamelles micacées. Les teneurs en fer de la kaolinite après déferri-fication du plasma ferro-kaolinique sont environ de 1,37%

A la base de l'allotérite des profils S1 et S2, le plasma argilo-ferrugineux jaune est nettement plus riche en fer (jusqu'à 15% Fe_2O_3) du fait de l'abondance de la goéthite, elle-même consécutive à une probable concentration initiale des minéraux primaires riches en fer (biotite, pyrite).

Des domaines gris-blanc de taille inférieure au millimètre, constitués de gibbsite sont disséminés dans le plasma jaune. Quelques rares kaolinites en accordéon (350 μm de diamètre) sont dispersées dans ce plasma.

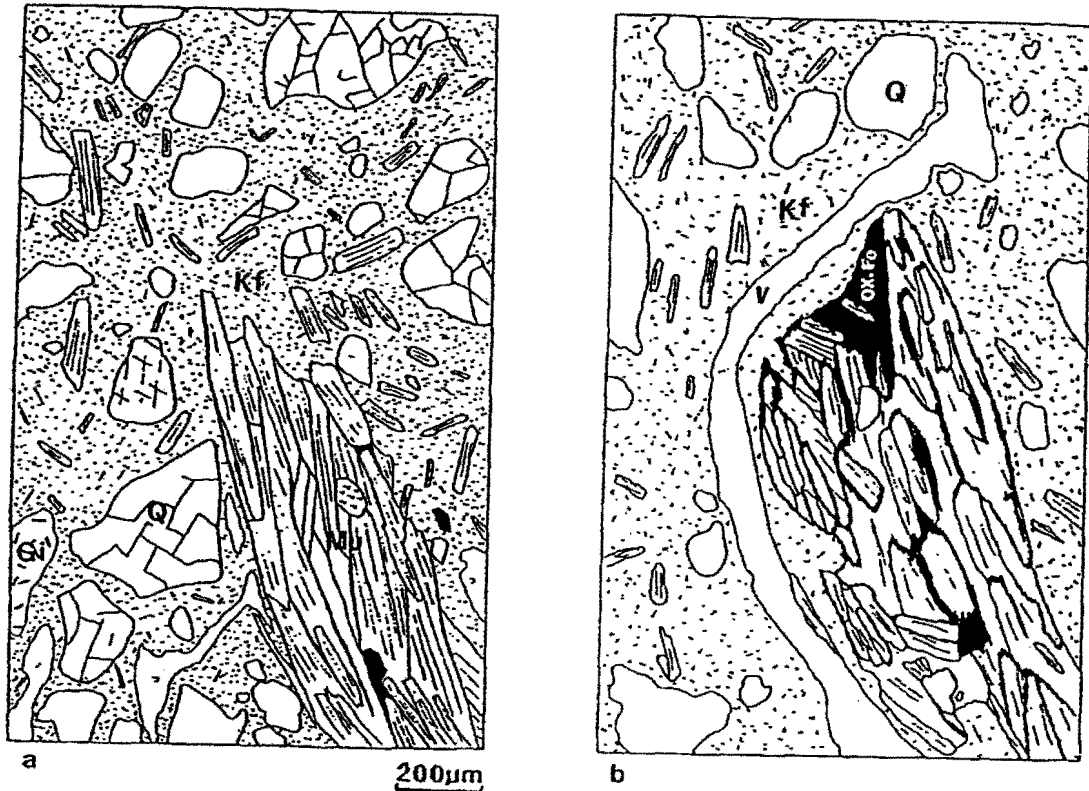
Vers le sommet de l'allotérite, quelques domaines de plasma brun-jaune à goéthite sont individualisés en amas à bords diffus dans le plasma argilo-ferrugineux ou à partir des domaines gibbsitiques, ou plus rarement dans les domaines à grandes kaolinites en accordéon. Un autre type de plasma hématitique, imprègne préférentiellement des reliques de minéraux parentaux et des fragments de roche.

Le squelette est constitué de quartz, de muscovite, de disthène, de staurotide et de tourmaline. Ces minéraux ne présentent plus les mêmes caractéristiques que dans l'ensemble isaltérite; leur transformation se poursuit vers le sommet de l'allotérite :

- Les lamelles de biotite sont de plus en plus rares à la base de l'allotérite, elles sont complètement transformées en kaolinite et en hydroxydes de fer (goéthite) vers le sommet.

- Les muscovites se fractionnent et deviennent de plus en plus fines vers le sommet de l'allotérite. La plupart de ces muscovites perdent leurs teintes de polarisation ; les bordures sont souvent soulignées par un liseré jaune-pâle à composition proche de celle de la kaolinite.

Les kaolinites d'altération des micas s'imprègnent progressivement d'hydroxydes de fer et prennent la coloration jaune et la composition chimique du plasma argilo-ferrugineux, avec quelques teneurs en potassium de 2 % à 3 % dues à la présence de petites paillettes de muscovite (tableau XXVII, annexe).



Mu : muscovite ; Gi : gibbsite ; Kf : kaolinite ferrifère ; V : vide

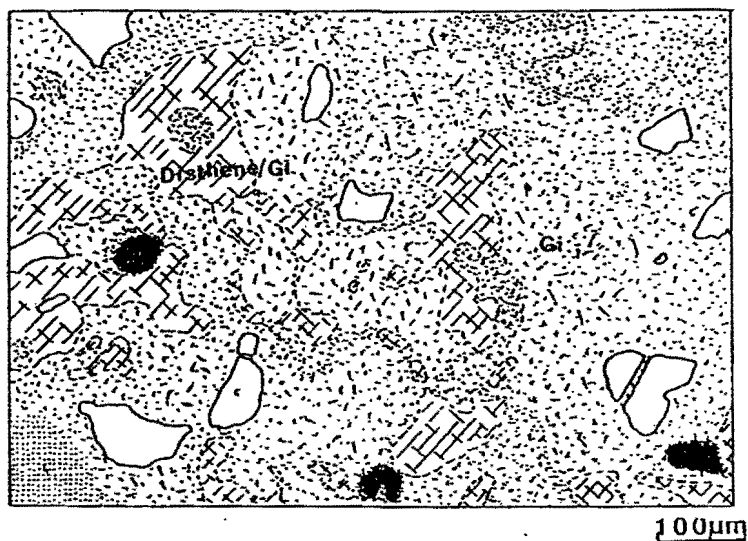
Figure 24 a - b. Organisation microscopique des phases dans l'allotérite S1.

- Le disthène, la staurotide et la tourmaline restés intacts dans l'isaltérite, présentent des transformations importantes dans la roche altérée à structure modifiée.

L'altération du disthène se développe à partir des clivages ; dans ces zones, le disthène a des teintes brunâtre en lumière naturelle et les fissures sont souvent envahies par les oxydes de fer. D'autres cristaux à contours très découpés montrent une dissolution congruente en bordure. Bien que le disthène soit un minéral très résistant à l'altération météorique, nous avons observé dans l'allotérite des transformations du disthène en produits isotropes, silico-alumineux (tableau XXI, annexe) limpides en lumière naturelle, et des pseudomorphoses massives du disthène en gibbsite (figure 25). L'évolution de la sillimanite se limite à la formation d'un plasma gris faiblement anisotrope, à composition de kaolinite.

L'altération du disthène en gibbsite et celle de la sillimanite en kaolinite sont récapitulées dans la figure 26.

L'altération de la staurotide débute par des fissures transminérales, dans lesquelles cristallisent de la kaolinite et de la goéthite. Au centre de ces fissures on observe quelques fois un plasma de transfert jaune,ferro-kaolinique analogue au plasma argilo-ferrugineux qui constitue l'essentiel de l'horizon. Vers le sommet de l'allotérite, la staurotide s'altère directement en gibbsite et en goéthite (tableaux XXII et XXIV, annexe). Le suivi de l'évolution des tourmalines est rendu difficile par la rareté des cristaux en voie d'altération ; néanmoins, certains cristaux sont microfissurés, fragmentés perpendiculairement à l'allongement du minéral ; d'autres s'altèrent en un plasma gibbsitique et en goéthite (tableaux XXII et XXIV, annexe).



Di : disthène ; Gi : gibbsite ; Kf : kaolinite ferrifère ; Q : quartz

Figure 25 . Organisation microscopique des phases dans l'allotérite S2 : altération du disthène en gibbsite.

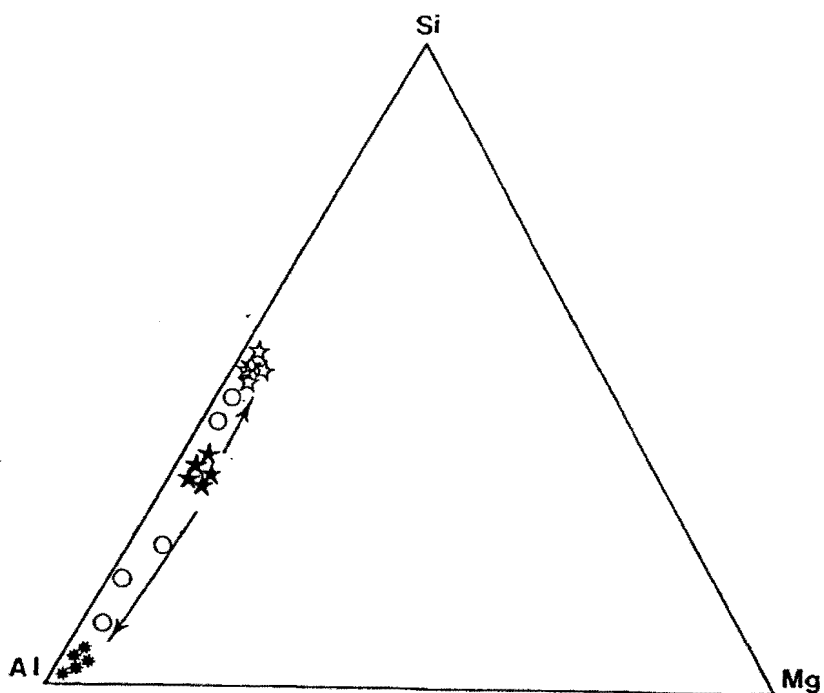


Figure 26. Représentation chémi-graphique de l'altération du disthène (✱), en produits silico-alumineux (○), en gibbsite (*), de la sillimanite (✱), en kaolinite (✱), dans le système Si - Al - Mg.

Les variations des compositions chimiques de la staurotide, de la tourmaline et de leurs produits d'altération sont représentées dans les figures 27 a et b.

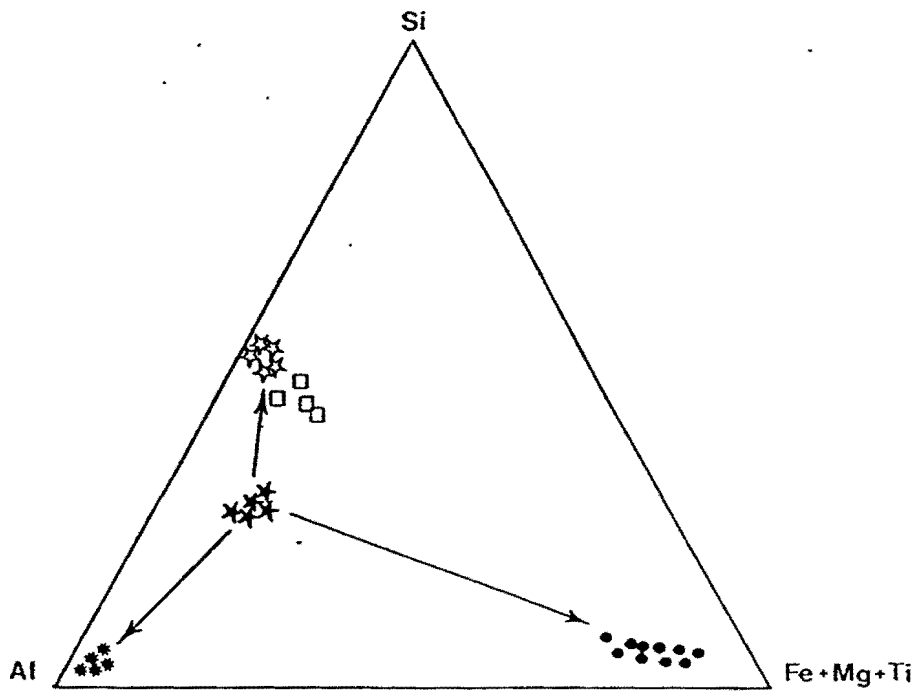


Figure 27 a - Représentation chémiographique de l'altération de la staurotide (☆), en kaolinite (☆), en gibbsite (*), et en goéthite (•) + plasma de transfert (□) dans le système Si - Al - Fe + Mg + Ti.

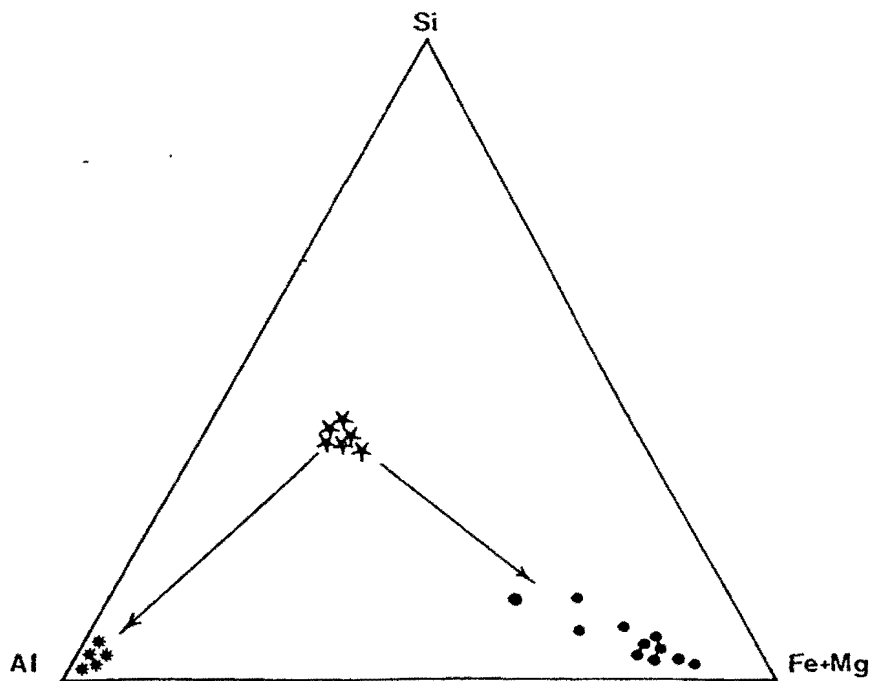


Figure 27 b - Représentation chémiographique de l'altération de la tourmaline (☆), en gibbsite (*), et en goéthite (•) dans le système Si - Al - Fe + Mg.

Les données bibliographiques sur l'altération des silicates de métamorphisme et de la tourmaline sont rares. Ces minéraux sont considérés comme étant très résistants à l'altération supergène, et par conséquent très abondants dans les alluvions. KAMGANG (1987) observe une altération très limitée du disthène en kaolinite dans les fissures intraminérales.

Le diagramme de la figure 28 représente les droites d'équilibre pour le disthène (en trait plein), la sillimanite (en tiret), la gibbsite et la kaolinite, établies à partir des données thermodynamiques (valeurs des constantes d'équilibre à 25° C de ces minéraux d'après FRITZ 1981). Il apparaît que :

.Le point triple disthène-gibbsite-solution, situé dans la zone à forte concentration de la silice en solution est incompatible avec la dissolution du quartz et la genèse de la kaolinite, il n'y a donc pas d'équilibre entre disthène-gibbsite. De même, le point triple sillimanite-kaolinite-solution, dans une zone à très faible concentration de la silice en solution est incompatible avec la formation de la gibbsite, il n'y a pas non plus d'équilibre sillimanite-kaolinite.

Le domaine probable des solutions se situe vers l'intersection gibbsite-kaolinite-quartz, loin de l'équilibre silicates de métamorphisme-solution. On a donc dissolution du disthène ou de la sillimanite, puis précipitation de la gibbsite ou de la kaolinite (hors d'équilibre de ces phases minérales).

Dans les conditions actuelles des zones équatoriales, où l'évolution générale des profils d'altération tend vers le pôle kaolinique, l'altération du disthène (de la muscovite, de la staurotite et de la tourmaline) en gibbsite dans l'allotérite kaolinique des profils sur gneiss implique la présence des microsystèmes favorisant ces transformations. Par contre la grande stabilité du disthène (et des silicates de métamorphisme) dans les conditions de surface, dépendrait de la structure du minéral, du milieu dans lequel il se trouve et surtout de la cinétique très lente des réactions de dissolution de ces minéraux.

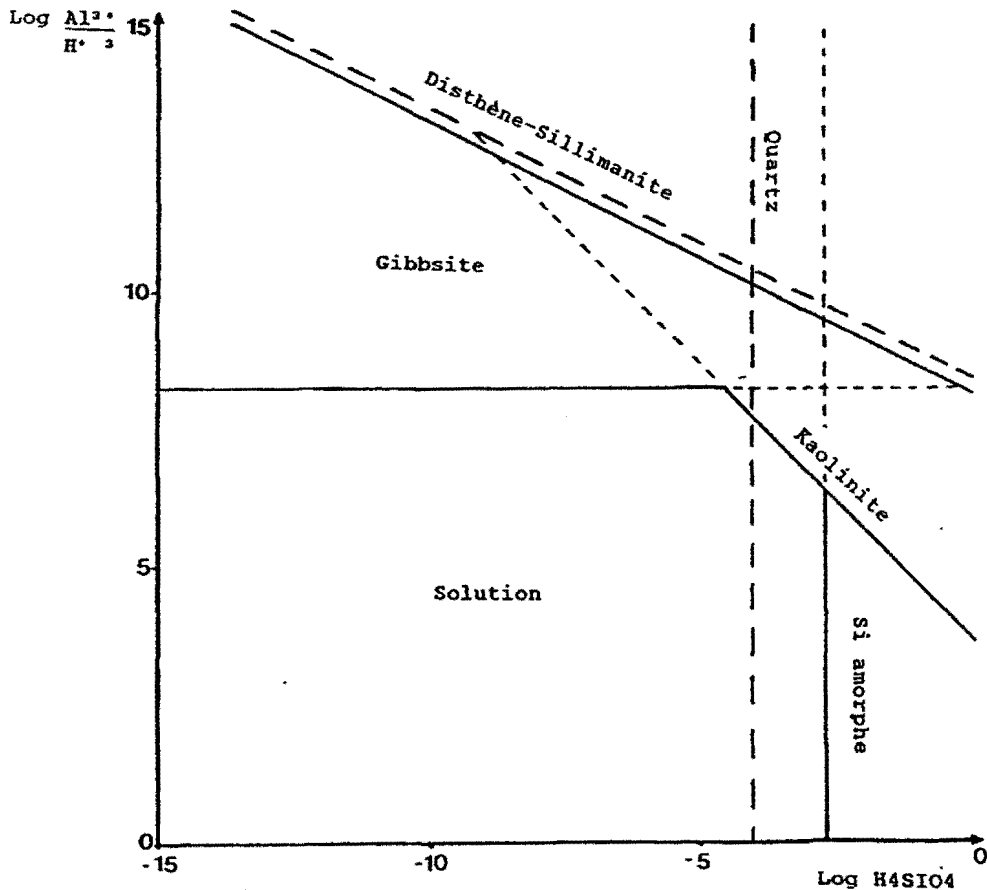


Figure 28. Représentation graphique des droites d'équilibre entre phases minérales-solution dans le système $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$ à 25°.

Quoique dans les gneiss d'Ovala les transformations des minéraux de métamorphisme soient nettement plus poussées, elles ne concernent qu'une partie de ces minéraux.

Une partie des cristaux de quartz fracturés dans l'horizon sous-jacent se dissocie dans l'allotérite. Les figures de corrosion sont très fréquentes en bordure de ces cristaux. La dislocation des cristaux de quartz semble entraîner l'effondrement de la structure de la roche.

En conclusion l'allotérite des profils sur gneiss est caractérisée par une surimposition de deux processus d'altération : l'altération des minéraux parentaux commencée dans l'isaltérite, est accentuée avec le développement intense d'un plasma jaune à kaolinite ferrifère et à goéthite ; des ferruginisations localisées interviennent dans ce plasma sous forme de nodules ferrugineux.

L'altération des minéraux parentaux se manifeste dans l'allotérite par fractionnement, dissolution et pseudomorphose. Ces transformations semblent antérieures ou concomitantes à la formation du plasma argilo-ferrugineux jaune. Le développement intense de ce plasma argilo-ferrugineux jaune dans l'allotérite s'accompagne d'une modification importante de la structure de la roche, d'une dissolution partielle de la gibbsite à la base de l'allotérite et d'une individualisation de quelques domaines goéthitiques au sein du plasma argilo-ferrugineux.

Un autre type de concentration de fer se manifeste par précipitation d'hématite dans des reliques de roche et de minéraux parentaux vers le sommet de l'allotérite. L'hématitisation des reliques de roche et la goéthitisation du plasma ne sont pas simultanées ; la formation de l'hématite semble antérieure à celle de la goéthite, cette dernière recoupant le plus souvent le plasma hématitique.

d) Evolution des minéraux dans l'ensemble à nodules ferrugineux, à fragments de roche et à cailloux de quartz.

L'ensemble à nodules ferrugineux, à fragments de roche et à cailloux de quartz comprend un fond matriciel argilo-sableux composé du plasma argilo-ferrugineux jaune et des reliques de minéraux du squelette (quartz, muscovite, disthène, staurotide tourmaline). Ce fond matriciel emballé des cailloux et graviers de quartz et des nodules ferrugineux.

d1) Le fond matriciel

Le plasma argilo-ferrugineux jaune à kaolinite ferrifère (substituée à 1,62 % environ de fer) et à goéthite présente des orientations dans une ou deux directions, la texture est masépique à bimasépique au sens de BREWER ; il s'organise parfois autour des minéraux de grande taille ou autour des nodules. Un deuxième type de plasma gris-blanc à gibbsite, se présente en îlots de diamètre inférieur ou égal au millimètre, dispersés dans le plasma jaune.

Les minéraux du squelette sont essentiellement le quartz, la muscovite, le disthène, la staurotide et la tourmaline.

Le quartz présente toujours des bordures corrodées, les cristaux sont xénomorphes et anguleux. Les paillettes de muscovite ont les mêmes caractéristiques que celles du sommet de l'allotérite, elles se fractionnent et s'altèrent soit en kaolinite qui est envahie progressivement par les oxydes ou hydroxydes de fer, soit en gibbsite. Les cristaux de tourmaline et de staurotide sont peu nombreux et de petite taille. Seul le disthène présente encore de grands cristaux millimétriques de teinte anormale ; ils sont souvent imprégnés d'oxyde de fer sous forme d'hématite.

d2) Les différents types de nodules

Différents nodules ont été définis macroscopiquement : fragments et nodules ferruginisés lithorelictuels, de taille généralement inférieure à 10 cm en plaquettes ; nodules relictuels très ferrugineux, de taille centimétrique à décimétrique ; nodules pseudopisolitiques de taille inférieure à 5 cm et agrégats centimétriques blanchâtres à orangés de forme irrégulière.

Les fragments et nodules lithorelictuels

Les fragments et nodules lithorelictuels sont constitués de quartz, de muscovite, de disthène, de quelques domaines à kaolinite conservant la forme d'anciens micas, et d'un plasma brun-noir à hématite qui envahit les espaces entre les reliques de minéraux peu altérés. La texture du plasma ferrugineux est finement litée.

A la base de l'allotérite, les fragments lithorelictuels sont constitués essentiellement de quartz, de muscovite, de disthène et de très peu de plasma hématitique. Vers le sommet de cet ensemble, les fragments lithorelictuels sont cimentés par un plasma hématitique qui envahit progressivement tous les espaces entre les reliques des minéraux peu altérés. Une partie de la muscovite est transformée en kaolinite, et quelques domaines brun-jaune à goéthite s'individualisent au sein de l'hématite en bordure des vides ; la structure de la roche est parfaitement conservée (figure 29 A). Ces îlots de roche ferruginisée semblent correspondre aux passées les plus riches en muscovite et disthène. Dans l'ensemble à nodules, les fragments ou nodules lithorelictuels persistent ; toutefois, le plasma ferrugineux à hématite devient plus compact, et la structure de la roche n'est reconnaissable qu'en quelques endroits.

Les micro-analyses chimiques ponctuelles des plages hématitiques (tableau XXVIII, annexe) montrent des compositions variables. Les teneurs en SiO_2 et en Al_2O_3 sont très comparables et varient de façon inversement proportionnelle à celles du fer ; ceci est dû à la présence de la kaolinite dans le plasma hématitique. Le taux de substitution de moles d' Al_2O_3 dans l'hématite, calculé à partir de la diffraction des rayons X est très faible, il est toujours inférieur à 4%.

Les nodules relictuels

Les nodules relictuels sont essentiellement constitués de plasma rouge à opaque d'hématite (figure 29 B), compacte ou vacuolaire ; ce plasma s'organise parfois en micronodules à bords diffus, ou en glébules (BREWER 1964) anastomosés. La diffraction des rayons X et les analyses à la microsonde électronique (tableau XXIX, annexe) indiquent toujours la présence de la kaolinite dans le plasma hématitique, mais en plus faible proportion par rapport aux nodules lithorelictuels. Les taux de substitution varient entre 1% à 5% moles de Al_2O_3 dans l'hématite.

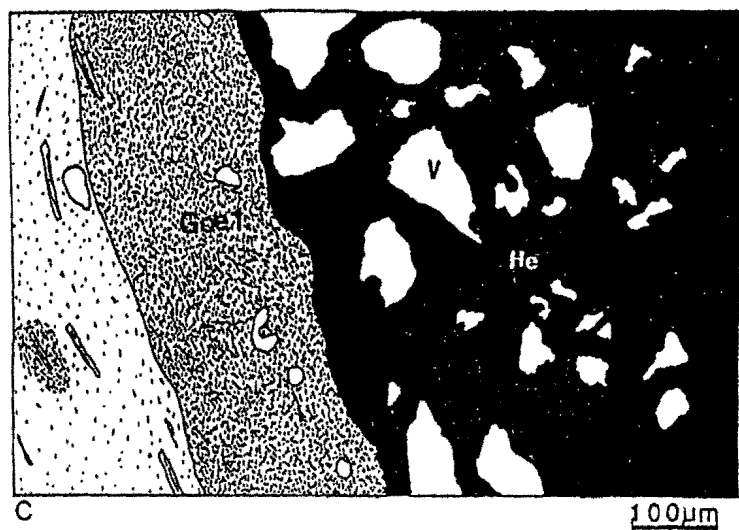
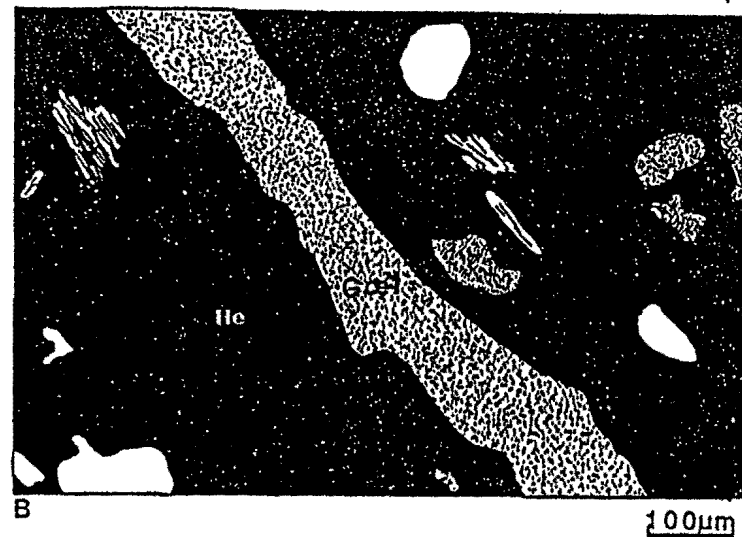
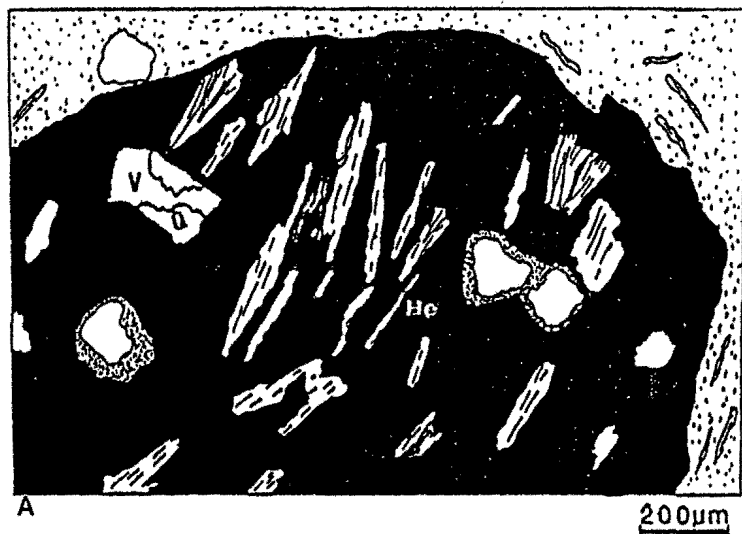
Des domaines de quelques centaines de microns, à plasma jaune-orangé de goéthite s'individualisent au sein du plasma hématitique. Les microanalyses de ces domaines goéthitiques donnent des taux de substitution en AlOOH de 2% à 7%. Un autre type de goéthite bien cristallisée et peu alumineuse (tableau XXX, annexe) substituée de 0% à 3% moles de AlOOH se distingue en plus petits domaines (200 μm en moyenne) tant au sein du plasma hématitique que du plasma goéthitique du premier type. (figure 29 B et C).

On y observe aussi quelques rares minéraux primaires (muscovite et disthène). Le quartz est dans la plupart des cas partiellement dissout.

Les nodules pseudopisolitiques

Les nodules ferrugineux de plus petite taille, subarrondis, compacts, avec ou sans cortex, appelés nodules pseudopisolitiques sont composés d'hématite et de goéthite plus ou moins alumineuses.

Ces nodules contiennent très peu de minéraux primaires (essentiellement le quartz). A la périphérie de certaines nodules apparaît un cortex brun-jaune à jaune-orangé de goéthite (figure 29 D). Les microanalyses chimiques réalisées sur des transects du coeur vers la périphérie des nodules à cortex (tableau XXXI a et b, annexe) montrent une augmentation des teneurs en Al_2O_3 du coeur à plasma hématitique vers la bordure à cortex goéthitique, alors que les teneurs en SiO_2 restent faibles. Les taux de substitution Al_2O_3 dans le coeur hématitique varient entre 2% et 6% et dans le cortex goéthitique entre 3% et 8% moles AlOOH .



He : hématite ; Goe1 : goethite de pseudomorphose ; Goe2 : goethite de précipitation ou de réarrangement bien cristallisée ; MI : micas

Figure 29. Organisation microscopique des différents types de nodules : lithorelictuel (A), relictuel (B), pseudosolitique (C) et (D).

. Les agrégats blanchâtres à orangés

Les agrégats blanchâtres et orangés à gibbsite, kaolinite, quartz et parfois goethite ont été trouvés dans les ensembles à nodules et argilo-sableux de surface des profils S3, S4 (dont les ensembles altéritiques sont relativement riche en gibbsite) et S5, vers le bas de pente. Ces agrégats de gibbsite sont au moins en partie résiduels.

Dans ces agrégats on observe la juxtaposition de domaines gris-blancs à gibbsite, parfois à kaolinite et à quart. Un plasma goethitique imprègne souvent ces domaines alumineux.

La goethite, de couleur jaune-orangé, pseudomorphose progressivement la gibbsite et peut l'envahir complètement. Les micro-analyses chimiques (tableau XXXII, annexe) montrent des teneurs élevées en Al_2O_3 (autour de 20%) dans les domaines goethitiques. La diffraction des rayons X confirme que ces goéthites sont très alumineuses et peuvent contenir jusqu'à 27 % mole $AlOOH$.

d3) Conclusion

L'ensemble à nodules ferrugineux et à cailloux de quartz est le siège d'une nodulation à partir de la ferruginisation des fragments et nodules lithorelictuels par concentration centripète du fer et dissolution simultanée des minéraux silico-alumineux. Les produits de cette ferruginisation sont des nodules ferrugineux relictuels et pseudopisolitiques, riches en plasma hématitique, et un plasma brun-jaune à kaolinite et goethite qui constitue l'essentiel du fond matriciel.

Le fond matriciel et les nodules ferrugineux sont en discontinuité structurale avec l'horizon sous-jacent. Les structures plasmiques, masépiques au sommet de l'allotérite deviennent bimasépiques et squelsépiques dans l'ensemble nodulaire, suite aux contraintes exercées par le collapse du profil sur un matériau hétérogène constitué de nodules, de minéraux résiduels et du plasma ferro-kaolinique. Cependant, on retrouve les mêmes minéraux résiduels dans les deux horizons.

Le faible pourcentage des nodules dans les profils étudiés ne nous a pas permis de suivre en détail leur évolution ; toutefois, il a été défini quatre types de nodules, les nodules lithorelictuels, les nodules relictuels, les nodules pseudopisolitiques, et les agrégats à gibbsite.

Les nodules lithorelictuels, sont en continuité texturale, structurale et minéralogique avec l'altérite. Ils se forment par imprégnation progressive des fragments de roches et reliques des minéraux parentaux par de l'hématite. Ces fragments s'indurent et perdent progressivement la structure de la roche-mère par concentration centripète de l'hématite et dissolution des minéraux silico-alumineux. Cette hématite est très peu alumineuse ($< 4\%$ moles Al_2O_3).

Les nodules relictuels, à plasma d'hématite substitué entre 1 et 5% moles de Al_2O_3 , sont en discontinuité avec l'altérite dans laquelle il y a très peu de domaines ferrugineux plasmiques. Au sein du plasma hématitique, il se forme deux types de goethite; une goethite de pseudomorphose également riche en alumine (2 à 7% moles $AlOOH$), et une goethite bien cristallisée et peu alumineuse (0% à 3 % moles $AlOOH$).

Malgré la discontinuité structurale observée à l'échelle du profil, il existe une filiation minéralogique entre les nodules lithorelictuels et les nodules relictuels. Cette filiation est marquée par la présence du plasma hématitique de plus en plus substitué en Al_2O_3 des nodules lithorelictuels aux nodules pseudopisolitiques et contenant de la kaolinite en proportions variables. Les nodules relictuels semblent résulter des lithorelictuels par dissolution des minéraux silico-alumineux et accumulation du plasma hématitique. Toutefois, aucune preuve ne permet de dire que cette filiation est directe et strictement verticale. Les nodules observés peuvent résulter d'un très long processus qui a pu comporter des phases d'induration hématitique portant sur des volumes d'isaltérites assez grands et des phases de transformation en plasma hématitique plus substitué et en goéthites diverses sur de tels volumes.

Les micro-analyses des plasmas ferrugineux des différents types de nodules sont visualisées sur la figure 30.

Les nodules de plus petite taille, ou "pseudopisolites" proviendraient à leur tour de la dégradation des nodules relictuels et des nodules lithorelictuels. Il se forme souvent un cortex goethitique autour du plasma hématique dont le taux de substitution en Al_2O_3 est proche de celui des nodules relictuels. Le plasma goethitique du cortex est également alumineux (3% à 8% moles $AlOOH$).

Les agrégats blanchâtres à gibbsite des horizons de surface des profils S3, S4 sont probablement au moins en partie résiduels. Ces agrégats peuvent être remplacés ultérieurement par une goéthite de transfert, dont les taux de substitution en $AlOOH$ peuvent être élevés (27%).

Les transformations des fragments et nodules lithorelictuels aux nodules relictuels, et aux nodules pseudopisolitiques alimentent le fond matriciel intermodulaire en Fe, Si et Al. Ces éléments sont susceptibles de migrer vers la base des profils, ou de recristalliser en une phase ferro-kaolinique qui constitue l'essentiel du fond matriciel. La dégradation des nodules avec formation d'un cortex de goéthite autour des nodules hématitiques a été décrite par NAHON (1976), MULLER J.P. (1977), MULLER D. *et al.* (1981), BOULANGE (1984), FRITSCH (1984) TARDY and NAHON (1985) et YONGUE-FOUATEU (1986).

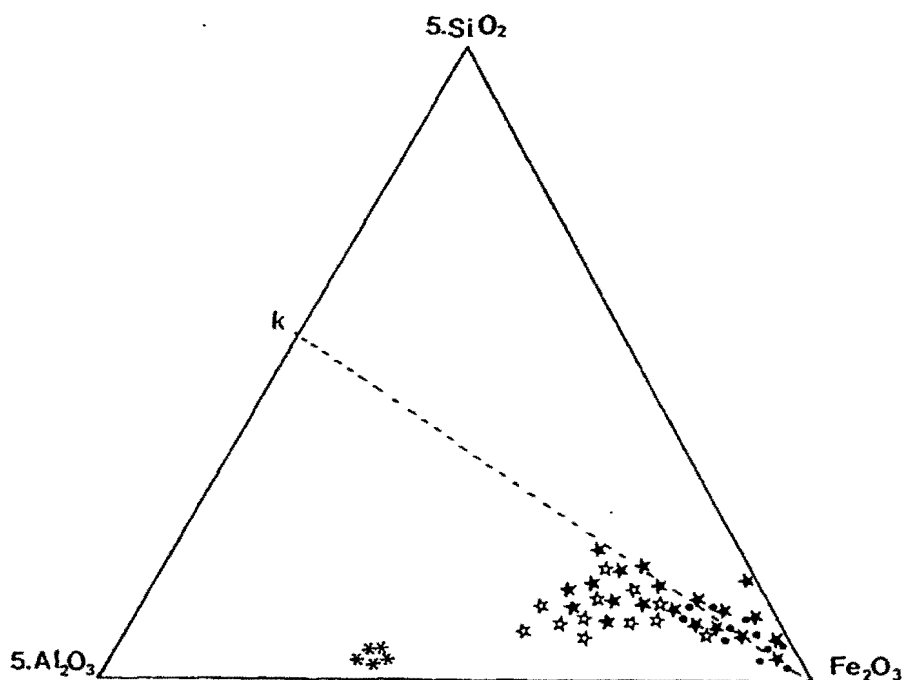


Figure 30. Représentation graphique des micro-analyses des domaines à hématite (\times), à goéthite issue de l'altération de l'hématite (\star), à goéthite bien cristallisée (\bullet) des différents nodules ferrugineux ; de la goéthite de pseudomorphose (\ast) des agrégats à gibbsite dans le système $SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3$.

e) Evolution des minéraux et du plasma dans l'ensemble supérieur.

L'ensemble supérieur est composé d'un fond matriciel à plasma argilo-ferrugineux kaolinique et à reliques de minéraux parentaux qui constituent le squelette.

L'assemblage est porphyrosquelique. Le plasma s'organise en microagrégats subsphériques de 400 μm de diamètre en moyenne délimités par des vides tubulaires ; ces microagrégats forment une texture "agglutinique" au sens de BUOL et ESWARAN (1978) in NAHON (1986). Ils se disposent aussi autour des minéraux du squelette, ou selon deux directions souvent perpendiculaires (orientations bimasépiques et lattisépiques au sens de BREWER (1964) (figure 31). Les microanalyses montrent que ce plasma a une composition de kaolinite associée à du fer et à un peu de potassium. Les teneurs en fer de la kaolinite après déferrification sont de l'ordre de 2%. De rares îlots de gibbsite sont disséminés dans le plasma argilo-ferrugineux jaune.

Le squelette est constitué de minéraux primaires et de nodules ferrugineux plurimillimétriques à plasma goethitique. La muscovite et le quartz sont les minéraux résiduels les plus fréquents dans l'ensemble supérieur.

Le quartz est anguleux, corrodé en bordure et souvent microfracturé. La muscovite se présente en baguettes allongées ou en aiguilles ; certaines paillettes de muscovite sont bien conservées, d'autres apparaissent kaolinisées. Le disthène, la staurotide, la tourmaline sont peu abondants ; le disthène est le plus souvent xénomorphe, à biréfringence faible et à clivage fruste. La staurotide est également xénomorphe, elle renferme quelquefois des inclusions de quartz. La tourmaline se présente en petits cristaux trapus, fragmentés ; le pléochroïsme, très faible, varie du jaune ocre au vert-pâle. Le rutile est de plus en plus abondant.



Q : quartz ; Mu : muscovite ; Kf : kaolinite ferrifère ; V : vide

Figure 31. Organisation microscopique des phases dans l'ensemble supérieur argilo-sableux du profil S1.

L'ensemble supérieur argilo-sableux est en continuité minéralogique avec l'ensemble à nodules et l'altérite sous-jacents. Le plasma, et les minéraux du squelette sont identiques dans ces ensembles ; cependant, dans l'ensemble supérieur, les nodules ferrugineux disparaissent progressivement de la base vers le sommet, et sont essentiellement à plasma goethitique ; le plasma ferro-kaolinique du fond matriciel s'organise en microagrégats subsphériques. Cette évolution s'accompagne d'un développement important de la porosité.

En résumé, l'ensemble supérieur argilo-sableux correspond à l'une des dernières étapes (la plus évoluée) des processus d'altération en zone équatoriale humide. Il est essentiellement constitué d'un plasma ferro-kaolinique et de quartz, et résulte d'une part de l'altération des minéraux résiduels, primaires ou secondaires issus de l'altérite et d'autre part de la dégradation des nodules hématitiques en nodules goethitiques.

f) Cristallinité des kaolinites

f1) Méthodes

Parmi les nombreux tests utilisés par différents auteurs sur l'étude de la cristallinité des kaolinites, nous avons retenu la diffraction des rayons X pour mesurer l'épaisseur des domaines cohérents par l'utilisation de la formule de Scherrer (GUINIER, 1956) :

$$\delta(2\theta) = \frac{\lambda}{L \cos \theta}$$

- $\delta(2\theta)$ représente la largeur à mi-hauteur exprimé en radian
 θ : l'angle de reflexion
 L : l'épaisseur moyenne du domaine cohérent (en Å)
 λ : la longueur d'onde de l'anticathode

La cristallinité des kaolinites étudiés a été estimée en mesurant la taille des cristallites élémentaires sur la raie 001 suivant l'axe c et la raie 060 suivant l'axe b. (THIRY, 1982).

Ces mesures des domaines cohérents sont complétées par l'étude des spectres de résonance paramagnétique électronique (RPE). Cette méthode permet de déterminer la présence de Fe^{3+} dans le réseau de la kaolinite, qui se traduit sur les spectres d'enregistrement par une résonance à $g = 9$, un groupe à $g = 4,3$ et un doublet à $g = 2$.

La résonance à $g = 9$ est attribuée à du fer en position tétraédrique ou octaédrique (KOMUSINSKI *et al.*, 1981).

Le groupe de résonance à $g = 4,3$ est caractérisé par un signal interne (I) lié à des substitutions de Fe^{3+} en position octaédrique dans des zones de mauvaise cristallinité et un signal externe (E) lié à la présence de Fe^{3+} également en position octaédrique mais au cœur de la maille de la kaolinite sans relation directe avec sa cristallinité (MESDTRAGH *et al.* 1982 ; AMBROSI 1984 ; AMBROSI *et al.* 1986).

Le groupe à $g = 2,01$ est attribué à la présence des impuretés micacées (MEADS et MALDEN, 1975), ou à celle des oxydes et hydroxydes de fer.

f2) Résultats

Le calcul des domaines cohérents suivant les axes b et c fait apparaître trois groupes de kaolinites :

- les cristallites de grande taille (les mieux cristallisés) sont localisés à la base des profils sur sondage et dans les nodules lithorelictuels ; leurs tailles varient entre 290 Å et 370 Å sur l'axe c et entre 400 Å et 550 Å sur l'axe b ;

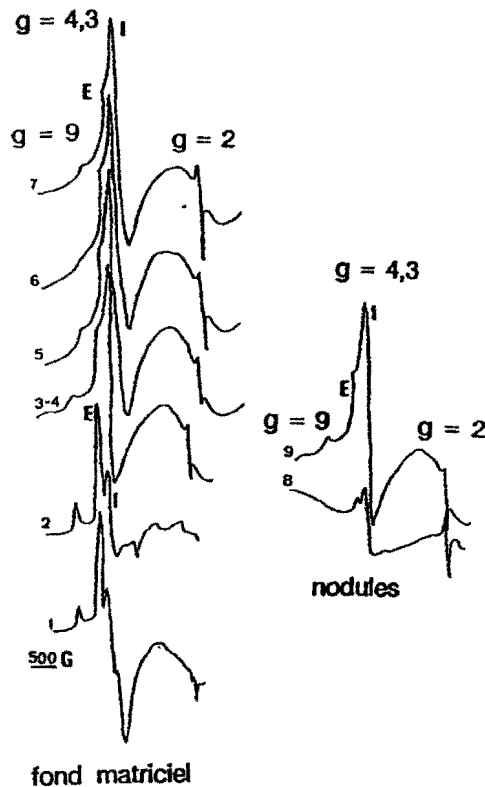
- les cristallites de taille intermédiaire (260 à 300 Å sur c et 350 à 420 Å sur b) sont situés au sommet de l'isaltérite et dans les nodules relictuels ;

- enfin les cristallites de petite taille (180 à 220 Å sur c et 290 à 340 Å sur b), sont répartis dans le plasma jaune de la base de l'allotérite jusqu'au sommet des profils, ainsi que dans les nodules pseudopisolitiques essentiellement goéthitique.

- Les spectres RPE (figure 32) obtenus sur les poudres déferriées des kaolinites issues de la base (à 28 m de profondeur) et du sommet (à 10 m de profondeur) de l'isaltérite du profil S.17 présentent le signal externe (E) plus développé que le signal interne (I), ceci caractérise les kaolinites peu ferrifères ; ce sont des kaolinites de première génération issues de l'altération des minéraux primaires.

- En revanche, les spectres RPE des kaolinites du sommet de l'isaltérite (à 4 m de profondeur) jusqu'au sommet du profil S4 et au sommet de l'isaltérite S2 (à 5 m de profondeur) sont semblables, ils indiquent la présence du fer dans le réseau de la kaolinite. Le signal (I) est très développé par rapport au signal (E), les résonances $g = 9$ et $g = 2,01$ sont omniprésents sur tous les spectres ; ce sont des kaolinites de deuxième génération.

- Les spectres des kaolinites issues des nodules ferrugineux lithorelictuels et relictuels à hématite montrent un stade intermédiaire entre les kaolinites peu ferrifères isaltéritiques et des kaolinites ferrifères allotéritiques ; le signal (I) est légèrement plus intense que le signal (E) ; par contre les spectres des kaolinites issues des nodules pseudopisolitiques à goéthite sont identiques à ceux des kaolinites ferrifères du fond matriciel de l'allotérite et des ensembles de surface.



Fond matriciel : base (1) et sommet (2) de l'isaltérite S17 ; (3) et (4) : isaltérite S2 et S4 ; (5) : allotérite S4 (6) : ensemble à nodules ; (7) : ensemble de surface S4.

Nodules : nodules lithorelictuels et relictuels à hématite (8) ; nodules pseudopisolitiques à goéthite (9).

Figure 32 - Spectre de résonance paramagnétique des kaolinites issues des différents horizons d'altération des profils S2 et S4.

Les spectres RPE sur les kaolinites ont été réalisés grâce à la collaboration de AMBROSI J.P., chargé de recherche au CNRS à l'université de Poitiers.

En résumé, les variations de la cristallinité de kaolinites des profils étudiés font apparaître deux groupes distincts de matériaux :

- les matériaux à texture conservée, hérités des roches mères : isaltérite (et nodules lithorelictuels) qui renferme les kaolinites de grande taille et peu ferrifères ;

- les matériaux à texture non conservée, constitués d'un plasma jaune de kaolinite ferrifère, de petite taille, observés de la base de l'allotérite jusqu'au sommet des profils et dans les nodules pseudopisolithiques à goéthite. Ceux-ci semblent se développer postérieurement aux matériaux à texture conservée. L'homogénéité des spectres de ces kaolinites suggère que celles-ci ont subi, à un moment donné, au cours de leur évolution, une influence des mêmes conditions physico-chimiques qui sont probablement des conditions actuelles. Le front de progression de ces kaolinites ferrifères, mal cristallisées est transgressif sur le front structural allotérite-isaltérite.

La présence des kaolinites de cristallinité moyenne au sommet de l'isaltérite et dans les nodules lithorelictuels et relictuels à hématite marquerait une transition entre les matériaux à texture conservée et les matériaux pédoturbés. La goéthitisation des nodules hématitiques entrainerait la cristallisation des kaolinites ferrifères ; ou bien ces nodules goéthitiques (au moins en partie) sont de type argilomorphe.

g) Conclusion

L'étude pétrologique des profils d'altération implantés sur gneiss a permis de mettre en évidence :

- Une évolution des minéraux parentaux à partir de l'isaltérite, caractérisée par la formation de plasmas d'altération c'est l'altéroplasmatation (BOULANGE 1984).

- Un transfert de matière à partir des horizons supérieurs qui s'accumulent plus bas (ou en aval) jusqu'à l'allotérite; cette accumulation s'accompagne d'une modification de la structure de la roche.

L'altéroplasmatation suit des voies diverses :

- . Les plagioclases se transforment en produits intermédiaires silico-alumineux et en gibbsite, ils disparaissent très tôt à la base de l'altérite ;

- . L'altération des biotites commence par l'exudation du fer qui précipite sous forme de goéthite; les biotites se transforment successivement en interstratifiés biotite-vermiculite et en kaolinite ;

- . La pyrite s'altère rapidement en hématite et goéthite.

- . Une partie des muscovites se transforment en kaolinite dès la base de l'isaltérite, et en kaolinite ou en gibbsite de la base de l'allotérite vers l'ensemble supérieur ; d'autres lamelles se fractionnent, et se maintiennent jusqu'au sommet du profil ;

- . Les silicates de métamorphisme et la tourmaline se maintiennent également jusqu'à la surface ; une partie de ces minéraux s'altère en gibbsite et en oxydes de fer (staurotite et tourmaline), en kaolinite (sillimanite), en kaolinite et en goéthite (staurotite) ou en phase intermédiaire à Si-Al et en gibbsite (disthène) ;

- . Le quartz est présent sur tout le profil ; il est souvent microfracturé et présente de nombreuses figures de corrosion ;

Les plasmas de transferts sont constitués de kaolinite de goéthite et de gibbsite. De la base vers le sommet des profils on distingue :

- une accumulation de kaolinite de couleur grise dans les micro-fissures à la base des profils;
- des remplissages de kaolinite ferrifère + gibbsite dans les vides de dissolution et dans les fissures vers le sommet de l'isaltérite ;
- de rares concentrations de goéthite dans le plasma jaune ferro-kaolinique dans l'allotérite.

A partir de l'allotérite les kaolinites ferrifères du plasma jaune, de petite taille, révèle des teneurs en fer croissantes vers les horizons de surface. Cet enrichissement en fer dans le réseau de la kaolinite vers le sommet des profils d'altération a été observé par MULLER *et al.* (1981) au Congo, DIDIER (1983) au Sénégal, AMBROSI (1984), AMBROSI *et al.* (1986) au Burkina-Faso. Les teneurs en fer obtenues dans les kaolinites des profils étudiés sont toujours inférieures à 2 %. JANOT *et al.* (1971, 1973) ; FAYOLLE (1979) ; MULLER *et al.* (1981) trouvent des teneurs maximales en fer de l'ordre de 3% dans les kaolinites naturelles. Le plasma ferro-kaolinique résulte de la dégradation des minéraux résiduels d'une part, et de la dégradation des nodules hématitiques d'autre part. Ces mécanismes de dégradation des nodules ferrugineux ont été maintes fois décrits dans les horizons de surface par MULLER D. *et al.* (1981) ; BOULANGE (1984) ; BOCQUIER *et al.* (1984) ; YONGUE (1986) ; MULLER J.P. (1987).

Dans les profils d'altération sur gneiss acides d'Ovala, comme dans la plupart des profils d'altération en zone équatoriale humide, l'évolution générale, de la base vers le sommet, tend vers le pôle kaolinique. En milieu silico-alumineux, la gibbsite se forme souvent dès les premiers stades d'altération, aux dépens des minéraux primaires, feldspaths essentiellement. Cette gibbsite diminue quantitativement (jusqu'à disparaître) dans l'ensemble kaolinique de surface. La succession gibbsite-kaolinite dans les profils des zones équatoriales humides a été décrite par des nombreux auteurs : HARISSON (1933) en Guyane ; SEGALIN (1965 a et b) ; BONIFAS (1959), DELVIGNE (1965) en Côte-d'Ivoire ; LELONG 1969 en Guyane ; MULLER *et al.* (1981) au Congo ; YONGUE (1984), MULLER (1987) au Cameroun. L'association fréquente gibbsite-kaolinite dans les profils S1 à S4 suggère que les eaux percolant à travers ces profils sont proches de l'équilibre thermodynamique gibbsite-kaolinite. Toutefois, la permanence de l'humidité pendant la saison des pluies (qui peuvent entraîner un engorgement d'eau, temporaire dans les horizons de surface), favorise la formation et la stabilité de la kaolinite ferrifère de petite taille (*fire-clay*) dans ce milieu. La formation de la gibbsite à la base de ces profils par hydrolyse des feldspaths serait due à la pente du versant qui accentue le drainage. La présence de la gibbsite en taches de quelques dizaines à centaines de microns disséminées au sein du plasma jaune à kaolinite de petite taille vers le sommet des profils, sans liaison apparente avec un minéral primaire pourrait dépendre également de l'activité de l'eau. Les solutions aqueuses en équilibre avec la kaolinite étant liée à la micro-porosité du plasma argileux, la création de pores de grande taille au sein de ce plasma entraîne un déplacement de ces solutions qui seront en déséquilibre dans les "macro-pores". La gibbsite peut ainsi se former à partir de ces solutions (BENARD 1960, NASSAU 1981, BOISTELLE 1982, MULLER 1987). La dissolution et l'altération tardives du quartz et des minéraux plus résistants (muscovite), présents sur tout le profil, alimentent les solutions en silice ; au contact de ces solutions, et en présence de la matière organique, la gibbsite est déstabilisée et forme de la kaolinite.

La faible quantité des nodules ferrugineux, décroissante avec l'épaisseur des horizons à nodules de l'amont vers l'aval du versant, l'aspect résiduel des nodules, la faiblesse du concrétionnement actuel (quelques micronodules dans le plasma ferro-argileux, cortex à goéthite sur les pseudopisolites) permettent de considérer que la période actuelle est une période de dégradation des nodules hématitiques. La question se pose de savoir si la période antérieure de ferruginisation (formation des nodules hématitiques) correspondait à un véritable cuirassement, avec une certaine continuité d'horizons ferrugineux indurés ou n'a jamais dépassé le stade de nodulation. Au regard de l'altitude de l'interfluve du secteur étudié (890 m), un des points les plus élevés du secteur Etéké-Ovala, de la faible épaisseur de l'horizon à nodules (quelques dizaines de centimètres) et de la basse teneur en fer de la roche mère, la période de ferruginisation n'a certainement pas atteint le stade de cuirasse véritable, mais probablement un stade d'horizon ferrugineux peu développé et discontinu.

- Le déplacement le long du versant des matériaux des ensembles supérieurs est net pour l'or et implique probablement aussi les matériaux des horizons de surface ; mais l'ampleur de ces déplacements est limitée comme l'indique la succession verticale constante des faciès où dominent les nodules lithorelictuels, associés aux nodules relictuels et pseudopisolitiques.

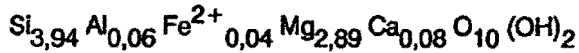
2. Profil sur roche basique

a) Roche mère

La roche mère, de couleur verte, est un talcschiste à chlorite, à amphibole, et à calcite ; la texture est lépidoblastique. Les minéraux accessoires sont le rutile et la pyrite.

. Le talc

Le talc représente environ 40% du volume de la roche, il se trouve en grandes lamelles de 2 à 3 millimètres. La formule structurale, calculée sur la base de 11 oxygènes à partir de la moyenne des microanalyses (tableau XXXIII, annexe) donne la composition suivante :



. L'amphibole

Les cristaux d'amphiboles dont la proportion est de 27% du volume de la roche se présentent souvent en porphyroblastes, et contiennent des inclusions de rutile et de minéraux opaques. C'est une amphibole vert-pâle, faiblement pléochroïque, dont la moyenne des microanalyses chimiques (tableau XXXIV, annexe), donne la composition d'une amphibole calcique de la série trémolite-actinote. La formule structurale calculée sur la base de 23 oxygènes est :



. La chlorite

La chlorite représente environ 27% du volume de la roche, elle est caractérisée par des teintes anormales vertes à vert-sombre en lumière naturelle, et se présente soit en petite paillettes enchevêtrées de taille inférieure au millimètre, soit en grandes lamelles de 3 à 5 millimètres. Cette chlorite est riche en fer, et se développe aux dépens des amphiboles (altération hydrothermale). La formule structurale de la moyennes des micro-analyses chimiques (tableau XXXV, annexe) des chlorites sur la base de 12 oxygènes est la suivante :



. La calcite

La calcite occupe 4% du volume de la roche, et se présente comme un minéral tardif, elle semble également se développer aux dépens des principaux minéraux, et se dispose parfois en couronne autour des minéraux opaques.

. Les minéraux accessoires

Les minéraux accessoires sont constitués de pyrite (1%) et de rutile (0,6%). Ces minéraux sont le plus souvent en inclusions dans les porphyroblastes d'amphibole.

L'association minéralogique du talcschiste, à talc chlorite et amphibole résulterait d'un métamorphisme rétrograde d'anciennes pyroxénites (KASSA-MOMBO, 1984)

b) L'altérite

L'altérite est à structure conservée, de couleur jaune orangé; elle est constituée essentiellement de kaolinite, de goéthite, et de domaines noirs à oxydes de manganèse, dont les micro-analyses chimiques sont récapitulées dans les tableaux XXXVI et XXXVII, annexe). On observe également quelques filonnets de quartz, et de rares paillettes de talc de taille inframillimétrique.

Le plasma jaune-orangé à goéthite et à kaolinite forme des domaines continus très limités; il se dispose généralement en cloisons. Le plasma goéthitique est très alumineux, les taux de substitution en AlOOH varient entre 12% à 18%. Le centre des domaines cloisonnés est occupé par des vides de plusieurs dizaines de microns qui représentent 38% à 56% du volume de la roche, ou par de grandes kaolinites, plus rarement par la gibbsite. Les domaines noirs à hydroxydes de manganèse renferment également de l'alumine et du fer en proportions variables.

Une étude pétrologique sur lame mince n'a pas pu être faite dans l'horizon à nodules et dans l'ensemble supérieur faute d'échantillons consolidés.

S'il paraît difficile d'établir des relations entre les minéraux primaires et les phases secondaires, la présence de talc l'absence des muscovites et la rareté du quartz suggèrent que l'altérite du profil S5 est issue d'une roche basique ou ultrabasique.

C. CONCLUSION SUR L'ETUDE PETROLOGIQUE

Les analyses pétrologiques et minéralogiques des profils de la toposéquence d'Ovala montrent :

- Une évolution in situ des minéraux parentaux par hydrolyse (avec conservation de la structure de la roche) ou simplement par dissolution partielle. Ces transformations in situ des minéraux primaires conduisent à un altéropasma essentiellement kaolinique.
- Une co-existence de deux générations (au minimum) de minéraux secondaires de l'altérite à l'ensemble supérieur argilo-sableux constituées : d'une part des plasmas d'altération à gibbsite et kaolinite, de l'hématite et de la goéthite ; d'autre part des plasmas de pédogénèse à kaolinite ferrifère, gibbsite et goéthite. Les plasmas de transferts sont très peu abondants.
- La présence des minéraux primaires résiduels de la base jusqu'au sommet des profils (muscovite, rutile et silicates de métamorphisme dans les profils S1 à S4) prouve une lithodépendance au moins générale dans ces profils, à l'échelle des grands ensembles de roches mères.
- A l'échelle du profil la lithodépendance la plus nette n'est assurée que dans le profil S1 par la présence des particules d'or de l'isaltérite très aurifère, vers l'ensemble supérieur de ce profil. Les profils S2, S3 et S4 sont caractérisés par une filiation en sens inverse de celle du profil S1, entre l'ensemble de surface aurifère et la base isaltéritique très pauvre, voire stérile. Cette inversion du sens de filiation dans les profils S2, S3 et S4 par rapport au profil S1 implique des déplacements latéraux de matériaux des horizons de surface sur les pentes du versant. Ces déplacements très discrets sur le versant (homogénéité de matériaux sur gneiss), sont nettement plus visibles à l'extrême l'aval de la toposéquence. Dans le profil S5 la discontinuité entre l'isaltérite de roche basique (stérile) et l'ensemble à fragments de roches (diverses et éventuellement peu altérées), minéralisé, est très grande. Il semble néanmoins y avoir une certaine continuité minéralogique, au moins en partie, de S1 à S5 pour ce qui concerne l'ensemble argilo-sableux (homogénéisation des matériaux de l'ensemble de surface sous les conditions climatiques actuelles). Les déplacements longitudinaux (et latéraux) sont beaucoup plus nets dans ce profil S5 situé en bordure de flanc dans une incision.
- Dans le profil S1, situé sur l'axe de la minéralisation primaire, les particules d'or visible s'accumulent de façon relative vers le sommet, tout en évoluant progressivement (forme émoussée, taille plus réduite, plus grande finesse chimique). Ces particules d'or visibles, de plus en plus évoluées, se distribuent ensuite le long du versant de S1 à S4 à partir de l'horizon de surface de S1, par migration

latérale des matériaux superficiels, puis par migration verticale vers la base de ces profils. Enfin l'or grossier du niveau à fragments de roches du profil S5 est tout différent, puisque d'origine pour l'essentiel alluviale.

L'histoire pétrologique des différents ensembles définis dans les profils de la toposéquence d'Ovala montre que dans le milieu équatorial hyperaltérant, caractérisé par un moutonnement de croupes convexes, la fonte géochimique est bien le phénomène majeur, et la lithodépendance la règle générale (MULLER *et al.*, 1981 au Congo ; FRITSCH, 1984 en Guyane ; YONGUE, 1986 et BITOM, 1988 au Cameroun ; COLIN 1986 au Gabon). L'évolution du relief entraîne néanmoins des déplacements latéraux limités de matières sur les versants (colluvions), et des transferts alluviaux.

CHATITRE IV

CHAPITRE IV

EVOLUTIONS CHIMIQUES DES PROFILS D'ALTERATION

L'étude des évolutions chimiques des profils d'altération étudiés s'appuie sur l'analyse de 35 échantillons (1 à 3 échantillons par ensemble d'altération dans chaque profil des puits S1 à S5). L'analyse chimique a porté sur la roche totale et sur la fraction < 63 μm .

Dans les profils S1 à S4 la fraction < 63 μm augmente progressivement de la base vers le sommet ; son pourcentage varie de 7 % à 52 % en poids selon qu'on se trouve dans l'altérite, dans l'ensemble supérieur ou dans une fracture remplie de plasma argilo-sableux. Elle est répartie de façon inverse dans le profil S5 et représente 82 % en poids dans l'altérite, 12 % dans l'ensemble *stone-line*, et 32% dans l'ensemble supérieur.

Les éléments majeurs (Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Ti, P) et 26 éléments en traces (Li, Be, B, V, Cr, Co, Ni, Cu, Mn, Zn, As, Sr, Y, Nb, Mo, Ag, Cd, Sb, Ba, La, Ce, W, Pb, Bi, Zr, et Au) ont été systématiquement dosés dans ces 35 échantillons. Pour 12 éléments en traces (Li, B, V, Cr, Ni, Zr, Sr, Ba, W, Zr, Pb et Au) ; les teneurs trouvées ont permis un traitement statistique des données.

Ces analyses nous ont permis de suivre les variations de chaque élément profil par profil, d'établir les bilans d'altération et de dégager certaines corrélations entre les éléments. Pour cela, nous avons utilisé les méthodes suivantes :

- les variations des teneurs brutes dans la roche totale ;
- les assemblages géochimiques par une approche statistique (calcul de la matrice de corrélation, analyse factorielle) ;
- l'étude comparative des variations des teneurs dans la roche totale et dans la fraction < 63 μm .

Le terme de roche totale est utilisé dans le texte pour désigner l'échantillon total ou tout-venant, par opposition aux fractions granulométriques.

A. VARIATION DES TENEURS EN ROCHE TOTALE DANS CHAQUE PROFIL.

Les tableaux XXXXIII à XXXXVII (annexe) rassemblent les 35 analyses chimiques majeurs et traces des échantillons des puits S1 à S5. Trois éléments montrent systématiquement des teneurs très supérieures à 1% : Si, Fe, Al. Trois autres sont au voisinage de 1% : K, Ti et P. Les teneurs en Ca et Mg sont toujours très basses. Tous les autres éléments ne sont présents qu'à l'état de traces. Les variations des teneurs des éléments majeurs et traces dans les profils de la toposéquence d'Ovala ont été suivies en considérant les profils S1, S2, S3 et S4 implantés sur gneiss d'une part; et le profil S5 sur roche basique d'autre part.

Les teneurs en or de la roche totale utilisées dans ce chapitre, ont été calculées en prenant en compte les teneurs en or de la fraction < 63 μm obtenues par analyse chimique et les teneur en or visible récolté à la batée obtenues par une appréciation du poids en fonction de la taille des particules d'or (voir page 35 et tableaux XXXXVIII à LII annexe). Les densités apparentes moyennes des échantillons ont été évaluées respectivement à : dans les profils sur gneiss, isaltérite 2, allotérite et ensembles de surface 1,8 ; dans le profil sur ultrabasite, isaltérite 1,7, *stone-line* 2, ensemble de surface 1,8. Les principaux résultats sont récapitulés dans les tableaux 6 à 10.

	E.s*	All	All*	All	All	Isal	Isal
g Au <63 μm dans 1t RT	0,20	0,09	1,20	0,06	0,08	0,15	1,50
g Au visible dans 1t RT	2,90	0,34	28,7	0,17	1,24	5,67	92,9
Au total (g/t)	3,10	0,43	29,9	0,23	1,32	5,82	94,4

Tableau 6. Teneurs d'or calculées (g/t) dans le profil S1. RT : roche totale, E.s* : ensembles de surface (à nodules et argilo-sableux), All : allotérite, All* : niveau à tourmaline, Isal : isaltérite.

	E.s*	All	All	Isal	Isal
g Au <63 m dans 1t RT	0,16	0,03	0,03	0,01	0,02
g Au visible dans 1t RT	3,16	0,33	0,32	0,14	0,01
Au total (g/t)	3,32	0,36	0,35	0,15	0,03

Tableau 7. Teneurs d'or calculées (g/t) dans le profil S2. RT : roche totale, E.s* : ensembles de surface (à nodules, et argilo-sableux), All : allotérite, Isal : isaltérite.

	E.s*	All	All	Isal	Isal
g Au <63 m dans 1t RT	0,08	0,03	0,03	-0,01	-0,01
g Au visible dans 1t RT	0,80	0,33	0,17	0,14	0,02
Au total (g/t)	0,88	0,36	0,20	0,14	0,02

Tableau 8. Teneurs d'or calculées (g/t) dans le profil S3. RT : roche totale, E.s* : ensembles de surface (à nodules, et argilo-sableux), All : allotérite, Isal : isaltérite.

	E.s	E.n	All	Isal
g Au <63 m dans 1t RT	0,05	0,03	0,01	-0,01
g Au visible dans 1t RT	0,40	0,20	0,02	0,02
Au total (g/t)	0,45	0,23	0,03	0,02

Tableau 9. Teneurs d'or calculées (g/t) dans le profil S4. RT : roche totale, E.s : ensemble argilo-sableux de surface, E.n : ensemble à nodules, All : allotérite, Isal : isaltérite.

	E.s	S-I	Isal
g Au <63 m dans 1t RT	0,02	0,03	-0,01
g Au visible dans 1t RT	0,03	10,4	0,10
Au total (g/t)	0,05	10,4	0,10

Tableau 10. Teneurs d'or calculées (g/t) dans le profil S5. RT : roche totale, E.s : ensemble argilo-sableux de surface, S-I : stone-line, Isal : isaltérite.

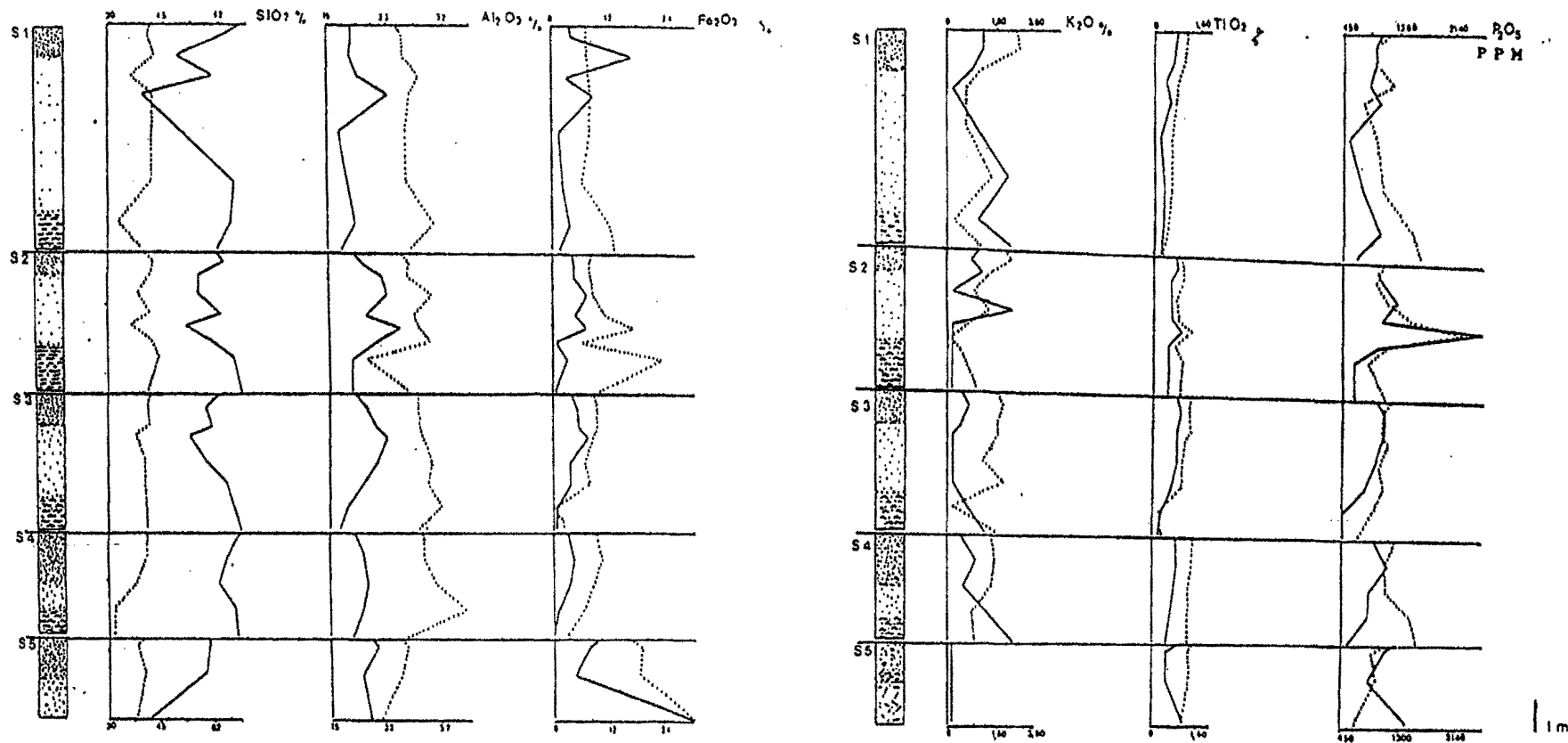
1 - Les profils dérivés de roche mère gneissique (S1, S2, S3 et S4)

a) Les éléments majeurs Si - Fe - Al (figure 33)

-Les teneurs en silice de la roche totale des profils implantés sur gneiss diminuent de la base des profils dans l'isaltérite (avec des teneurs en SiO_2 de 60 % à 70 %) vers le sommet de l'allotérite ainsi que dans l'ensemble à nodules où les teneurs en SiO_2 peuvent descendre jusqu'à 45 % environ. Elles augmentent à nouveau dans l'ensemble supérieur argilo-sableux avec des teneurs autour de 60 %

-Les teneurs en Fe_2O_3 augmentent généralement de l'isaltérite vers les ensembles de surface ; elles varient de 1 % à 17 % ; avec des teneurs maximales à la partie médiane de ces profils, au sommet de l'allotérite et dans l'ensemble à nodules ferrugineux. Ces teneurs en Fe_2O_3 sont cependant très faibles pour des profils "isaltéritiques".

-L'alumine a un comportement semblable à celui du fer dans tous les profils à roche-mère gneissique, mais avec des teneurs plus élevées que celles du fer (17 % à 37 %).



..... fraction < 63 um ——— roche totale (ou tout venant)

Figure 33. Variation des teneurs des éléments majeurs dans les profils S1 à S5.

b) Les éléments mineurs K - Ti - P - Mg (figure 33)

-Les variations des teneurs en potassium sont comparables à celles de la silice. Les teneurs en K_2O diminuent de la base vers le sommet de l'altérite, puis augmentent dans l'ensemble supérieur argilo-sableux.

-Le titane augmente régulièrement de la base vers le sommet de tous les profils implantés sur gneiss.

-Le phosphore augmente également de la base vers le sommet de ces profils. Il présente des teneurs maximales au sommet de l'allotérite, et dans le faciès isaltéritique dérivé d'un gneiss à texture fine dans le profil S2. Quant au magnésium il a des teneurs inférieures au seuil de détection dans tous les profils excepté dans le niveau à tourmaline (avec 4,2 % de MgO) du profil S1.

c) Les éléments traces (figures 34 et 35)

En raison de leur grand nombre, nous avons subdivisé les éléments traces en trois groupes selon qu'ils présentent un comportement semblable ou non dans les profils étudiés ; on distingue :

. Les éléments à teneurs élevées vers le sommet des profils V, Cr, Ni, Zr, Zn, Ce.

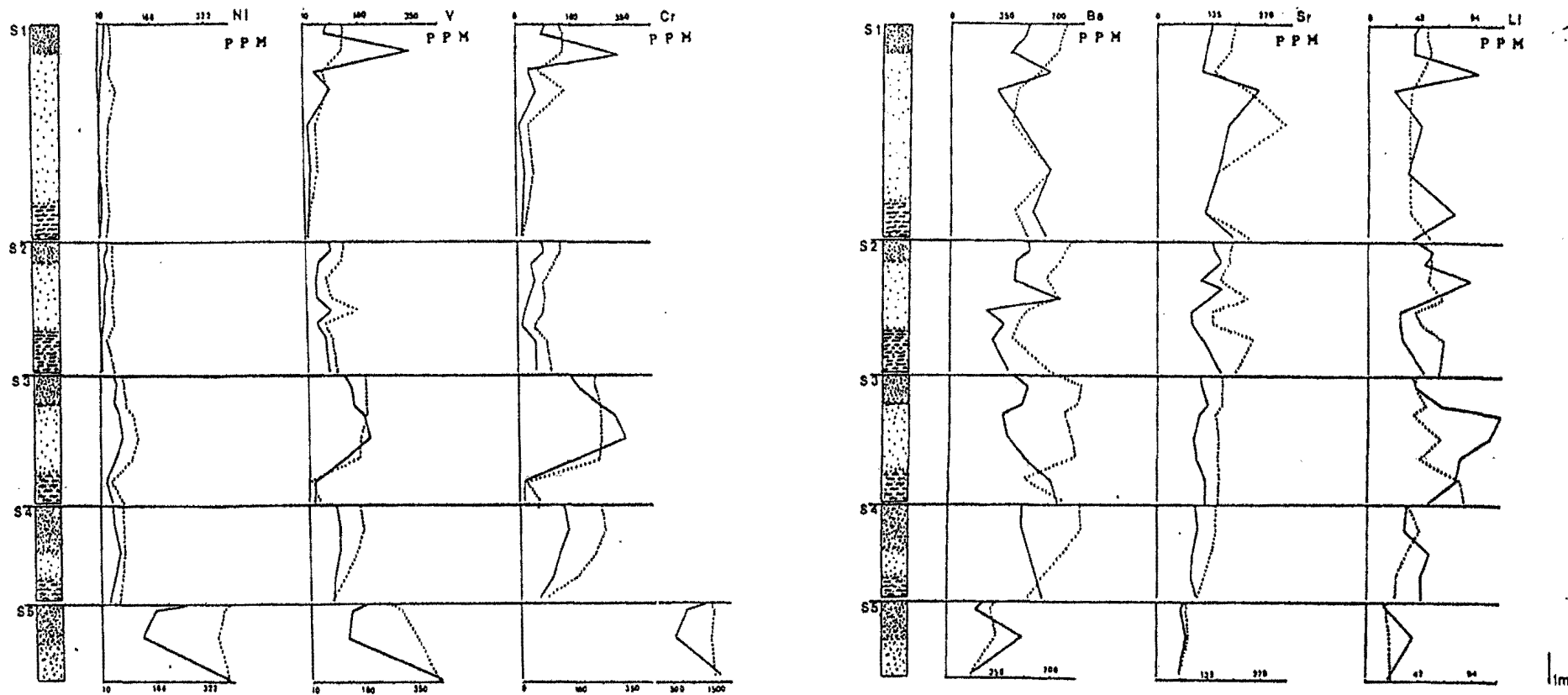
Le chrome et le vanadium ont un comportement identique à celui du fer; ils présentent des teneurs maximales (de l'ordre de 350 ppm) dans l'ensemble à nodules ferrugineux du profil S1. Le nickel a des teneurs en général plus faibles que celles du chrome et du vanadium, les teneurs les plus élevées en Ni s'observent dans l'allotérite (50 ppm). Le zinc montre également des teneurs élevées (de 100 à 200 ppm) au sommet de l'altérite, ainsi que dans les niveaux riches en tourmaline des profils S1 et S2. Les teneurs en zirconium augmentent systématiquement de la base (de l'ordre de 100 ppm) vers le sommet (de l'ordre de 200 ppm) des profils S2, S3 et S4 ; dans le profil S1, elles diminuent de la base vers le sommet de l'altérite, puis augmentent fortement dans les horizons supérieurs. Le cerium non représenté sur les figures se concentre dans l'ensemble supérieur de ces profils (maximum 20 ppm).

. Les éléments à teneurs très variables Ba, Li, Sr plus souvent concentrés dans l'isaltérite.

Le baryum a un comportement proche du potassium, il diminue de façon générale de la base vers le sommet des profils, avec une légère concentration dans l'ensemble supérieur. Il présente quelques pointes dans le niveau isaltéritique à texture fine du profil S2, et au sommet de l'altérite du profil S1. Le lithium a tendance à se concentrer au sommet de l'allotérite des profils S2, S3 et S4 ; il a des teneurs élevées dans l'isaltérite et dans le niveau à tourmaline du profil S1. Quand au strontium ses teneurs sont à peu près constantes dans les profils S3 et S4, et présentent quelques fluctuations dans l'altérite des profils S1 et S2, où quelques teneurs varient entre 50 et 250 ppm.

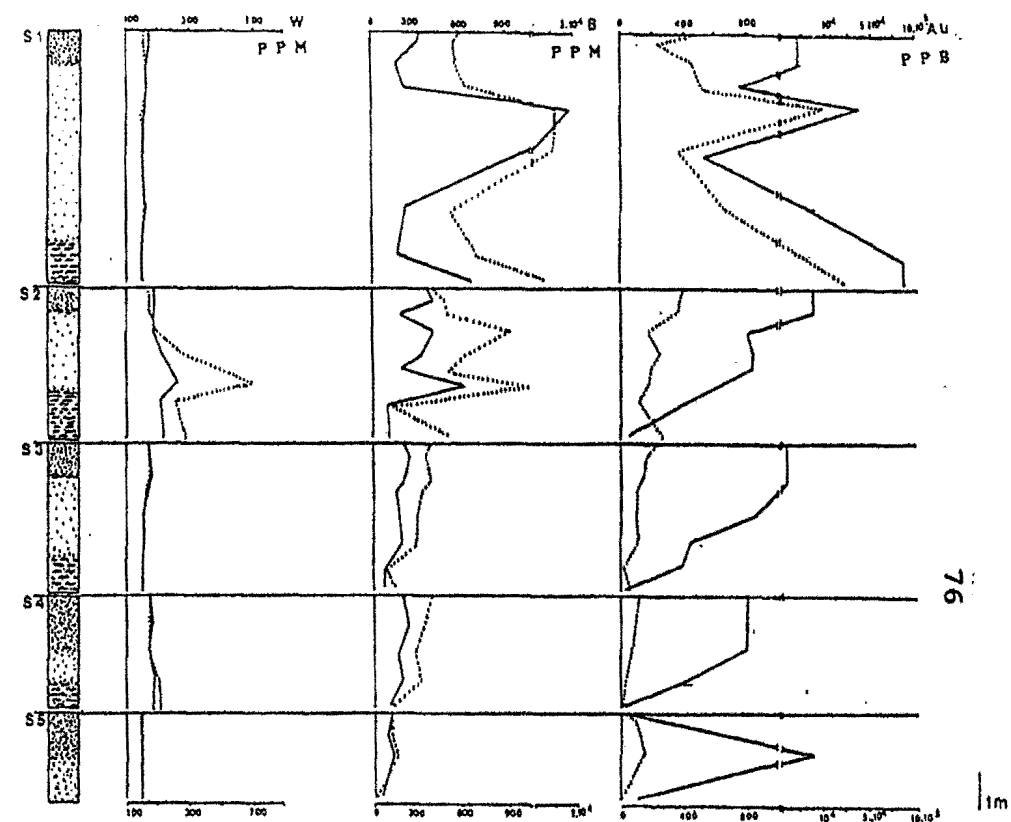
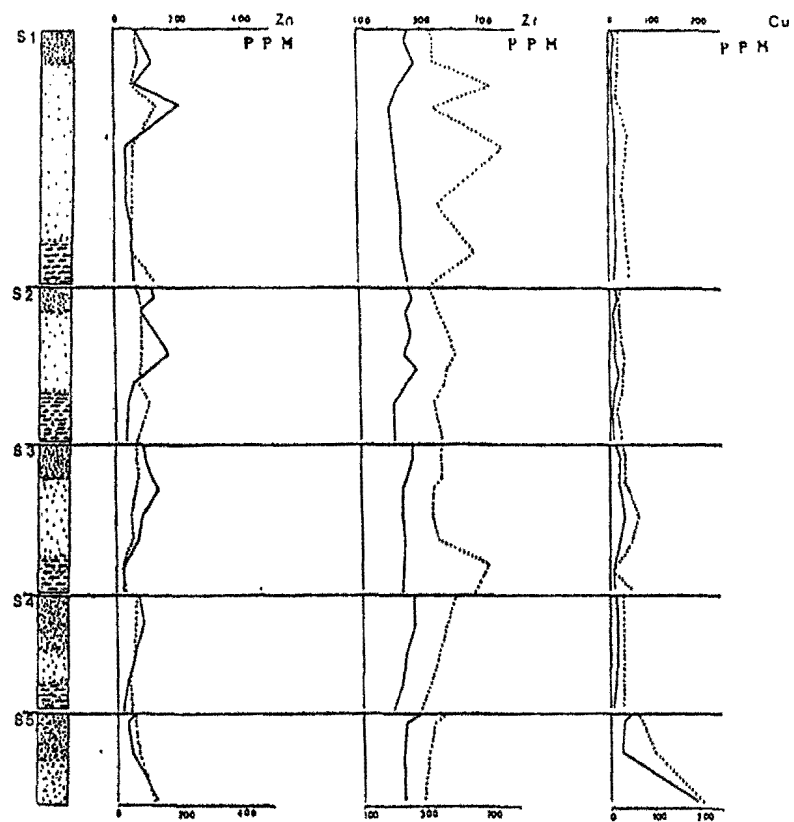
. Les éléments à fortes concentrations très localisées Au, B, W

La répartition des teneurs en or et en bore est très Inégale dans les profils S1 à S4. Les plus fortes teneurs en or sont localisées dans l'isaltérite à la base du profil S1 (94 g/t), et dans le niveau à tourmaline (30 g/t) au sommet de l'allotérite du même profil. Mis à part le niveau à tourmaline, les teneurs en or de la roche totale du profil S1 diminuent de la base vers le sommet de l'altérite, et augmentent dans les horizons supérieurs. Les teneurs en or des profils S2, S3 et S4, sont très nettement inférieures à celles du profil S1, et augmentent régulièrement de la base vers le sommet de ces profils. On retrouve donc pour le comportement de l'or "total" les tendances mises en évidence à partir du comptage de l'or "visible" (chapitre III). Le bore a un comportement proche de celui de l'or dans l'ensemble des profils, et présentent une forte corrélation avec l'or dans le profil S1. Le tungstène n'est concentré que dans l'altérite du profil S2 où les teneurs avoisinent 900 ppm. Il a des teneurs peu élevées dans l'altérite du profil S4, et proche du seuil de détection dans les autres profils.



..... fraction $< 63 \mu\text{m}$ — roche totale (ou tout venant)

Figure 34. Variation des teneurs des éléments traces dans les profils S1 à S5.



..... fraction $< 63 \mu m$ — roche totale (ou tout venant)

Figure 35. Variation des teneurs des éléments traces dans les profils S1 à S5.

2 - Le profil S5.

a) Les éléments majeurs Si - Fe - Al (figure 33)

L'altérite du profil S5 est caractérisée par des teneurs élevées en fer (30% Fe_2O_3) et de faibles teneurs en silice (40% SiO_2). Dans la partie supérieure de ce profil, les teneurs en fer et en silice sont à peu près équivalentes à celles des profils S1 à S4. Les teneurs en alumine sont homogènes de la base vers le sommet du profil et tournent autour de 27%.

b) Les éléments mineurs K - Ti - P (figure 33)

Les teneurs en potassium sur tout le profil S5 sont inférieures ou égales au seuil de détection. Le titane et le phosphore ont des teneurs maximales dans l'altérite de ce profil, diminuent dans l'ensemble *stone-line* puis augmentent dans l'ensemble supérieur. Quelques teneurs de 1.6% de MgO sont observées dans la partie supérieure du profil S5.

c) Les éléments traces (figure 34 et 35)

Les éléments traces du profil S5 se subdivisent en trois groupes, on distingue :

- Les éléments dont le comportement est identique à celui du fer, du titane ou du phosphore, éléments fortement concentrés dans l'altérite. Ils sont représentés par Cr, V, Ni, (Ce et Zn). Le chrome, le vanadium, le nickel et le cerium ont des teneurs maximales dans l'altérite du profil S5, très nettement supérieures aux teneurs observées dans les profils S1 à S4). Le zinc, présente des teneurs équivalentes à celles des profils sur gneiss. Il est à noter quelques teneurs en MnO de 0,05 % et de 0,08% dans l'altérite et dans l'ensemble supérieur de ce profil.

- Les éléments dont les teneurs augmentent de l'altérite vers la partie supérieure : ils'agit de Zr et de Sr. Les teneurs en strontium sont très inférieures à celles des profils sur gneiss, alors que le zirconium a des teneurs à peu près comparables dans tous les profils.

- Les éléments concentrés dans l'ensemble caillouteux sont Ba, Li, B et Au. Bien que le baryum et le lithium soient concentrés dans l'ensemble à fragments de roches du profil S5, leurs teneurs sont nettement inférieures à celles des profils S1 à S4, mais restent élevées pour une roche ultrabasique. Le bore présente des teneurs minimales dans l'altérite, il est relativement concentré dans la partie supérieure avec des teneurs 4 à 8 fois inférieures à celles des horizons supérieurs des profils S1 à S4. Outre les concentrations en or évoquées dans le profil S1 la teneur maximale pour cet élément dans toute la toposéquence s'observe dans l'ensemble à nodules du profil S5 (10 g/t) ; dans l'altérite et l'ensemble supérieur du même profil, les teneurs en or sont proches du seuil de détection. La concentration du baryum dans l'ensemble à nodules du profil S5 (très pauvre en micas) peut être attribuée à la présence de MnO ; les absolanes à Mn, Co, Ni, Ba sont toujours présents dans les altérites de roches ultrabasiques (TRECASSES 1975) ; l'association Ba-Mn dans les profils latéritiques sur des amphibolites a été également décrite par AMBROSI (1984), COLIN (1984).

En résumé, le profil S5 présente une discontinuité entre l'altérite riche en Ni, V, Cr, Fe du pôle basique et les ensembles de surface (ensemble à nodules et ensemble argilo-sableux) dans lesquels il y a enrichissement en Si, Ba, Li et Au issus des profils situés en amont de la toposéquence.

3 - Discussion

- Les profils d'altération sur gneiss, caractérisés par des teneurs élevées en Si, K, Ba, Sr, (B, et W) éléments caractéristiques du pôle acide, se distinguent très nettement de l'altérite du profil S5, qui se développe à partir d'une roche mère à caractère basique riche en Fe, Cr, V, et Ni.

- Les variations des teneurs des éléments dans les profils implantés sur gneiss font apparaître trois groupes d'éléments. Le premier associe les éléments Si, K, Ba, Li et Sr qui diminuent généralement de la base vers le sommet des profils, il s'agit des éléments chimiquement les plus

a) Les corrélations positives

- Le fer est corrélé positivement aux éléments traces Cr, V, Ni (avec un coefficient supérieur à 0,75); ces éléments traces sont également corrélés entre eux (0,69 à 0,98) ; ceci démontre l'existence d'une phase oxy-hydroxyde de Fe (goethite et/ou hématite) qui accueille Cr, V et Ni.

- Il existe une corrélation positive entre Al et P, (0,78) et entre Ti et P (0,66), ces éléments à caractère résiduel sont concentrés de façon relative dans les profils étudiés.

- Les corrélations positives observées entre Si et Ba (0,64), K et Ba (0,71), K et Sr (0,65), Ba et Sr (0,55) mettent en évidence une phase silicatée (feldspath potassique ou muscovite) dans les profils de la toposéquence d'Ovala.

b) Les corrélations négatives

Les corrélations négatives entre les éléments du groupe du fer (Fe, Cr, V, Ni) et ceux du groupe de la silice et du potassium (Si, K, Ba, Sr) ; illustrent les comportements antagonistes des phases porteuses de ces éléments (oxydes et hydroxydes secondaires et silicates primaires). De même l'antagonisme du groupe représentatif des silicates primaires feldspath potassique et muscovite (Si, K, Ba) et du groupe des éléments résiduels Al, Ti et P se traduit par des corrélations négatives.

2- Analyse factorielle

L'analyse factorielle a permis de définir 5 facteurs après rotation (figure 37) qui représentent 89% des cas de la variance totale. Ces 5 facteurs sont décrits par ordre d'importance décroissant du taux d'explication de la variance du système par rapport à la variance totale.

- Le facteur 1 (27%) oppose le groupe des oxy-hydroxydes de fer et les silicates (principalement le quartz). Cette différenciation est d'une part d'ordre lithologique, elle met en opposition les profils sur gneiss acides et le profil S5 sur roche basique ; d'autre part elle caractérise les processus d'altération latéritique par enrichissement du fer et des éléments accompagnateurs (P, Ti, Cr, V) vers le sommet des profils S1 à S4. Les autres éléments restent indifférents.

- Le facteur 2 (21%) oppose (Si, Ba) au groupe d'éléments (P, Zr, Ti, W). L'assemblage (Si, Ba) entre dans la composition des phases silicatées (feldspath), très altérables, localisés à la base des profils. A l'inverse P, Zr, Ti, W sont peu mobiles, ces éléments rentrant dans la composition de minéraux résiduels (rutilite et probablement zircon et scheelite).

- Le facteur 3 (19%) individualise Li (et Zn) qui présentent des teneurs maximales vers le sommet de l'allotérite; ces éléments pourraient correspondre à la présence des micas lithinifères dans le niveau aplitique, liés aux phases hydrothermales tardives.

- Le facteur 4 (15%) oppose le groupe K, (Ba, Sr) de la phase micacée (muscovite) des profils sur gneiss à l'assemblage Al, (Ni, Cr) qui pourrait caractériser l'accumulation de l'aluminium dans le profil S5 sur roche basique.

- Le facteur 5 (8%) isole le groupe (B et Zn, Sr, Au) accumulé dans le niveau à tourmaline des profils S1 et S2, ce qui témoigne de la localisation de ces éléments dans ce minéral.

En conclusion, le traitement statistique par le calcul de la matrice de corrélation et l'analyse factorielle des analyses chimiques de la toposéquence d'Ovala confirme les groupes d'éléments qui constituent les différents pôles minéralogiques et lithologiques susceptibles d'expliquer les variations géochimiques ; à savoir :

- La différenciation géochimique entre le profil S5 sur roche basique et les profils S1 à S4 sur roche acide ; quoique cette discrimination n'implique pas une lithodépendance verticale absolue des profils, l'analyse factorielle met en évidence une certaine mémoire géochimique du substrat jusqu'en

surface, y compris dans le profil S5 où une forte discontinuité structurale a été notée au niveau de l'horizon à fragments de roche.

- Le développement de la phase oxy-hydroxyde de fer et de son cortège d'éléments (Cr, V, P et Ni) ainsi que l'accumulation des minéraux résiduels (rutile et zircon) vers le sommet des profils ;

- Les assemblages Si-Ba ou K-Ba-Sr qui peuvent s'interpréter par la présence des feldspaths ou des muscovites plus abondants à la base des profils ;

- L'accumulation de Al associé au Ni et Cr dans le profil S5 ;

- L'association Au-B caractérise la minéralisation aurifère associée à la tourmaline dans le profil S1.

Un groupe d'éléments Si-Al, qui correspondrait à l'individualisation de la phase kaolinique vers le sommet des profils n'apparaît pas à cause de la présence de ces éléments dans d'autres phases (respectivement quartz et gibbsite) associées à la kaolinite en proportions très variables.

C - ETUDE COMPARATIVE DES TENEURS DES ELEMENTS DANS LA ROCHE TOTALE ET DANS LA FRACTION < 63 μm

L'étude comparative des teneurs des éléments dans la roche totale et dans la fraction < 63 μm dont les analyses sont consignées dans les tableaux LIII à LVII (en annexe) a été réalisée profil par profil. La fraction granulométrique < 63 μm est enrichie en phases secondaires par rapport à la roche totale. Cette étude comparative des teneurs entre les éléments chimiques dans la roche totale et ceux de la fraction < 63 μm font apparaître trois groupes d'éléments :

- Ceux qui sont toujours appauvris dans la fraction fine par rapport à la roche totale, à n'importe quel niveau des profils ($C_{RT} > C_{63}$).

- Ceux qui sont toujours enrichis dans la fraction fine par rapport à la roche totale, à n'importe quel niveau des profils ($C_{RT} < C_{63}$).

- Ceux dont le comportement diffère d'un horizon à un autre. Les variations des teneurs de ces éléments sont également représentées sur les figures 33 à 35

C_{RT} est la teneur de l'élément dans la roche totale

C_{63} est la teneur de l'élément dans la fraction < 63 μm .

1 - Eléments appauvris dans la fraction < 63 μm

a) Elément majeur - Si

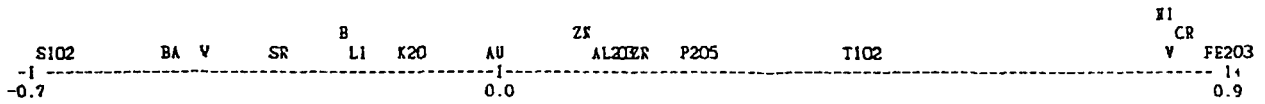
Le seul élément majeur dont les teneurs sont systématiquement plus faibles dans la fraction fine est la silice. Ceci résulte de la concentration du quartz dans la fraction grossière, alors que les minéraux secondaires, qui s'accumulent dans la fraction fine, associent un silicate (kaolinite) et des oxy-hydroxydes de fer et aluminium. Dans la plupart des cas l'évolution verticale des teneurs en Si dans la fraction fine au sein de chaque profil, est très comparable à celle qui a été décrite pour la roche totale.

b) Elément trace - As

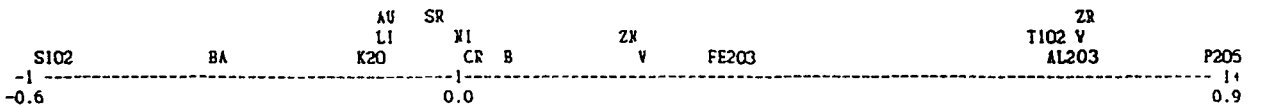
Un élément trace pourrait présenter un comportement analogue, l'arsenic (quoiqu'il n'existe pas de corrélation Si-As). Les teneurs en As sont en générales inférieures ou égales au seuil de détection, néanmoins on note quelques teneurs proches de 50 ppm, en roche totale, dans l'ensemble supérieur du profil S1 et du profil S3.

Projection des facteurs F

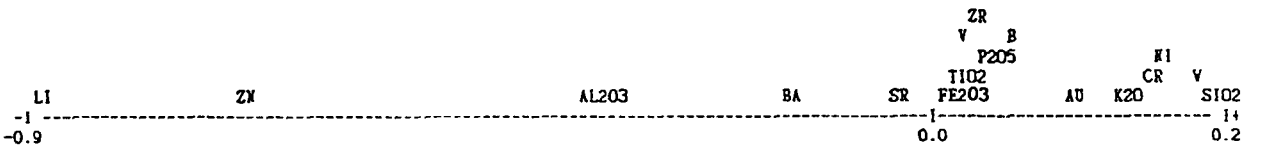
Axe factoriel 1



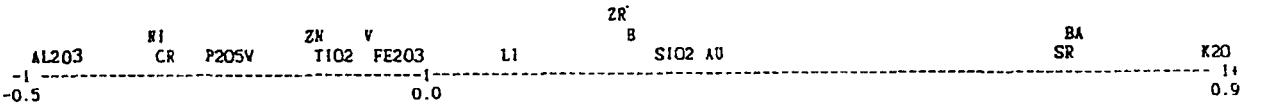
Axe factoriel 2



Axe factoriel 3



Axe factoriel 4



Axe factoriel 5

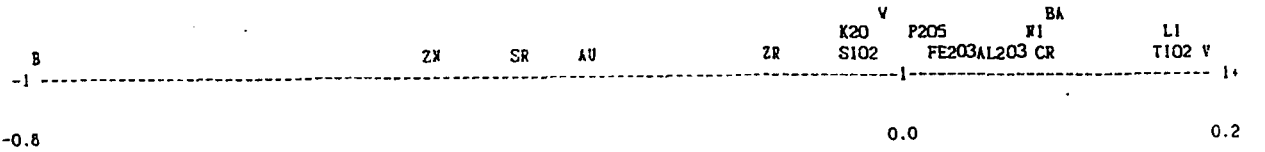


Figure 37. Résultats de l'analyse factorielle de la roche totale.

2 - Eléments enrichis dans la fraction < 63 μ m

a) Eléments majeurs - Al - Fe

- Les teneurs en alumine de la fraction fine sont toujours supérieures à celles de la roche totale. L'alumine de la fraction fine a tendance à se concentrer à la base des profils étudiés (excepté dans l'altérite ferruginisée des profils S2 et S5) où les rapports C_{63}/C_{RT} peuvent atteindre 2. L'enrichissement de l'alumine dans la fraction <63 μ m provient du fait que cet élément est, (avec le fer) le principal constituant des minéraux secondaires formés au cours de l'altération latéritique.

- Les rapports C_{63}/C_{RT} du fer sont supérieurs à 1 dans la plupart des profils, mis à part l'ensemble à nodules ferrugineux du profil S1 ($C_{63}/C_{RT} < 1$) et l'altérite du profil S5 ($C_{63}/C_{RT} = 1$). Dans les profils S1, S2 et S5 le fer de la fraction fine est concentré à la base des profils S1, S2 et S5; et varie de façon identique au fer de la roche totale dans les profils S3 et S4.

b) Eléments mineurs - Ti - P

Les teneurs en titane de la fraction < 63 μ m sont légèrement supérieures à celles du titane de la roche totale. Le titane est exprimé principalement sous forme de rutil dans les profils étudiés. Ce minéral est souvent de petite taille, ce qui explique la concentration en Ti de la fraction fine.

Le phosphore est enrichi dans la fraction fine à la base des profils S1 à S4, et présente des teneurs plus élevées dans la roche totale à la base du profil S5. Dans les horizons supérieurs de ces profils les teneurs en phosphore de la roche totale et de la fraction fine sont sensiblement égales.

c) Eléments traces

La plupart des éléments traces sont enrichis dans la fraction <63 μ m ; c'est le cas de Ni, V, Cr, Zr, Sr et B (ainsi que W dans le profil S2). Ils présentent un rapport C_{63}/C_{RT} en général supérieur à 1, à l'exception de Ni, Cr, V dans les niveaux où la roche totale est elle-même très riche en fer (altérite du profil S5 et ensemble à nodules ferrugineux du profil S1). De même le B, localisé dans la tourmaline qui est présente en grands cristaux dans le profil S1, est alors localement appauvrie dans la fraction fine. Le comportement vertical de ces éléments, dans chaque profil est à peu près semblable dans la fraction fine et dans la roche totale.

3 - Eléments à comportement opposé entre la base et le sommet des profils

Ce groupe est caractérisé par le potassium, le baryum, le lithium d'une part et le zinc d'autre part.

Le potassium, le baryum, et à moindre mesure le lithium, ont la particularité d'être concentrés dans la roche totale à la base des profils sur gneiss, et dans la fraction < 63 μ m des horizons supérieurs des mêmes profils. Ceci est dû à un fractionnement des muscovites, hôtes de ces éléments, de plus en plus intense vers le sommet des profils. Le zinc a un comportement inverse de celui du potassium et du baryum ; ce comportement particulier du zinc pourrait traduire la présence d'une phase minérale riche en Zn qui s'individualise vers le sommet des profils.

4 - Cas de l'or

Les variations des teneurs en or dans la roche totale et dans la fraction <63 μ m, comme pour les variations des teneurs en or visible, font apparaître trois types de profil totalement différents.

a) Profil S1

Le profil S1, situé dans l'axe anomal, montre une évolution in situ de la minéralisation primaire :

- Dans la roche totale, les plus fortes teneurs (94 g/t) sont localisées dans l'altérite, elles diminuent progressivement vers le sommet de l'allotérite où les teneurs avoisinent 0,2 à 0,4 g/t, excepté

dans le niveau à tourmaline à 30 g/t. Ces teneurs sont à nouveau élevées dans les ensembles supérieurs (ensemble à nodules et ensemble argilo-sableux), avec des teneurs de l'ordre de 3 g/t.

L'essentiel de cet or (plus de 85% de l'or total) est présent dans la fraction supérieure à 63 μm , et surtout dans les fractions les plus grossières.

- La fraction fine (< 63 μm) montre cependant des variations importantes des teneurs : 11,3 g/t dans l'isaltérite ; 0,5 g/t dans l'allotérite ; 10 g/t dans le niveau à tourmaline ; et 0,4 g/t dans les ensembles supérieurs. Le pourcentage d'or de la fraction < 63 μm par rapport à l'or de la roche totale représente :

- 6 % dans les horizons supérieurs
- 20 % au sommet de l'allotérite
- (4 % dans le niveau à tourmaline)
- 16 % $(26+6)/2$ à la base de l'allotérite
- 2 % dans l'isaltérite

Quoique ces chiffres ne représentent que des ordres de grandeur, ils révèlent une tendance très nette : une partie de plus en plus importante de l'or grossier passe donc dans l'or < 63 μm , de l'isaltérite au sommet de l'allotérite par fractionnement des particules d'or grossier, ou par altération des supports d'or fin (sulfures, quartz, tourmaline), processus mentionnés dans l'étude pétrologique (chapitre III). En revanche, on observe une diminution du pourcentage d'or < 63 μm dans les horizons supérieurs, ceci pourrait se traduire par une perte sensible de l'or de taille très fine.

b) Profils S2, S3, S4

Les profils S2, S3 et S4 situés sur le versant en dehors de l'axe anomal, ont une évolution des teneurs en or très différente que celle du profil S1.

- Dans la roche totale, les plus faibles teneurs en or se trouvent dans l'isaltérite à la base de ces profils. Elles sont de l'ordre de 0,02 g/t dans l'altérite S4, et tournent autour de 0,15 g/t au sommet de l'isaltérite des profils S2 et S3. Une augmentation sensible des teneurs en or est enregistrée dans l'allotérite (0,35 g/t à la base et au sommet de l'allotérite dans S2 ; 0,20 g/t à la base et 0,36 g/t au sommet du même horizon dans S3. Les teneurs maximales sont systématiquement réparties dans les horizons supérieurs, et sont décroissantes de l'amont vers l'aval (3,30 g/t dans S2 ; 0,88 g/t dans S3, et 0,42 g/t dans S4).

- Dans la fraction < 63 μm , les variations vont exactement dans le même sens, mais sont plus atténuées : croissance systématique des teneurs vers le sommet des profils (exception faite dans l'isaltérite du profil S2) ; et décroissance systématique des teneurs de l'amont vers l'aval. Les teneurs extrêmes varient entre 0,4 g/t dans l'ensemble supérieur de S2 à 0,02 g/t dans l'isaltérite de S4. Les proportions de l'or de la fraction fine par rapport à l'or total sont récapitulées dans le tableau 11 :

	S2	S3	S4
Ensembles supérieurs	5	9	11
Allotérite (sommet)	10	9	18
Allotérite (base)	7	16	
Isaltérite (sommet)	4	1	6
Isaltérite (base)	65	21	

Tableau 11 - Proportions (%) de l'or de la fraction fine dans l'or total.

Le pourcentage de l'or de la fraction fine augmente de l'isaltérite vers le sommet de l'allotérite dans S4 et diminue dans les horizons supérieurs de ce profil, il est relativement constant dans le profil S3 ; l'or de la fraction fine est largement prédominant dans l'isaltérite à la base du profil S2 et évolue de

façon semblable à celle du profil S1 du sommet de l'isaltérite jusqu'à l'horizon de surface. Latéralement, dans les niveaux de surface, les proportions d'or de la fraction fine augmentent de l'amont vers l'aval.

c) Profil S5

Le profil S5, situé à l'extrême aval de la toposéquence en bordure de flat, est caractérisé par un enrichissement de l'or dans l'ensemble à fragments de roche.

- Dans la roche totale, les concentrations en or sont élevées dans l'ensemble à fragments de roche (10 g/t), et très basses aussi bien dans l'isaltérite (0,05 g/t) que dans les horizons de surface (0,10 g/t).

- Dans la fraction < 63 μm , les variations des teneurs en or sont identiques à celles de la roche totale, mais plus atténuées.

Les proportions de l'or < 63 μm par rapport à l'or total varient de : 40 % dans l'ensemble supérieur ; 0,3% dans l'ensemble à nodules ; et 5 % dans l'isaltérite.

On retrouve la tendance générale observée dans les horizons supérieurs des profils S2, S3 et S4 dans lesquels le pourcentage de l'or de la fraction fine augmente de l'amont vers l'aval. Ce pourcentage atteint 40% dans l'ensemble supérieur du profil S5. En revanche, la proportion de l'or de la fraction fine est très faible dans la stone-line, caractéristique normale de l'or alluvial dans des matériaux grossiers.

5 - Discussion

De l'étude comparative des teneurs des éléments chimiques dans la roche totale et dans la fraction inférieure à 63 μm des profils étudiés, on peut tirer les conclusions suivantes :

- La silice qui est exprimée en grande partie sous forme de quartz a un effet diluant sur la plupart des éléments chimiques dans les profils étudiés. L'extraction du quartz de la phase grossière par tamisage à 63 μm entraîne un enrichissement relatif en Al, Ti, Ni, Cu, Sr, Zr, B et W dans la fraction fine.

- Cette effet de dilution par le quartz n'est que partiel sur les éléments P, Cr, V et Fe présents sous forme de concrétions d'oxy-hydroxyde de fer dans l'ensemble à nodules ferrugineux du profil S1, ainsi que sur les éléments K, Ba (et Li) qui caractérisent la présence de grandes lamelles de muscovite (> 63 μm) à la base des profils.

- La répartition des éléments chimiques dans la fraction fine est en général semblable à celle de la roche totale à l'échelle de la toposéquence; la différenciation entre les profils S1 à S4 implantés sur gneiss et le profil S5 sur roche basique est soulignée par l'analyse factorielle des teneurs mesurées dans la fraction < 63 μm , où un facteur 1 (35,97 % de la variance totale) oppose le groupe K, Ba, Pb (muscovite) au groupe Fe, Cr, Ni (roche basique). Cette opposition déjà mise en évidence dans l'analyse factorielle des teneurs en roche totale, est renforcée dans la fraction < 63 μm (figure 38) du fait de la suppression de l'effet de dilution introduit par le quartz et par le fait que les roches basiques, également présentes dans l'incision à l'amont et ont fourni de grande quantité matériaux fins aux ensembles supérieurs de S5 par transit longitudinal. De même l'enrichissement de l'aluminium sous forme de gibbsite en fins cristallites à la base des profils S3 et S4, et à la partie supérieure du profil S5, est identifié par le facteur 2 (17,31% de la variance) qui oppose Al d'une part au groupe Si-Ce-Sr.

En ce qui concerne l'or, l'étude comparée de la roche totale et de la fraction < 63 μm apporte de nouveaux enseignements :

- L'altération in situ de la minéralisation primaire dans le profil S1 se traduit par le passage d'une proportion croissante de l'or total dans la fraction fine vers le sommet de l'allotérite (proportion qui n'excède toutefois pas 20 % en poids de l'or total).

- La diminution de cette proportion de l'or de la fraction fine dans l'horizon superficiel de ce même profil S1 (6% seulement) incite à y voir un effet de lessivage de l'or de très fine granulométrie que l'on aurait pu s'attendre à y rencontrer.

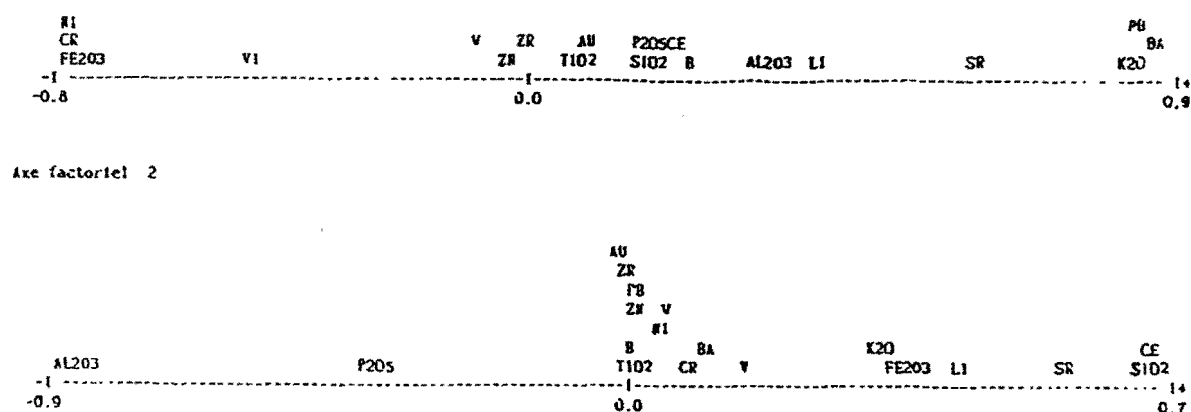


Figure 38. Résultats de l'analyse factorielle de la fraction < 63 µm.

- L'augmentation régulière de cette proportion dans l'ensemble superficiel vers l'aval de la toposéquence est également en faveur de ce lessivage et suggère que la migration latérale de l'or grossier est actuellement très limitée (voire nulle), contrairement aux processus d'amenuisement qui sont plus intense. Ceci contribue à la formation du halo de dispersion de l'or de la fraction fine dans les ensembles supérieurs des profils S1 à S5. Ce halo devient néanmoins très discret en S5 où les teneurs sont très basses.

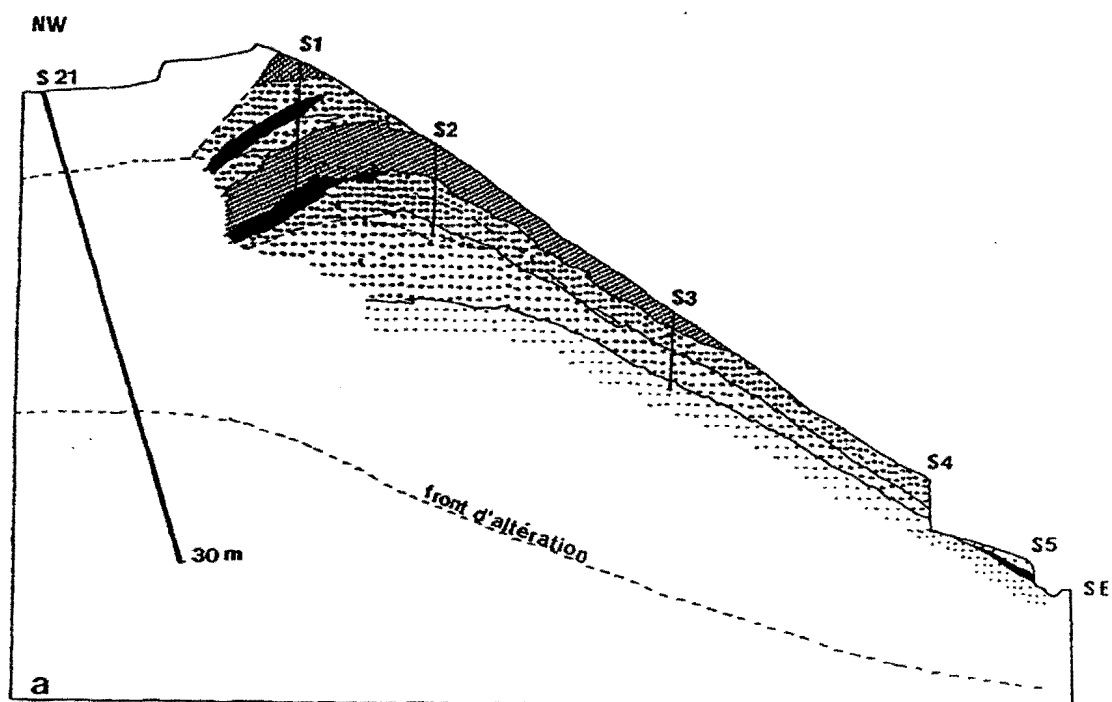
- Enfin la chute brutale de cette proportion de l'or de la fraction fine, dans la stone-line du profil S5 à l'amont d'une incision, suggère qu'un processus de tri alluvial, plus accentué et peut-être de pépétisation de l'or fin pourrait commencer à ce niveau.

Les teneurs en or de la roche totale calculées sont généralement beaucoup plus élevées que celles de la roche totale obtenues par analyse chimique, ceci est particulièrement marqué dans les niveaux riches en or grossier. Les rapports, (or total calculé)/(or total teneurs par analyse chimique), varient de 1 à 10 ; toutefois les deux approches présentent une même tendance évolutive des teneurs dans les profils étudiés.

D - CONCLUSION

L'étude de l'évolution des teneurs des éléments profil par profil dans la roche totale et dans la fraction < 63 µm fait ressortir les faits suivants :

- Les variations des teneurs des éléments chimiques, mettent en évidence une continuité géochimique entre les différents ensembles d'altération, de l'isaltérite vers les horizons de surface définis dans les profils de la toposéquence d'Ovala. Dans cette continuité d'ensemble, il apparaît plus en détail un certain nombre de discordances qui sont liées, non seulement aux variations lithologiques ou minéralogiques primaires, mais aussi aux processus d'altération : c'est notamment le cas du chrome, vanadium liés au fer dans l'ensemble à nodules du profil S1 ; de l'or qui se concentre de façon absolue dans les ensembles supérieurs des profils S2 à S4, et dans l'ensemble à nodules du profil S5 situés à l'aval de la minéralisation primaire ; ou des groupes d'éléments tels que (Ni, V, Cr) et (Si, Ba, Li) qui marquent une discontinuité entre l'isaltérite et les ensembles à nodules et sablo-argileux de surface du profil S5.



0 25m

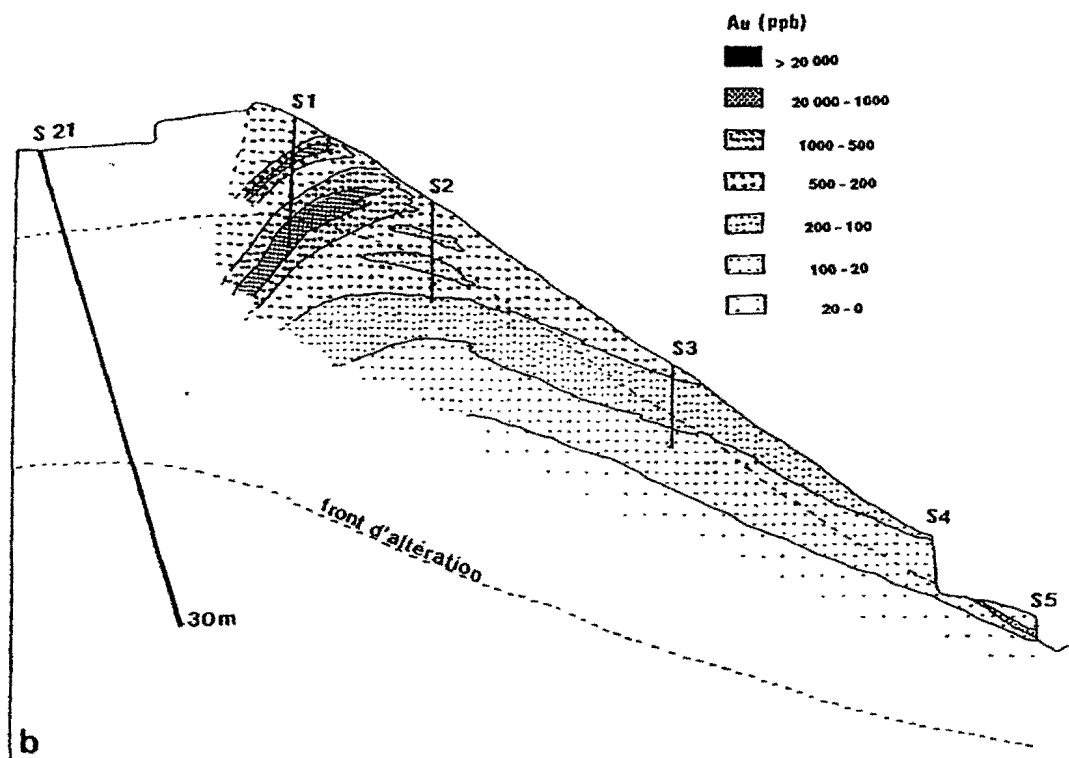


Figure 39 a. Répartition de l'or de la roche totale dans la séquence des profils d'Ovala

b. Répartition de l'or de la fraction < 63 μ m dans la séquence des profils d'Ovala

- La disparition totale de CaO et de MgO dans l'altérite et le lessivage progressif d'une partie de SiO₂ et de K₂O de la base vers le sommet des profils, correspondent à une hydrolyse totale des feldspaths et de la biotite, à une altération partielle des muscovites et/ou à une dissolution partielle du quartz qui sont les principaux minéraux silicatés dans les profils sur gneiss. Ce lessivage de SiO₂, K₂O, CaO et MgO s'accompagne également d'un départ en Ba, Li, Sr.

- Simultanément, les teneurs en Fe₂O₃, Al₂O₃, TiO₂, P₂O₅ ainsi que les éléments traces Cr, V, Co, Ni augmentent de l'altérite vers l'ensemble supérieur des profils implantés sur gneiss. La concentration de ces éléments traces dans les phases secondaires est donc liée à l'accumulation d'hydroxydes de fer plutôt qu'à celle de la kaolinite ou de la gibbsite. Cette association est caractéristique des altérations latéritiques (PION 1979, LEPRUN 1979, MOSSER 1980, MULLER et al 1981, BOULANGE 1984, AMBROSI 1984, AMBROSI and NAHON 1986). Dans le profil S5, Fe, Cr, V, Co et Ni caractérisent le groupe des roches ultrabasiques.

- Mis à part SiO₂ (sous forme de quartz), qui est très appauvri, la plupart des éléments chimiques sont enrichis dans la fraction fine des profils étudiés. L'enrichissement ou l'appauvrissement des éléments dans les fractions fines dépend du degré d'altération des matériaux, de la facilité des éléments libérés à cristalliser sous forme de nouvelles phases minéralogiques ou à s'y incorporer, de la taille des minéraux, et de la résistance de ces minéraux à l'altération.

- L'or de la toposéquence d'Ovala est essentiellement concentré (plus de 85% en moyenne) dans les fractions granulométriques grossières (> 63 µm). Ceci proviendrait d'une part de la taille grossière des particules d'or primaire ; et d'autre part de la situation de la minéralisation de surface très proche du protore aurifère.

- Dans le profil S1, situé dans l'axe de la minéralisation primaire, la répartition irrégulière des teneurs en or dans l'altérite (fortes concentrations en or dans le niveau à tourmaline au sommet de l'allotérite) semble indépendante des processus d'altération supergène. Cette hétérogénéité des concentrations aurifères dans l'altérite reflète l'hétérogénéité de la minéralisation primaire dans la roche saine. Celle-ci se présente en petites lentilles à proximité du contact gneiss-micaschiste, souvent associée à la tourmaline.

- En revanche dans les profils S2 à S5 situés hors de l'axe anomal et vers l'aval de la toposéquence, la distribution de l'or est liée aux phénomènes pédogénétiques ; sa dispersion se fait non pas à partir de l'altérite comme dans le profil S1, mais à partir des horizons de surface vers la base de ces profils. Une partie de l'or (en particulier l'or de la fraction fine) hérité dans les horizons supérieurs subit une dispersion plus intense tant latéralement de l'amont vers l'aval de la toposéquence, que verticalement du sommet vers la base de ces profils. Il se forme, comme l'a montré l'étude pétrologique, un halo de dispersion d'or "secondaire", autour de l'anomalie "primaire" (figure 39 b).

- L'image de répartition de l'or total, à travers toute la toposéquence est assez bien respectée dans la fraction < 63 µm, quoiqu'elle y soit nettement moins contrastée (figures 39 a et b). La prospection géochimique de l'or dans ces matériaux par analyse de la seule fraction fine (< 63 µm) est donc légitime, comme l'ont souligné WILHELM (1974), LECOMTE *et al.* (1985), ZEEGERS (1987), COLIN et LECOMTE (1988).

Les concentrations des éléments chimiques dans les phases résiduelles des profils d'altération peuvent se faire, soit de manière relative, soit de manière absolue. Elles nécessitent donc des transferts de matière. Ces transferts de matière qui définissent l'évolution générale des profils, peuvent être évalués et modélisés.

CHAPITRE V

CHAPITRE V

ESSAI DE QUANTIFICATION ET DE MODELISATION DE

L'ALTERATION

Les variations de compositions chimiques et les transformations minéralogiques dans la roche mère et dans les différents horizons d'altération des profils par le jeu de transfert d'éléments, s'accompagnent souvent des modifications de volume. Ce changement de volume à l'échelle d'un minéral (exfoliation des feuillets des micas par exemple) n'entraîne pas forcément une modification de volume à l'échelle de la roche. C'est le cas dans l'isaltérite où le volume global de cet ensemble reste sensiblement égal à celui de la roche mère. Dans ces conditions le calcul des bilans par le raisonnement à volume constant, défini par MILLOT et BONIFAS (1955) est parfaitement adapté. Cette méthode est basée sur le paramètre :

$$Pv = \frac{C \cdot d}{C_0 \cdot d_0}$$

Pv : gain ou perte de l'élément à volume constant
C et C₀ sont les concentrations respectives d'un élément donné dans un horizon d'altération et dans la roche mère ;
d et d₀ sont respectivement les densités apparentes de l'échantillon d'un horizon d'altération et de la roche-mère.

Elle permet également d'orienter le choix d'un élément stable à l'échelle du profil, afin de pouvoir évaluer les gains et pertes des éléments par un raisonnement isoélément. Les taux de concentration par rapport à un élément constant sont calculés par l'expression :

$$Pe = \frac{C}{C_x} \cdot \frac{C_{x0}}{C_0}$$

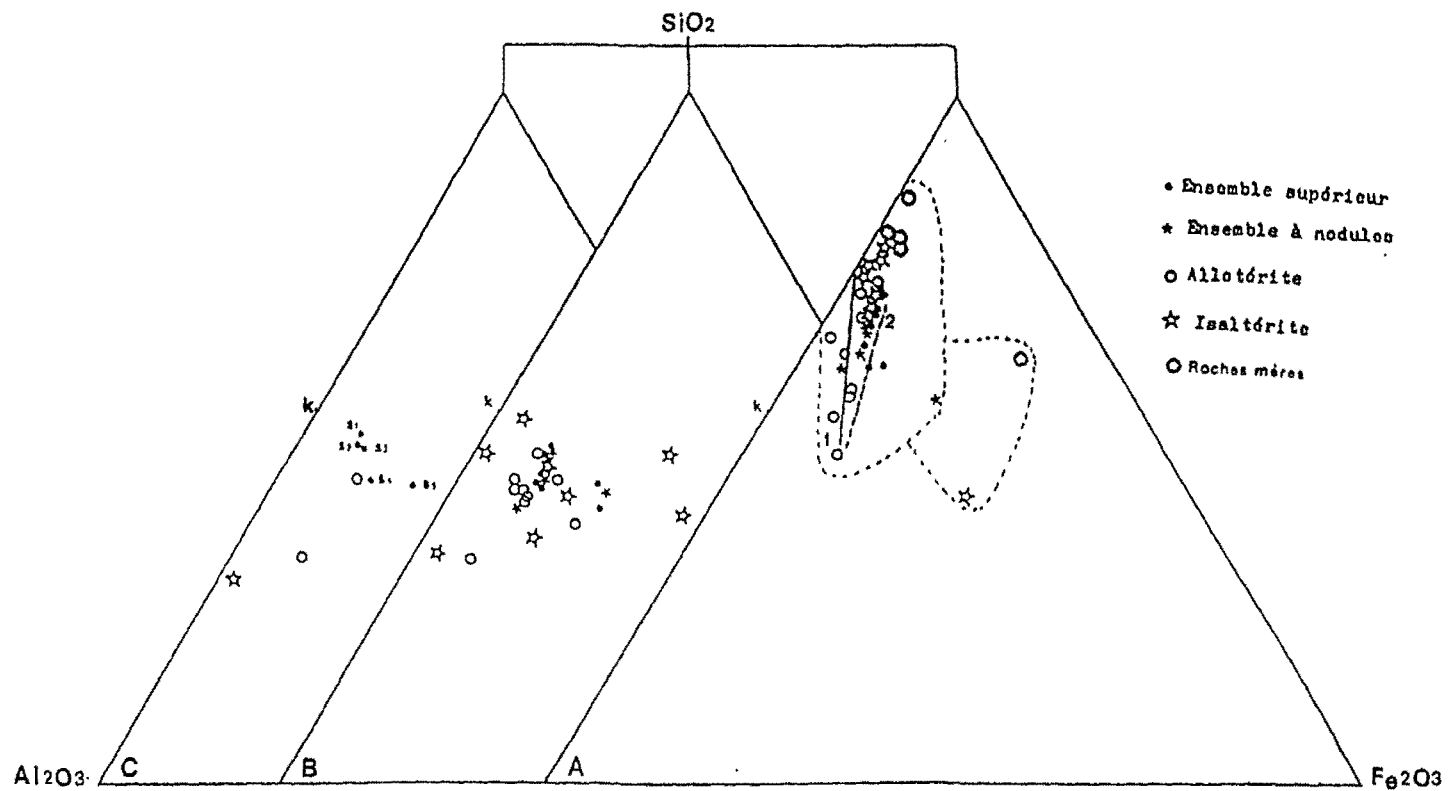
Pe : gain ou perte à élément constant
C_{x0} et C_x sont respectivement les teneurs de cet élément constant dans la roche-mère et dans l'échantillon.

A - EVOLUTION VERTICALE ET LATÉRALE DANS LA TOPOSEQUENCE

Les variations chimiques des éléments à l'échelle de la toposéquence ont été mises en évidence par la comparaison des analyses des échantillons de la roche totale, et de la fraction < 63 µm) étudiés précédemment (chapitre IV), et des analyses de 23 échantillons de roches saines (tableaux XXXVIII à XXXXII, annexe) prélevés sur les carottes de sondage. Les analyses de 5 échantillons de la fraction < 2 µm dans l'ensemble supérieur des profils S1 à S5 et de 5 échantillons de la même fraction de la base vers le sommet du profil S3 ont été également utilisées pour affiner cette étude (tableaux LVIII à LIX, annexe).

Dans un but de simplification, les analyses de roches saines ont été regroupées en cinq lots :

- lot de cinq échantillons du sondage n°22, la roche est un gneiss micacé riche en tourmaline. La moyenne des cinq analyses est considérée comme représentative de la roche mère du profil S1, désignée sous le terme de R1 ;
- lot de cinq échantillons du sondage n°21, d'un gneiss micacé moins riche en tourmaline. La moyenne R2 est considérée comme la roche mère du profil S2 ;
- lot de cinq échantillons du sondage n°22, d'une passée d'orthogneiss grossier. La moyenne R3 correspond à la roche mère du profil S3 ;
- lot de cinq échantillons du sondage n°21, d'un orthogneiss à grains fins. La moyenne R4 des cinq échantillons est considérée comme la roche mère du profil S4 ;



- Ensemble supérieur
- * Ensemble à nodules
- Allotrite
- ☆ Isaltérite
- Roches mères

A : roche totale, B : fraction < 63 μm , C : fraction < 2 μm .

Figure 40. Représentation graphique de l'évolution verticale des profils S1 à S5 dans le système $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$

- lot de trois échantillons du profil n°11, de roche basique-ultrabasique dont la moyenne R5 correspond à la roche mère du profil S5.

Les moyennes R1 à R5 sont fournies dans le tableau 12.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	MnO	TiO ₂
R1	73,6	14,7	1,90	2,40	0,40	1,72	0,01	0,33
R2	72,4	17,2	1,92	2,74	0,36	1,84	0,01	0,46
R3	74,3	15,7	1,64	3,48	0,32	1,40	0,01	0,31
R4	71,3	16,6	1,10	3,15	0,35	2,00	0,01	0,34
R5	44,4	8,50	15,1	5,20	20,6	0,20	0,32	0,57

Tableau 12. Moyennes des compositions chimiques pondérales (%) des roches mères R1, R2, R3, R4, et R5 (éléments majeurs).

	P ₂ O ₅	B	Li	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Ba	W	Zr
R1	548	556	32	19	10	5	49	12	59	278	592	25	172
R2	536	72	43	59	52	5	47	16	36	231	319	22	107
R3	502	38	49	21	14	9	62	15	26	197	812	94	145
R4	471	73	58	62	56	8	51	17	24	219	731	92	74
R5	336	15	9	246	1590	76	887	74	132	15	13	26	66

Tableau 12. (suite) : éléments traces (en ppm)

Les évolutions verticales et latérales des teneurs des éléments dans l'ensemble des profils et dans chaque fraction granulométrique par rapport à la roche mère ont pu ainsi être établies.

1- Variations verticales des teneurs

Les variations verticales des teneurs des éléments chimiques à l'échelle de la toposéquence par rapport à celles des roches-mères sont visualisées par des représentations chémiographiques dans les systèmes SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃, Sr-Ni-V, et Sr-Ni-Ba.

a) Système SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃ (figure 40)

La représentation chémiographique dans le système SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃ des teneurs du tout-venant, de la fraction < 63 µm et de la fraction < 2 µm des profils étudiés, montre :

- Dans la roche totale, pour les profils sur gneiss (S1 à S4) une très grande homogénéité de comportement, avec la succession de deux mécanismes antagonistes :

. des roches mères à l'allotérite, une perte continue en SiO₂ et un gain corrélatif en Al₂O₃ et en Fe₂O₃, avec augmentation du rapport Fe/Al ;

. de l'allotérite à l'ensemble supérieur une évolution exactement inverse, mais d'importance limitée, avec en outre un fort enrichissement en Fe₂O₃ dans l'ensemble à nodules du profil S1.

En revanche, la base du profil S5 (roche mère et isaltérite) se situe tout à fait à part sur ce diagramme, cette première étape d'altération est marquée essentiellement par une perte en SiO₂ et en Al₂O₃. La partie supérieure de ce profil ne se distingue pas de celle des profils sur gneiss.

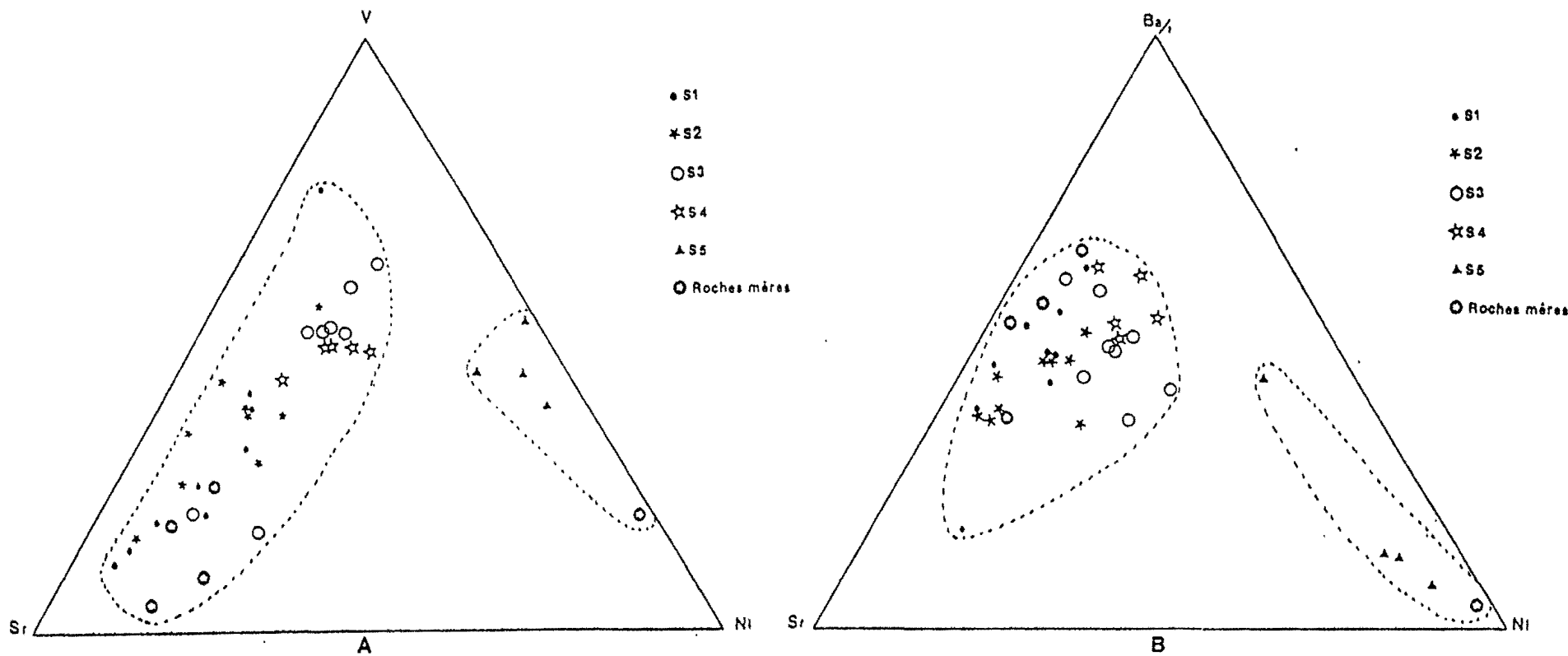


Figure 41. Représentation graphique de l'évolution verticale des profils S1 à S5 dans les systèmes V-Sr-Ni (A) et Ba-Sr-Ni (B).

- Dans la fraction $< 63 \mu\text{m}$, la grande dispersion des points représentatifs des isaltérites (suivant l'abondance des phases kaolinique, gibbsitique, hydroxyde de fer ou des phases micacées) se réduit progressivement vers le haut des profils. Cette homogénéisation conduit à un mélange kaolinite-goéthite.

- Dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$, l'isaltérite du profil S3 est enrichie en Al_2O_3 (pôle gibbsitique); l'évolution des teneurs des horizons supérieurs se fait ensuite comme dans la fraction $< 63 \mu\text{m}$ en direction du mélange kaolinite-goéthite.

L'altération supergène, en zone tropicale humide a un effet d'homogénéisation de plus en plus marquée de la base vers le sommet des profils, notamment sur les éléments majeurs Si, Al et Fe. Elle est caractérisée par un développement intense de la phase kaolinique ferrifère + goéthite vers le sommet des profils. L'identité géochimique des profils S1 à S4 implanté sur gneiss et le profil S5 à altérite de roche basique caractérisée par ces éléments est très atténuée dans les horizons supérieurs. Cette homogénéisation géochimique des ensembles de surface des profils S1 à S4 et du profil S5 semble indiquer une contamination des horizons de surface du profil S5 par les matériaux issus des profils S1 à S4 par transport latéral et par transport longitudinal au cours de la progression de l'incision.

b) Systèmes Sr-Ni-V et Sr-Ni-Ba (figure 41)

Les systèmes triangulaires Sr-Ni-V et Sr-Ni-Ba montrent une meilleure différenciation des profils S1 à S4 implantés sur gneiss et du profil S5 sur ultrabasite dans tous les horizons d'altération. Malgré un enrichissement en vanadium dans tous les profils, et une concentration du baryum dans les horizons de surface du profil S5, les mémoires géochimiques des roches sont conservées jusqu'aux horizons supérieurs sur ces diagrammes.

2- Evolution latérale des teneurs dans l'ensemble supérieur

L'évolution latérale des teneurs des éléments de la roche totale et des fractions fines dans l'ensemble supérieur est établie par rapport à l'ensemble supérieur du profil S1 par le calcul du paramètre $\frac{X}{X_{S1}} - 1$ pour les trois types d'échantillon (roche totale, fractions $< 63 \mu\text{m}$ et $< 2 \mu\text{m}$).

X : teneur dans l'ensemble supérieur d'un profil ; X_{S1} : teneur dans l'ensemble supérieur du profil S1.

La variation des valeurs de ce paramètre est comparée à celle de $\frac{C}{C_{R1}} - 1$

C : teneur dans les "roches mères" R1 à R5

C_{R1} : teneur dans R1

a) "Roche-mères"

Les teneurs des éléments chimiques sont assez homogènes dans les roches-mères des gneiss. Les seules exceptions notables à cette homogénéité sont l'or et le bore enrichis dans R1, et le tungstène enrichi dans R3 et R4 (orthogneiss). La roche ultrabasique diffère nettement de l'ensemble des gneiss par : des fortes teneurs en Fe, Ti, (et Mg non représenté), associés à Cr, Co, Ni, Cu, et des faibles teneurs en K, Al et Si, ainsi que Ba, Sr, Li, Zr. Les écarts des teneurs des éléments sont très accentués entre les deux types de roches, ce qui se traduit par des fortes pentes des courbes de variation des teneurs dans les roches saines (figure 42).

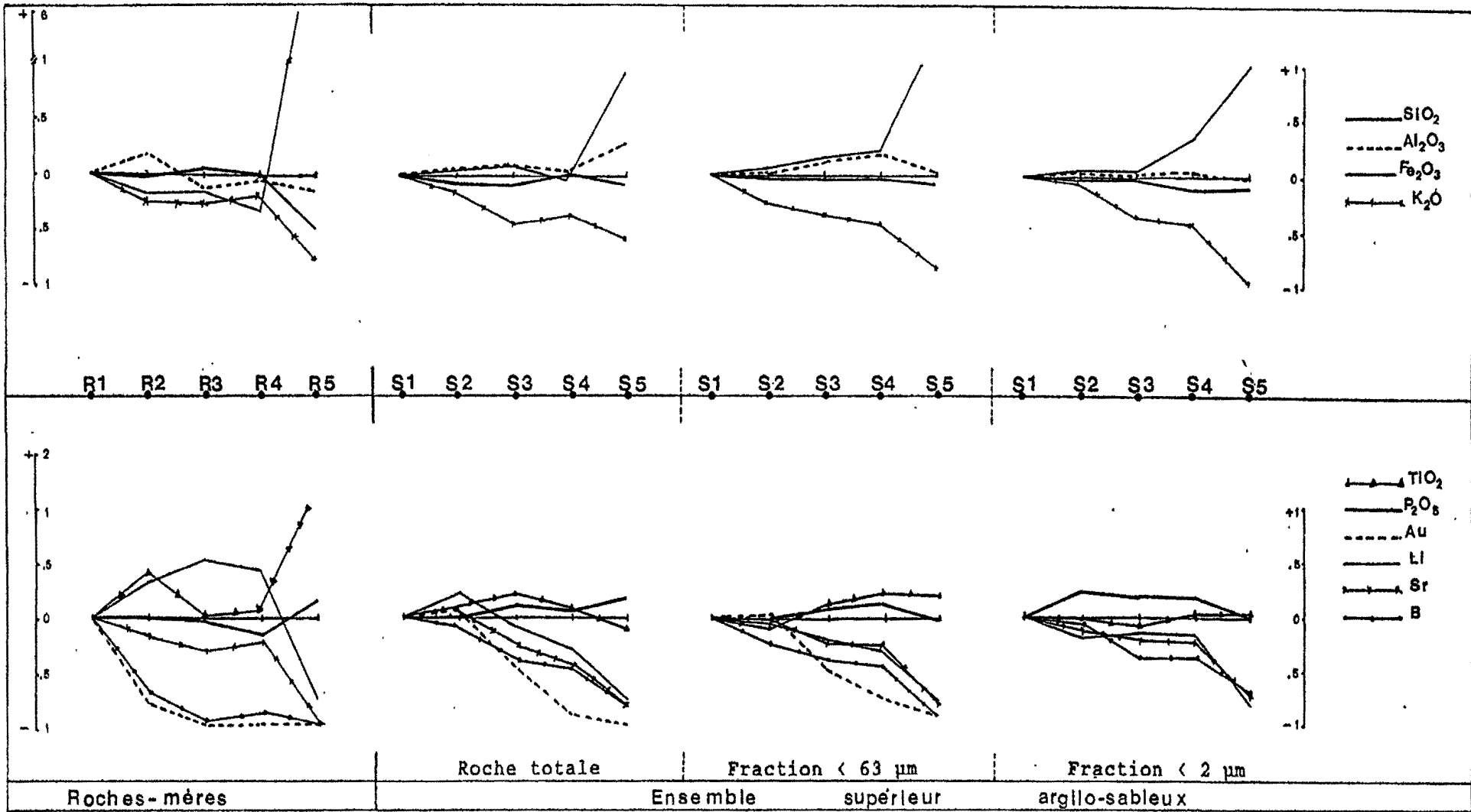


Figure 42. Variation latérale du taux de concentration des éléments majeurs et traces dans les roches mères R1 à R5 (roche de référence : R1) et dans l'ensemble argilo-sableux de surface des profils S1 à S5 (échantillon de référence : S1).

b) Ensemble supérieur

b1) Eléments majeurs

Dans l'ensemble supérieur, la différence entre l'ensemble des gneiss et l'ultrabasite n'est plus marquée que par le fer et le potassium. Bien que les écarts des teneurs en fer entre les deux types de roches soient atténués dans la roche totale et dans les fractions fines, les teneurs en Fe_2O_3 restent élevées et caractérisent l'abondance de la goéthite dans le profil S5. Le déficit en potassium, dû à l'absence de la muscovite dans le profil S5 est accentué dans les fractions fines.

La silice ne montre aucune variation significative dans l'ensemble supérieur, de S1 à S5, en roche totale comme dans les fractions fines.

L'aluminium est enrichi vers l'aval de la toposéquence. Ce enrichissement est très net dans la roche totale du profil S5 ; il est moins marqué et progressif dans la fraction $< 63 \mu\text{m}$ de S1 à S4 (quantité croissante de la gibbsite par rapport aux fractions équivalentes du profil S1). L'enrichissement en Al, plus marqué en roche totale dans le profil S5 ne se retrouve pas dans les fractions fines (figure 42). Dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$, les teneurs en alumine sont très homogènes de S1 à S5. Sur le diagramme triangulaire $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (figure 35) il apparaît clairement que la fraction $< 2 \mu\text{m}$ de l'ensemble supérieur est à peu près exclusivement constituée de kaolinite, et de goéthite en faible proportion; cette proportion de goéthite augmente régulièrement de S1 à S5.

Les courbes des teneurs en titane sont également lissées dans l'ensemble supérieur, dans toutes les fractions.

Le calcium et le magnésium sont complètement lessivés dans l'ensemble supérieur.

b2) Eléments traces

Les variations des teneurs des éléments traces dans l'ensemble supérieur des profils de la toposéquence d'Ovala sont comparables à celles de leurs homologues dans les différentes roches-mères. Mais les écarts des teneurs entre les deux types de roches-mères sont amortis dans l'ensemble supérieur, et sont de plus en plus atténués de la roche totale vers les fractions fines. Dans l'ensemble supérieur les teneurs des éléments du groupe Fe, Cr, V, Co, Cu et Ni augmentent sensiblement de S1 à S5 ; cette augmentation est de plus en plus régulière quand on passe de la roche totale vers les fractions fines. Les éléments traces acides, ainsi que l'or et le bore ont une évolution inverse. Ceci se traduit par un lissage des courbes de teneur de ces éléments, de plus en plus marqué de la roche totale vers les fractions fines (figure 43).

3- Discussion

Outre les filiations et les discontinuités géochimiques observées entre les différents horizons dans les profils étudiés, l'évolution verticale et latérale des teneurs des éléments à l'échelle de la toposéquence montre certains faits nouveaux :

- L'altération météorique croissante a une action partiellement homogénéisante sur les éléments chimiques, en particulier sur les éléments majeurs, en réduisant les contrastes entre les différentes roches mères. Cette homogénéisation, très avancée dans les horizons de surface, s'accroît de plus en plus quand on passe de la roche totale aux fractions les plus fines dans l'ensemble supérieur. L'évolution générale des profils converge vers le pôle kaolinite + goéthite, avec en outre un enrichissement en goéthite dans les fractions fines (et de l'aluminium dans les fractions grossières) de l'ensemble supérieur de l'amont vers l'aval de la toposéquence. Quant aux éléments traces la variation des teneurs reste à peu près la même dans les roches mères et dans l'ensemble supérieur mais la différence entre les profils sur gneiss et le profil sur roche basique est atténuée en surface pour la roche totale et a fortiori pour les fractions fines ($< 63 \mu\text{m}$ et $< 2 \mu\text{m}$). Ces variations régulières des teneurs des éléments dans les ensembles de surface des profils S1 à S5 traduisent des mouvements latéraux de matière, plus sensibles dans les fractions fines, de l'amont vers l'aval de la toposéquence.

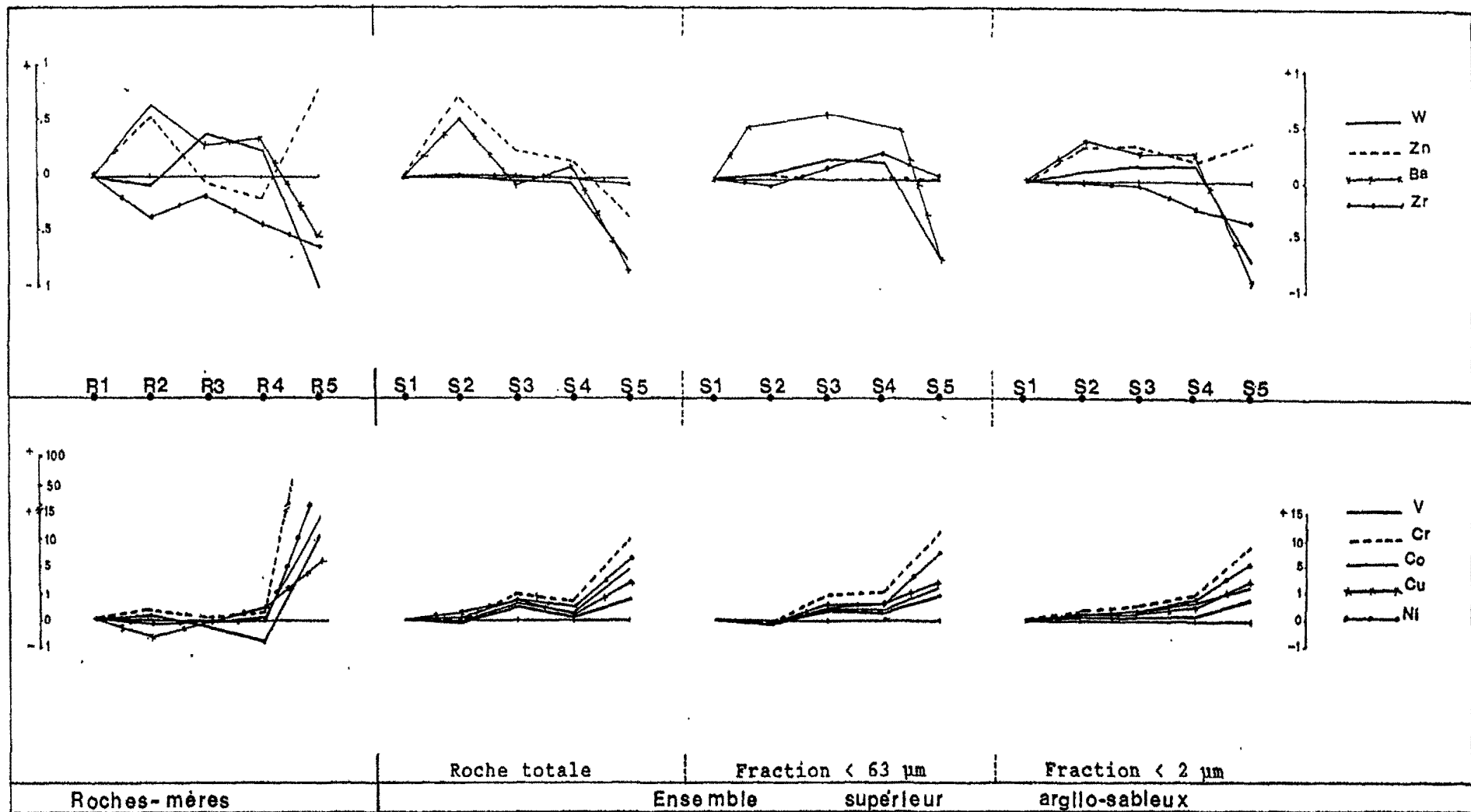


Figure 43. Variation latérale du taux de concentration des éléments traces dans les roches mères R1 à R5 (roche de référence : R1) et dans l'ensemble argilo-sableux de surface des profils S1 à S5 (échantillon de référence : S1).

- L'abondance des éléments traces dans l'ensemble supérieur dépend de leur capacité d'adsorption ou d'absorption sur la kaolinite et la goéthite qui constituent l'essentiel des minéraux néoformés dans cet horizon. Les courbes des figures 42 et 43 suggèrent une liaison privilégiée de Cr, Co, Cu et Ni avec la goéthite.

B. BILAN ET MODELE DE L'EVOLUTION

Dans un but de cohérence, le calcul des bilans dans les profils de la toposéquence d'Ovala est basé sur la moyenne des compositions chimiques des roches mères gneissiques, et sur les moyennes de chaque ensemble d'altération des profils sur gneiss (S1 à S4) d'une part, et sur le profil à protore basique (S5) d'autre part.

1. Altération sur gneiss

a) *Eléments majeurs*

. Roches mères

Les observations pétrologiques des roches saines montrent qu'elles sont constituées de quartz, d'andésine, de muscovite, de biotite, de rutile et de pyrite. En partant des hypothèses suivantes :

totalité de TiO_2 —> rutile (TiO_2) ; le titane et le sodium contenus dans la biotite sont considérés comme négligeables.

totalité de MgO —> biotite ($Si_{2,90} Al_{1,10} (Al_{0,60} Fe^{2+}_{1,18} Mg_{0,93} Ti_{0,07}) K_{0,70} O_{10} Na_{0,02} (OH)_2$)

totalité de CaO —> andésine ($Si_{2,54} Al_{1,46} Na_{0,54} Ca_{0,46} O_8$)

reste de K_2O —> muscovite ($Si_{3,10} Al_{0,90} (Al_{2,00}) K_{0,80} Na_{0,10} O_{10} (OH)_2$)

reste de FeO —> pyrite (FeS_2)

reste de SiO_2 —> quartz (SiO_2)

la quantité d'oxydes exprimée en g, utilisée dans 100 cm^3 par chaque phase a été calculée à partir de la composition chimique moyenne de la roche mère (tableau 13). La moyenne des densités apparentes mesurées est de 2,6.

	SiO_2	Al_2O_3	FeO	CaO	MgO	K_2O	TiO_2
%/100 g	72,9	16,06	1,64	2,94	0,36	1,74	0,36
g/100 cm^3	189,5	41,76	4,27	7,64	0,94	4,52	0,94

Tableau 13. Composition moyenne des roches mères gneissiques (n = 6 : R1-1 R1-2, R2-1, R2-2, R3-1, R4-1 tableaux XXXVIII à XXXXI annexe).

Les résultats obtenus figurent dans le tableau 14.

Le calcul de la composition minéralogique (norme) donne des résultats comparables à ceux trouvés par l'analyse chimique ICP, toutefois, on observe un léger excès en Al_2O_3 dû à la composition variables des plagioclases : le taux d'albite obtenu à partir des analyses à la sonde de l'andésine est de 54%, alors qu'il peut varier de 40% à 60%.

g/100 cm ³	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	TiO ₂
Rutile	-	-	-	-	-	-	0,94
Biotite	4,40	2,19	2,15	-	0,95	0,83	-
Pyrite	-	-	2,12	-	-	-	-
Muscovite	24,94	21,21	-	-	-	3,69	-
Andésine	40,80	20,81	-	7,64	-	-	-
Quartz	119,3	-	-	-	-	-	-
Total	189,5	44,21	4,27	7,64	0,95	4,52	0,94

Tableau 14. Composition chimique des minéraux dans 100 cm³ de la roche fraîche.

Connaissant la masse et la densité de chaque minéral, nous pouvons calculer le volume correspondant dans 100 cm³ (tableau 15)

	(1)	(2)	(3)
Pyrite	3,53 g	5,26	0,67 cm ³
Rutile	0,95 g	4,13	0,23 cm ³
Biotite	10,5 g	3,00	3,50 cm ³
Muscovite	51,1 g	2,75	18,6 cm ³
Andésine	73,5 g	2,60	28,3 cm ³
Quartz	119,4 g	2,60	46,12 cm ³
Total	258,9 g		97,35 cm ³

Tableau 15. Composition minéralogique calculée de la roche fraîche ; (1) Poids minéral/100 cm³ roche ; (2) densité du minéral ; (3) Volume du minéral.

. La densité apparente mesurée (2,60) est très comparable à la densité calculée (2,57). La porosité de la roche saine déduite de ce calcul est de 2,65 %.

. Isaltérite

La composition chimique moyenne de l'isaltérite est donnée dans le tableau 16. La moyenne de la densité apparente mesurée est de 1,95.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	TiO ₂
%/100 g	68,4	20,77	2,4	-	-	1,27	0,49
g/100 cm ³ (iso-vol)	133,5	40,5	4,7	-	-	2,47	0,95
Bilan/R.M.	-30%	=	=	-100%	-100%	-45%	=

Tableau 16. Composition chimique moyenne de l'isaltérite (n= 7), (R.M : roche mère).

Le passage de la roche fraîche à l'isaltérite montre :

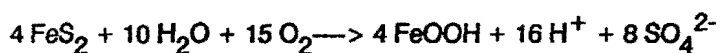
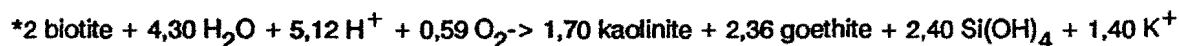
- . Fe, Al et Ti constants
- . perte de SiO₂ < K₂O < CaO, MgO (et Na₂O)

Ce passage roche fraîche-isaltérite se traduit, comme l'a montré l'étude pétrologique par l'altération de :

- Andésine——> Gibbsite (Al constant)
- Biotite——> Kaolinite + Goethite (Al et Fe constant)
- Muscovite——> Kaolinite (Al constant)
- Pyrite——> Goethite (Fe constant)

Quoique la présence de Fe dans la kaolinite et de Al dans la goethite aient été identifiées (chapitre III), ces substitutions n'ont pas été prises en compte du fait de leur taux modeste, dans un but de simplification.

La stabilité de l'aluminium et du fer dans le système global de l'isaltérite ne signifie nullement que ces éléments sont constants à l'échelle du minéral. Néanmoins la rareté de gibbsite de transfert montre que l'aluminium est peu mobile dans l'isaltérite. Les réactions d'altération mentionnées ci-dessous ne sont toutefois qu'approximatives :



* Réaction non équilibrée car la formule de la biotite de départ n'est pas isoélectrique (présence de vermiculite).

L'altération de la muscovite en kaolinite n'étant que partielle, la quantité résiduelle de muscovite a été déterminée par la quantité de K_2O restant dans l'isaltérite. La quantité de muscovite altérée en kaolinite a été calculée par différence.

La composition chimique des minéraux, le poids et le volume de chaque minéral peuvent alors être calculés ; les résultats sont reportés dans les tableaux 17 et 18.

g/100 cm ³	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂
Rutile	-	-	-	-	0,95
Gibbsite	-	20,81	-	-	-
Goethite	-	-	-	-	-
(ex pyrite)	-	-	0,67	-	-
(ex biotite)	-	-	4,07	-	-
Kaolinite	-	-	-	-	-
(ex biotite)	1,50	1,28	-	-	-
(ex musc.)	7,02	5,97	-	-	-
Muscovite	16,16	13,74	-	2,47	-
Quartz	108,82	-	-	-	-
Total	133,5	41,8	4,74	2,47	0,95

Tableau 17. Composition chimique des minéraux dans l'isaltérite.

	(1)	(2)	(3)
Rutile	0,95 g	4,13	0,23 cm ³
Gibbsite	31,8 g	2,40	13,26 cm ³
Goethite	5,27 g	4,28	1,23 cm ³
Kaolinite	18,3 g	2,60	7,04 cm ³
Muscovite	34,0 g	2,75	12,36 cm ³
Quartz	108,8 g	2,60	41,85 cm ³
Total	199,2 g		75,97 cm ³

Tableau 18. Composition minéralogique calculée dans l'isaltérite : (1) Poids minéral/100 cm³ roche ; (2) densité du minéral ; (3) Volume du minéral

La moyenne de la densité apparente mesurée (1,95) est très voisine de la densité apparente calculée (2,00), la porosité déduite de ce calcul est de 24 %.

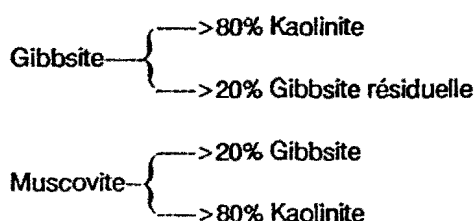
. Allotérite

La composition chimique moyenne de l'allotérite calculée sur 12 échantillons est donnée dans le tableau 19. Le calcul du poids d'oxydes dans un volume fictif de "100 cm³" d'allotérite (issu de l'altération de 100 cm³ de roche fraîche) se fait à Al et à Ti constants.

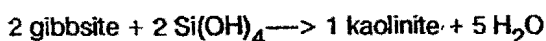
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂
%/100 g	58,9	28,0	5,12	0,95	0,63
g/"100 cm ³ " (iso-Ti)	84,10	40,00	7,31	1,36	0,90
g/"100 cm ³ " (iso-Al)	86,24	41,00	7,49	1,39	0,92
Moyenne	85,19	40,50	7,40	1,37	0,91
Bilan/R.M.	-55%	=	+57%	-70%	=

Tableau 19. Composition chimique moyenne de l'allotérite (n= 12), (R.M. : roche mère)

Les bilans iso-titane et iso-alumine montrent un lessivage de K₂O et SiO₂, et un apport en Fe₂O₃. Les observations pétrologiques permettent de formuler les hypothèses suivantes lors du passage de l'isaltérite l'allotérite :



Dans l'allotérite, comme dans l'isaltérite, la conservation de l'aluminium n'est vérifiée qu'à l'échelle de tout l'horizon. A titre d'hypothèse simplificative, les réactions suivantes ont été écrites à Al constant à l'échelle du minéral :



Les compositions minéralogiques et chimiques obtenues à partir de ces bases sont reportées dans les tableaux 20 et 21.

g/"100"cm ³	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂
Rutile	-	-	-	-	0,95
Gibbsite	-	-	-	-	-
(ex musc.	-	1,22	-	-	-
+ résiduelle)	-	4,16	-	-	-
Goethite	-	-	-	-	-
(taches	-	-	7,40	-	-
+ matrice)	-	-	-	-	-
Kaolinite	-	-	-	-	-
(ex musc.	5,72	4,87	-	-	-
+ ex gibbs	19,58	16,65	-	-	-
+ héritée)	8,52	7,25	-	-	-
Muscovite	9,00	7,65	-	1,37	-
Quartz	42,37	-	-	-	-
Total	85,19	41,8	7,40	1,37	0,95

Tableau 20. Composition chimique des minéraux dans l'allotérite.

	(1)	(2)	(3)
Rutile	0,95 g	4,13	0,23 cm ³
Gibbsite	8,23 g	2,40	3,43 cm ³
Goethite	8,23 g	4,28	1,91 cm ³
Kaolinite	72,63 g	2,60	27,93 cm ³
Muscovite	18,92 g	2,75	6,88 cm ³
Quartz	42,37 g	2,60	16,30 cm ³
Total	151,33 g		56,68 cm ³

Tableau 21. Composition minéralogique calculée dans l'allotérite :
(1) Poids minéral/³100 cm³ roche ; (2) densité du minéral ; (3) Volume du minéral

La moyenne de la densité apparente mesurée dans l'allotérite étant de 1,82, les 151,33 g qui représentent la masse issue de l'altération d'un volume initial de roche de 100 cm³ occupent un volume de 83,15 cm³. La réduction de volume par effondrement est alors de 16,85% lors du passage isaltérite-allotérite. La porosité calculée est de 31,80%.

Horizon nodulaire

La moyenne des analyses chimiques effectuées dans l'horizon nodulaire est consignée dans le tableau 22.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂
%/100 g	56,7	24,6	8,53	0,92	0,74
g/ ³ 100 cm ³ (iso-Ti)	69,73	30,25	10,25	1,13	0,91
Bilan/R.M	-63%	-28%	+123%	-75%	=

Tableau 22. Composition chimique moyenne de l'horizon nodulaire (n = 4), (R.M : roche mère)

Le bilan géochimique dans l'horizon nodulaire a été calculé à titane constant : l'étude pétrologique a montré en effet la grande résistance à l'altération du rutile. Ce bilan montre un apport notable en Fe₂O₃, une perte de Al₂O₃ par rapport à l'allotérite, et un lessivage de plus en plus marqué de SiO₂ et de K₂O. D'après l'étude pétrologique de l'horizon nodulaire et le calcul des bilans :

- le rutile et la gibbsite sont résiduels ;
- une partie de la muscovite est transformée en kaolinite ;
- le reste de Si donne le quartz ;
- Fe se distribue entre les nodules et la matrice. Le fer de la matrice est essentiellement goethitique et correspond au fer importé dans l'allotérite. Les nodules ferrugineux sont constitués par de l'hématite et de la goethite, respectivement dans un rapport de 9/1 en poids, estimé par l'étude pétrologique et par la diffraction des rayons X.

En partant des données précédentes, il est possible de calculer la composition chimique de chacune des phases et la composition minéralogique dans l'horizon nodulaire (tableaux 23 et 24) ;

Pour une densité apparente mesurée égale à 1,90 le volume total occupé par les 123,05 g de matériel de l'horizon nodulaire (issus de l'altération de 100 cm³ de roche saine) n'est plus que de 64,75 cm³. Cette réduction de volume résulte de la diminution de la kaolinite (-35%) enregistrée dans l'horizon nodulaire par rapport à l'allotérite. Le quartz et la muscovite restent à peu près stables. La porosité calculée, (30%) est du même ordre de grandeur que celle de l'allotérite.

g/100 cm ³	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂
Rutile	-	-	-	-	0,91
Gibbsite	-	5,38	-	-	-
Goethite	-	-	2,70	-	-
(dans matrice)	-	-	0,78	-	-
(dans nodules)	-	-	7,01	-	-
Hématite	-	-	-	-	-
Kaolinite	-	-	-	-	-
(ex musc)	1,61	1,37	-	-	-
(reste)	20,26	17,22	-	-	-
Muscovite	7,38	6,28	-	1,13	-
Quartz	40,48	-	-	-	-
Total	69,73	30,25	10,49	1,13	0,91

Tableau 23. Composition chimique des minéraux dans l'horizon nodulaire

	(1)	(2)	(3)
Rutile	0,91 g	4,13	0,22 cm ³
Gibbsite	8,23 g	2,40	3,43 cm ³
Goethite	3,87 g	4,28	0,90 cm ³
Hématite	7,01 g	5,19	1,35 cm ³
Kaolinite	47,02 g	2,60	18,08 cm ³
Muscovite	15,53 g	2,75	5,65 cm ³
Quartz	40,48 g	2,60	15,60 cm ³
Total	123,05 g		45,23 cm ³

Tableau 24. Composition minéralogique calculée dans l'horizon nodulaire.

(1) Poids minéral/100 cm³ roche ; (2) densité du minéral ; (3) Volume du minéral.

. Ensemble supérieur

Le calcul des bilans dans l'ensemble supérieur est basé sur la composition chimique moyenne de 8 échantillons (tableau 25) ;

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂
%/100 g	64,30	23,6	5,00	0,88	0,86
g/100 cm ³ (iso-Ti)	68,04	24,97	5,29	0,93	0,91
Bilan/R.M	-64%	-40%	+12%	-80%	=

Tableau 25. Composition chimique moyenne de l'ensemble supérieur (n = 8), (R.M : roche mère).

Comme dans l'horizon nodulaire, le bilan géochimique à titane constant de l'ensemble supérieur est souligné par un enrichissement en Fe₂O₃ (+12 %) et une perte en Al₂O₃ par rapport à l'ensemble sous-jacent, et un lessivage un peu plus intense de SiO₂ et K₂O.

Dans le cas où les profils S1 à S4 (composition moyenne) auraient fonctionné comme un système fermé, le fer importé dans l'allotérite et l'horizon à nodules proviendrait de l'ensemble sus-jacent par déferrugineuse et concentration localisée : le bilan en Fe₂O₃ serait alors équilibré. Hors il y a enrichissement en Fe₂O₃ (+12 %) dans l'ensemble supérieur, ce qui signifie qu'il y a apport extérieur, une partie du fer apporté actuellement dans l'allotérite, et dans les horizons supérieurs des profils S1 à S4 trouve sa source plus en amont où l'ensemble "nodulaire", en voie de dégradation, est plus développé (cas du profil S.17). Ou alors il faudrait envisager que le fer excédendaire provienne d'un horizon superficiel déferrifié aujourd'hui érodé.

En adjoignant aux hypothèses émises pour l'horizon nodulaire, une diminution de la quantité de gibbsite de 50%, et une transformation de l'hématite en goethite, les compositions chimique et minéralogique dans l'ensemble supérieur ont pu être calculées (tableaux 26 et 27).

g/100 cm ³	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂
Rutile	-	-	-	-	0,91
Gibbsite	-	2,69	-	-	-
Goethite	-	-	5,29	-	-
Kaolinite					
(ex musc.)	1,26	1,08	-	-	-
(reste)	18,82	16,00	-	-	-
Muscovite	6,12	5,20	-	0,93	-
Quartz	41,84	-	-	-	-
Total	68,04	24,97	5,29	0,93	0,91

Tableau 26. Composition chimique des minéraux dans l'ensemble supérieur

	(1)	(2)	(3)
Rutile	0,91 g	4,13	0,22 cm ³
Gibbsite	4,11 g	2,40	1,17 cm ³
Goethite	5,88 g	4,28	1,37 cm ³
Kaolinite	43,19 g	2,60	16,61 cm ³
Muscovite	12,86 g	2,75	4,68 cm ³
Quartz	41,84 g	2,60	16,09 cm ³
Total	108,79 g		40,68 cm ³

Tableau 27. Composition minéralogique calculée dans l'ensemble supérieur.

(1) Poids minéral/100 cm³ roche (2) densité du minéral ; (3) Volume du minéral.

La moyenne de la densité apparente mesurée étant de 1,73, les 108,79 g correspondant au volume de référence de roche initiale (100 cm³) ne représentent plus que 62,88 cm³. La porosité calculée de 35,4 %. Les pertes de matières sont minimales quand on passe de l'horizon à nodules à l'ensemble supérieur argilo-sableux ; seule la quantité de fer (sous forme de goethite) est réduite de moitié.

Discussion

L'évolution de 100 cm³ de roche mère (volume de référence) à travers les horizons successifs est schématisée dans la figure 44 ; où sont résumées :

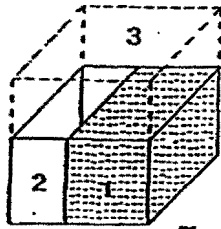
- les réductions de volume d'ensemble à partir de l'allotérite,
- l'accroissement de la porosité,
- les pertes en éléments intervenues à chaque passage d'un horizon à l'horizon supérieur (exprimées par rapport à la situation dans l'horizon sous-jacent),
- l'importation du fer au bénéfice des trois horizons supérieurs et son transfert de la surface en direction de l'allotérite.

+ 8,96 g / 100 cm³

Fe₂O₃

Source de Fe₂O₃ :

dans les horizons sus-jacents érodés, ou plus en amont de la toposéquence

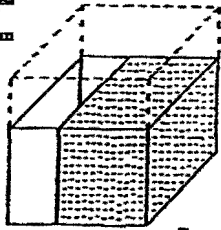


-48%

Ens. supérieur (62,88 cm³)
(Fe₂O₃ : 5,29 g)

SiO₂ -27%
K₂O -17%
Al₂O₃ -16%

+ 8,41 g / 100 cm³

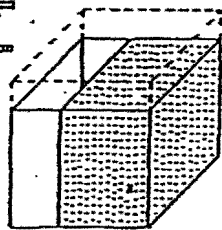


+38%

Ens. à nodules (64,75 cm³)
(Fe₂O₃ : 10,49 g)

SiO₂ -23%
K₂O -17%
Al₂O₃ -28%

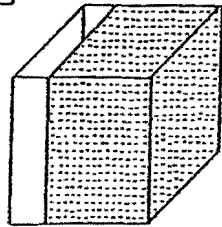
+ 2,66 g / 100 cm³



+57%

Allotérite (83,15 cm³)
(Fe₂O₃ : 7,40 g)

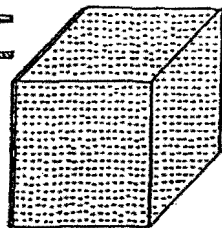
K₂O -44%
SiO₂ -36%



Isaltérite
(Fe₂O₃ : 4,74 g)

SiO₂ -30%
K₂O -45%

CaO, MgO, Na₂O -100%



Roche mère
(Fe₂O₃ : 4,74 g)

100 cm³

- 1 : volume de matière
- 2 : porosité
- 3 : tassement

Figure 44. Evolution générale de 100 cm³ de roche mère à travers les différents horizons d'altération des profils sur gneiss : gain ou perte des éléments par rapport à l'horizon sous-jacent.

Le calcul des bilans et la modélisation des altérations sur gneiss, réalisés à partir des éléments majeurs qui constituent l'ossature des principales phases minérales, sont synthétisés sur les figures 45 (bilan en volume), et 46 (bilan en poids).

Le passage de la roche fraîche à l'isaltérite, est caractérisé par une altération intense des plagioclases en gibbsite, des biotites en kaolinite et goéthite, et une transformation plus limitée des muscovites en kaolinite. La porosité passe de 2,65 % dans la roche fraîche à 24 % dans l'isaltérite.

La transformation de l'isaltérite en allotérite se fait par une réduction de volume de la roche de 16,85% par effondrement, implique un apport notable en Fe_2O_3 (+57 %), et voit le développement intense de la phase kaolinique suite à une forte dissolution du quartz ; et à l'altération de la muscovite ; la gibbsite est alors destabilisée. La porosité augmente à 31,8%.

L'enrichissement en Fe_2O_3 (+123 %) est considérable quand on passe de l'allotérite à l'horizon nodulaire, la réduction de volume est de 35,25 % par rapport au volume initial de la roche. La transition entre l'allotérite et l'horizon nodulaire est marquée par une perte sensible en kaolinite, et une grande stabilité des muscovites et quartz résiduels, abondants dans le fond matriciel des deux horizons. 35 % de la kaolinite sont lessivés probablement sous forme particulaire. La porosité (30 %) varie peu.

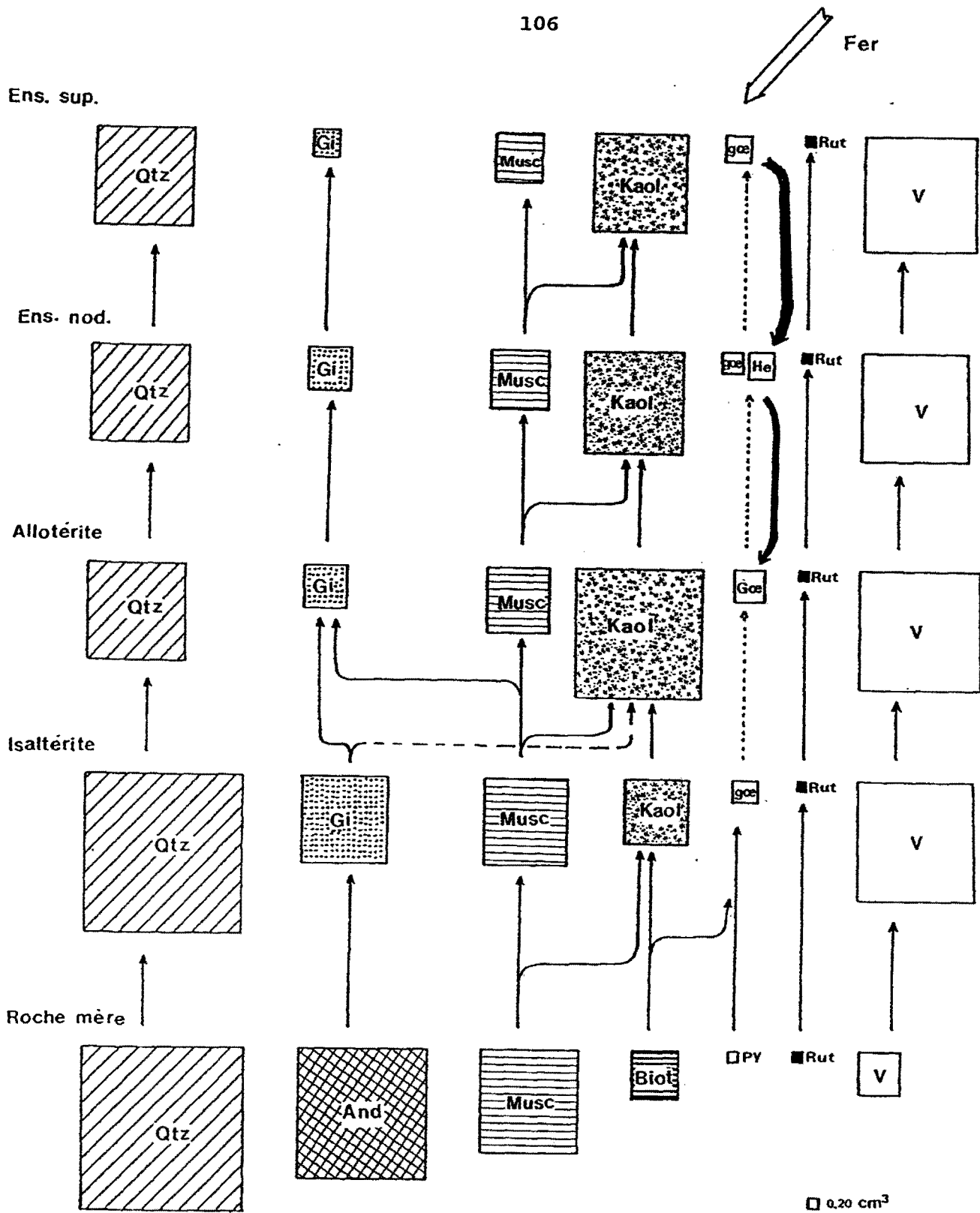
Le passage à l'ensemble supérieur montre une perte très limitée des principales phases minérales (quartz, kaolinite, muscovite), et une altération de l'hématite en goéthite. La stabilité des minéraux observée de l'allotérite à l'ensemble de surface des profils sur gneiss et l'aspect uniforme des kaolinites dans ces horizons, indiquent clairement une homogénéisation des conditions physico-chimiques dans l'allotérite et dans les horizons de surfaces sous l'influence prolongée du climat équatorial humide.

Au regard des épaisseurs et du tassement actuels des trois horizons de surface : allotérite, horizon à nodules et ensemble supérieur argilo-sableux, les épaisseurs initiales de ces trois horizons avant effondrement étaient respectivement de 2,40 m, 0,40 m et 1,60 m. Pour une colonne d'isaltérite de 100 cm^2 de section et 20 m d'épaisseur, dont la teneur en Fe_2O_3 est de 4,70 %, le stock de fer disponible actuellement est de $9,40 \cdot 10^3 \text{ g}$. En se basant sur les teneurs en fer des trois horizons de surface, et de leur épaisseurs avant tassement, les quantités de fer dans une colonne de 100 cm^2 de section dans l'allotérite, dans l'ensemble à nodules, et dans l'ensemble supérieur argilo-sableux sont respectivement de 1778 g, 420 g, et 848 g. Dans l'allotérite, la quantité de Fe_2O_3 héritée de la roche mère est de 1128 g, le reste soit 650 g sont importés ; dans l'ensemble à nodules 188 g sont hérités et 232 g importés ; dans l'ensemble supérieur, 752 g sont hérités et 96 g importés. Le fer total importé dans ces trois horizons de surface est de 976 g par rapport à 2068 g autochtones.

Deux cas de migration du fer peuvent être envisagés :

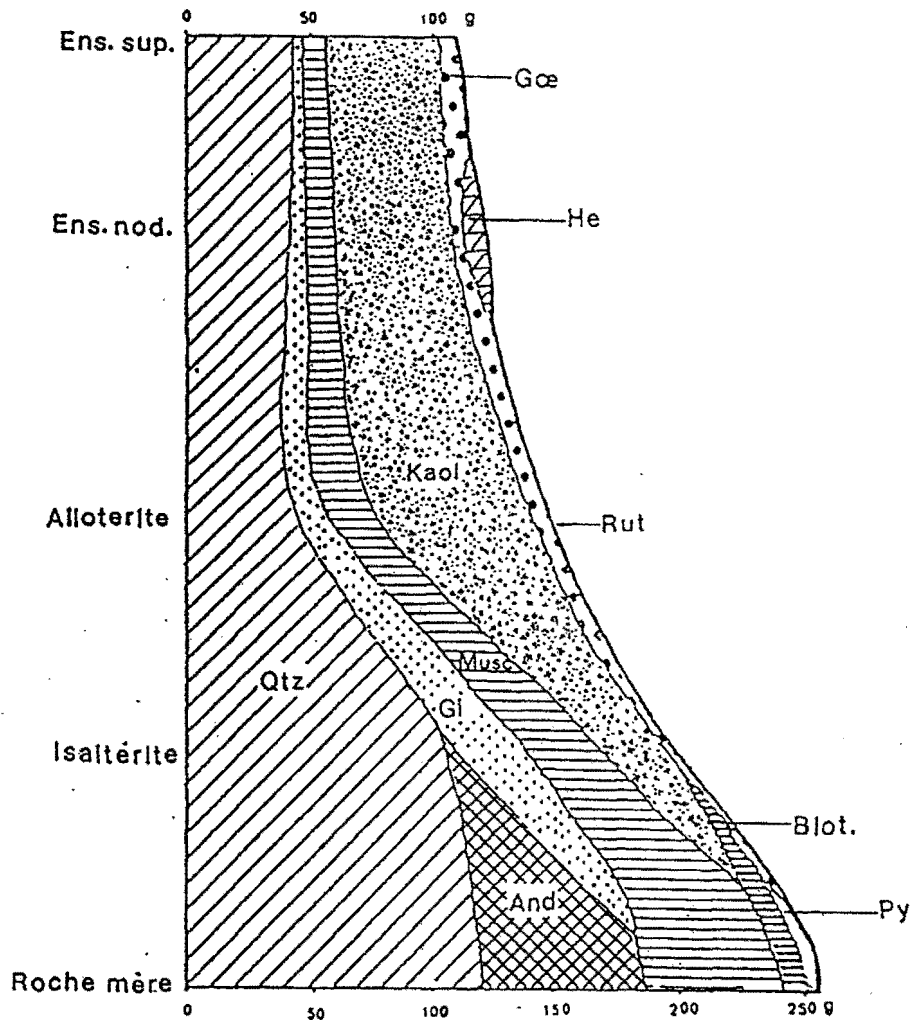
1) un schéma verticaliste, où l'essentiel du fer est importé dans les horizons actuels de surface proviendrait d'un horizon sus-jacent deferrifié et érodé. Les 976 g de fer excédentaires dans les horizons de surface représentent, pour une colonne de 100 cm^2 de section, une épaisseur de 208 cm au minimum de l'ensemble argilo-sableux actuel si la déferrugineuse est totale. Vu la pente actuelle de la toposéquence des profils S1 à S4, qui est une preuve manifeste d'érosion, l'épaisseur de l'horizon de surface érodé peut être estimée en moyenne à 20 m, soit 30 m environ avant l'effondrement des structures (en postulant que la surface initiale était plane). Le stock de fer disponible qui est environ de $14 \cdot 10^3 \text{ g}$ est largement suffisant pour fournir les 103 g importés dans les horizons de surface des profils actuels ; le reste du fer étant latéralement évacué hors des profils.

2) une migration latérale du fer, qui semble actuellement très limitée, et ne concerne de toute façon que les horizons de surface.



Qtz : quartz ; And : andésine ; Musc : muscovite ; Biot : biotite ; Pyr : pyrite ; Rut : rutile ; Gi : gibbsite ; kaol : kaolinite ; Goe : goethite ; He : hématite ; V : vide.

Figure 45. Variation du volume des différents minéraux dans les horizons d'altération des profils sur gneiss, à partir de 100 cm³ de roche mère.



Qtz : quartz ; And : andésine ; Musc : muscovite ; Biot : biotite ; Pyr : pyrite ; Rut : rutile ; Gi : gibbsite ; kaol : kaolinite ; Goe : goéthite ; He : hématite.

Figure 46. Evolution du poids des différents minéraux dans les horizons d'altération des profils sur gneiss, à partir d'une masse de 257 g (100 cm^3) de roche mère.

b) *Eléments traces*

Les teneurs moyennes et les concentrations obtenues par le calcul des bilans des éléments traces, dans les roches mères et dans les différents ensembles d'altération des profils sur gneiss, sont récapitulées dans le tableau 28.

Ensemble supérieur.....											
	P ₂ O ₅	B	Li	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Sr	Ba	Zr
ppm	1027	319	36,5	103	130	36,8	13,7	92,3	92,2	474	223
g/100 cm ³ (iso-Ti)	1087	337	38,6	109	137	39,0	14,5	97,5	97,5	501	236
bilan %	-19		-71	+4	+60	-71	-63		-84	-68	-27
Ensemble à nodules.....											
	P ₂ O ₅	B	Li	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Sr	Ba	Zr
ppm	1007	181	48,5	166	200	37,7	14,0	96,2	98,0	429	207
g/100 cm ³ (iso-Ti)	1238	222	59,9	204	246	46,0	17,0	118	120	527	254
bilan %	=		-55	+94	+186	+18	-56		-80	-67	-21
Allotérite.....											
	P ₂ O ₅	B	Li	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Sr	Ba	Zr
ppm	1074	1815	60,4	85,8	104	34,5	15,5	230	107	438	172
g/100 cm ³ (iso-Ti)	1551	2622	87,0	124	150	51,0	22,4	332	154	633	248
bilan %	=		-34	+18	+74	-62	-38		-74	-60	-23
Isaltérite.....											
	P ₂ O ₅	B	Li	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Sr	Ba	Zr
ppm	652	177	49,3	48,4	39,0	21,2	8,55	44,3	107	537	144
g/100 cm ³ (iso-vol)	271	345	96,0	94,0	76,0	41,0	16,7	86,0	208	1047	281
bilan %	=		-28	-10	-12	-70	-57		-65	-34	-13
Roche mère.....											
	P ₂ O ₅	B	Li	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Sr	Ba	Zr
ppm	514	184	51,0	40,3	33,0	52,5	15,0	36,2	231	613	124
g/100 cm ³	1336	478	133	105	86,0	136	39,0	94,0	600	1594	322

Tableau 28. Teneurs moyennes et calcul des bilans des éléments traces dans les ensembles d'altération des profils sur gneiss.

D'après ces résultats, les éléments traces se subdivisent en quatre groupes :

.Eléments lessivés avec une altération croissante :

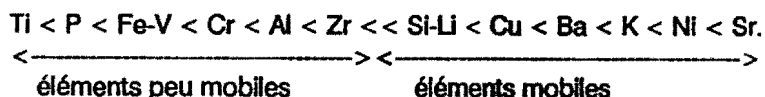
Zr < Ba < Cu < Ni, Li < Sr
-mobile-----> + mobile

.Elément constant : P ; le phosphore, très stable dans l'altérite et dans l'ensemble nodulaire, subit une légère perte dans l'ensemble supérieur).

.Elément dont le comportement est très proche de celui du Fe : Cr, V.

.Eléments à teneurs variables : Zn, B et Au ; les teneurs en bore varient selon les quantités de tourmaline réparties dans les profils, le zinc a un comportement semblable mais plus atténué. L'or (associé ou pas au bore) est réparti de manière très irrégulière dans les profils S1 à S4; la comparaison des teneurs en or dans les profils S1 à S4 avec celles de la roche mère, et le calcul des bilans ne présentent donc pas un grand intérêt. Une étude plus détaillée sur l'or a été réalisée dans le chapitre IV.

L'échelle de mobilité des éléments majeurs et traces, obtenue par le calcul des bilans (du -mobile au + mobile) est la suivante :



Ca, Mg et Na (non dosé), les plus mobiles sont totalement lessivés des profils S1 à S4.

2 - Le profil S5 sur roche ultrabasique

La partie supérieure du profil S5 étant constituée d'un mélange de matériaux issus de roches différentes (gneiss et ultrabasite), le calcul de bilan ne sera appliqué que dans l'isaltérite.

a) Eléments majeurs

. Roche mère

La composition chimique moyenne, et le poids (en gramme) des principaux éléments exprimés en oxyde dans 100 cm³ de la roche mère ultrabasique sont donnés dans le tableau 29.

R5	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	MnO	TiO ₂
% pond.	44,4	8,50	15,1	5,2	20,6	0,20	0,32	0,57
g/100 cm ³	129	24,8	44,2	15,1	58,7	0,58	0,93	1,66

Tableau 29 Composition chimique moyenne de la roche ultrabasique (n = 3), densité : 2,92.

Le calcul normatif à partir des analyses chimiques globales s'avère difficile à cause de la composition chimique des principaux minéraux qui renferment les mêmes éléments. D'après les observations pétrologiques, l'ultrabasite est composée (% en volume) de talc (40,50 %), d'amphibole (26,85%), de chlorite (26,6 %), de calcite (4,16 %), de pyrite (1,20 %) et de rutile (0,62 %).

A partir de cette composition modale (comptage des points), et connaissant la densité et la composition chimique de chaque minéral, nous avons calculé la quantité d'oxydes (en gramme) utilisée dans 100 cm³ par chaque phase. Les résultats figurent dans les tableaux 30 et 31.

	(1)	(2)
Talc	2,70	109,35 g
Amphibole	3,00	80,55 g
Chlorite	2,90	77,14 g
Calcite	2,70	11,23 g
Pyrite	5,26	6,35 g
Rutile	4,13	2,60 g
Total		287,18 g

Tableau 30 - densité (1) et poids (2) de chaque minéral dans 100 cm³

La densité apparente calculé à partir de ces résultats (2,87) est très proche de celle mesurée (2,92).

La composition chimique de chaque minéral est :

g/100 cm ³	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	Na ₂ O	CaO	MnO	K ₂ O	TiO ₂
Talc	65,4	-	12,6	30,0	-	0,76	-	-	-
Chlorite	18,6	17,8	21,5	9,46	-	-	0,14	0,07	-
Amphib.	41,0	5,88	10,4	12,5	0,70	8,20	-	-	-
Calcite	-	-	-	-	-	6,11	-	-	-
Rutile	-	-	-	-	-	-	-	-	2,60
Pyrite	-	-	1,74	-	-	-	-	-	-
Total	125	23,6	46,3	51,9	0,70	15,07	0,14	0,07	2,60
% pond.	42,8	8,11	16,0	17,8	0,24	5,16	0,04	0,02	0,89

Tableau 31 Composition chimique calculée de l'ultrabasite

La composition chimique obtenue par analyse chimique ICP, et celle calculée sont comparables.

. Isaltérite

La composition chimique et le bilan du sommet de l'isaltérite, à la base du profil S5, sont donnés dans le tableau 32. La densité moyenne est de 1,58.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	K ₂ O	CaO	MgO
% pond.	41,4	27,1	29,8	0,05	1,14	-	-	-
g/100 cm ³ /R.M	65,4	42,8	47,0	0,08	1,80	-	-	-
Bilan	-49%	+72%	+1%	-91%	+8%	-100%	-100%	100%

Tableau 32 Composition chimique et bilan de l'isaltérite S5 (R.M : roche mère)

Le calcul du bilan de l'isaltérite S5 montre un lessivage total de MgO et CaO, et de près de la moitié de SiO₂ ; une stabilité de Fe₂O₃ et TiO₂ ; et une forte accumulation de Al₂O₃. Les principales phases minéralogiques de cette isaltérite sont : la kaolinite, une goéthite alumineuse (substituée entre 12 % et 18 % AlOOH), très peu de gibbsite, quelques cristaux de quartz fissural, et du rutile. En partant des hypothèses suivantes :

TiO₂ —————> rutile
 Fe₂O₃ —————> goéthite (à 15 % en moyenne AlOOH)
 5 % Al₂O₃ —————> gibbsite
 Al₂O₃ (reste) ———> kaolinite
 SiO₂ —————> quartz ;

la composition chimique (g/100 cm³) de chacune de ces phases a été calculée, les résultats sont donnés dans le tableau 33. Le caractère alumineux de la goéthite a été pris en compte ici, du fait de l'importance des substitutions, et de l'abondance de cette phase.

g/100 cm ³	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂
Rutile	-	-	-	1,80
Gibbsite	-	2,14	-	-
Kaolinite	40,2	34,20	-	-
Goéthite(al)	-	5,13	47,0	-
Quartz	25,1	-	-	-
Total	65,3	41,47	47,0	1,80

Tableau 33. Composition chimique des minéraux dans 100 cm³ de l'isaltérite S5.

Le poids et le volume occupés par chaque phase dans 100 cm³ sont :

	(1)	(2)
Rutile	1,80 g	0,43 cm ³
Gibbsite	3,27 g	0,93 cm ³
Kaolinite	86,46 g	33,25 cm ³
Goethite af.	52,13 g	13,00 cm ³
Quartz	25,10 g	9,65 cm ³
Total	168,76 g	57,23 cm ³ (+ 42,77 cm ³ vide)

Tableau 34 Composition minéralogique calculée (isaltérite S5) ; (1) Poids minéral/100 cm³ ; (2) Volume minéral

Les faibles teneurs en MgO dans l'isaltérite du profil S5 (inférieures au seuil de détection -1 %) fait toutefois suspecter que l'échantillon analysé ne soit pas totalement représentative du matériel parental de l'isaltérite S5. La quantité de quartz dans cette isaltérite paraît également un peu grande pour une phase purement supergène.

La porosité obtenue par ce calcul qui est de 42,77 %, correspond assez bien à celle trouvée par l'étude pétrologique (chapitre III).

En résumé, l'évolution géochimique (à volume constant) de la roche mère vers l'isaltérite du profil S5 est récapitulée sur la figure 47.

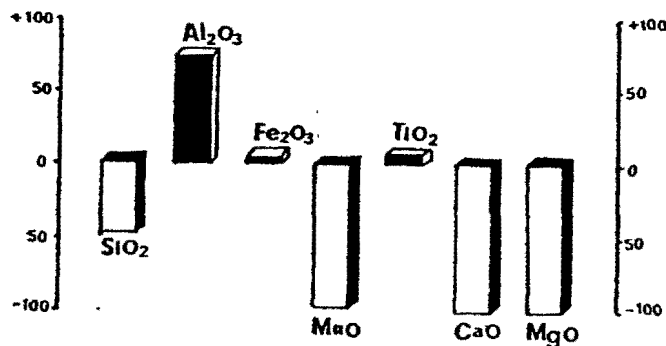


Figure 47. Résultats du bilan géochimique à volume constant dans l'isaltérite S5 par rapport à la roche mère R5.

Le passage de la roche mère à l'isaltérite est marqué par un apport notable de Al₂O₃ (+ 72 %), une stabilité de Fe₂O₃ et de TiO₂, un lessivage partiel de SiO₂, et intégral pour CaO, MgO et K₂O.

Deux caractéristiques semblent distinguer totalement en S5 des mécanismes décrits dans le reste de la toposéquence : l'importation de l'aluminium, qui peut trouver sa source dans les horizons supérieurs des profils amont (où une perte en Al a été décrite), et le caractère nettement plus alumineux des goethites de cette isaltérite.

b) Éléments traces

Les teneurs et les concentrations à volume constant des éléments traces dans la roche mère et dans l'isaltérite S5 sont données dans le tableau 35.

Roche mère.....												
	P ₂ O ₅	B	Li	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Ba	Zr
ppm	336	15	9	246	1590	76	887	74	132	15	13	66
g/100 cm ³	981	43	26	718	4642	221	2595	216	385	48	37	192
Isaltérite.....												
	P ₂ O ₅	B	Li	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Ba	Zr
ppm	1498	35	10	435	1767	42	391	201	145	16	25	150
g/100 cm ³	2366	55	15	687	2971	66	617	317	229	25	39	237
bilan en %	+140	+27	-42	-4	-36	-70	-76	+46	-40	-48	+5	+23

Tableau 35. Teneurs moyennes et calcul des bilans des éléments traces dans la roche mère et l'isaltérite S5.

Dans l'isaltérite S5, on distingue :

- les éléments lessivés :

Cr, Zn, Li, Sr, Co, Ni, Mn ;
 -mobile-----> + mobile

- les éléments stables : V, Ba ;

- les éléments accumulés de façon absolue : P, Cu, B, Zr ;

L'ordre de mobilité des éléments traces dans l'isaltérite S5 sur ultrabasite n'est pas tout à fait identique à celui des profils sur gneiss. Cu, Ba et Zr partiellement lessivés dans les profils situés à l'amont de la toposéquence s'accumulent dans l'isaltérite S5 ; par contre le chrome, qui se comporte comme un élément résiduel dans les profils sur gneiss, est en partie exporté hors du profil S5.

L'échelle de mobilité des éléments dans l'isaltérite S5 se résume comme suit :

Ti-Fe-V < P-Al-Cu-B-Zr << Cr-Zn-Li-Sr-Si << Co-Ni-Mn < Mg-Ca.
 <-----> <-----> <----->
 peu mobiles mobiles très mobiles

3. Conclusion sur le modèle de l'évolution

Des bilans géochimiques des profils de la toposéquence d'Ovala on peut retenir les faits suivants :

- L'altérite à texture conservée des profils implantés sur l'ensemble des gneiss correspond à une zone de d'accumulation relative en Al, Ti, Fe, P, (Cr et V). Cette zone d'accumulation relative est surmontée par des ensembles d'altération à texture modifiée, (de l'allotérite à l'ensemble supérieur), caractérisés par une accumulation absolue en Fe associé à Cr et V. L'accumulation en fer est maximale dans l'ensemble à nodules, et diminue nettement dans l'ensemble supérieur ; ces deux ensembles sont également particularisés par un soutirage de l'aluminium, et de la kaolinite. Seul le titane reste apparemment stable de la base vers le sommet des profils.

- Une partie des éléments lessivés dans les profils situés vers l'amont s'accumule de façon absolue dans le profil S5 situé à l'extrême aval de la toposéquence ; c'est le cas de P, Al, Cu, Zr et Ba.

L'essai de modélisation de l'altération à partir des analyses chimiques des roches mères et des différents horizons d'altération dans les profils étudiés, s'adapte parfaitement à l'étude pétrologique :

- La transformation de la roche mère gneissique en isaltérite, qui correspond à l'hydrolyse des minéraux primaires les plus altérables, est marquée par un lessivage total des alcalins et des alcalino-terreux issus de l'altération massive des plagioclases en gibbsite et des biotites en kaolinite. Quartz et muscovite sont peu affectés lors de cette première phase d'altération, qui se fait sans modification de la structure de la roche.

- Le passage de l'isaltérite à l'allotérite dans les profils implantés sur gneiss est souligné par un effondrement de la structure de la roche lié à une lixiviation intense des éléments sous le climat actuel d'une part; par une dissolution du quartz qui s'accompagne d'un développement de la kaolinite aux dépens de la gibbsite et de la muscovite ; et enfin par un apport de fer sous forme de goethite. Toutefois, la dissolution du quartz et celle de la gibbsite ne sont pas concomitantes à la formation de la kaolinite

- L'accumulation maximale des oxydes et hydroxydes de fer dans l'horizon à nodules (+123 %) du versant gneissique semble résulter d'une déferrugineuse d'un horizon initial de surface, peu ferruginisé, probablement à domaines ferrugineux discontinus dans une matrice sablo-argileuse et dont la composition minéralogique était probablement proche de celle de l'isaltérite des profils actuels. La dégradation actuelle des nodules ferrugineux alimente en fer l'allotérite sous-jacente (+57 %) en imprégnant uniformément la matrice argilo-sableux de cet horizon. Une partie de ce fer migre également vers l'aval de la toposéquence.

- L'ensemble supérieur à plasma ferro-kaolinique très abondant, représente une étape de cette déferrugineuse. Le fer excédentaire dans cet ensemble supérieur argilo-sableux (+12 %) signifie que le processus n'est pas encore achevé, et que le fer n'a pas été totalement évacué de cet horizon. Les niveaux sommitaux dont la déferrugineuse partielle a alimenté l'accumulation sous-jacente, sont aujourd'hui érodés sur ce versant. Une migration latérale du fer à partir de l'horizon nodulaire, plus épais vers le sommet de l'interfluve, n'est par ailleurs pas exclue.

- La redistribution des éléments dans les profils et à l'échelle de la toposéquence, est guidée essentiellement par le régime pluviométrique et par l'enfoncement du réseau hydrographique. L'écoulement vertical ou latéral des eaux entraîne une migration des éléments vers la base des profils (hydrolyse des minéraux à la base des profils et apport absolu en fer dans l'allotérite), ou vers l'aval de la toposéquence (accumulation de la gibbsite dans les horizons de surface de S5, lixiviation de l'aluminium dans les horizons de surface et accumulation corrélative de Al dans l'altérite du profil S5, sous forme de kaolinite et dans le réseau de la goethite).

Le modèle de l'altération supergène ainsi défini, met nettement en évidence des mouvements de matière dans un système très ouvert, et contribue à mieux saisir l'évolution générale, et la distribution des éléments dans les profils étudiés. Dans le cadre de cette étude dont l'objectif est de suivre le comportement des métaux, et plus particulièrement de l'or au cours de l'altération supergène, on constate que la dispersion de cet élément dans les horizons supérieurs de ces profils, (chapitre III) dépend d'un certain nombre de facteurs morphologiques et pédogénétiques susceptibles d'intégrer l'or dans le cycle supergène.

C - SYNTHÈSE DE L'ÉVOLUTION DE LA MINÉRALISATION PRIMAIRE DANS L'HISTOIRE DU PAYSAGE

1) Evolution du paysage

L'évolution des profils étudiés, est marquée par des modifications importantes des volumes, et d'accumulations absolues en fer dans les horizons supérieurs (de l'allotérite à l'ensemble supérieur). Ces transformations sont étroitement liées à l'évolution du paysage dans le temps et dans l'espace.

La ramification et l'enfoncement du réseau hydrographique sous climat équatorial, morcellent le relief et développent les formes convexes des collines du modelé actuel, évoquant certaines caractéristiques du paysage en demi-orange typique du milieu équatorial.

L'histoire de l'évolution de ce modelé ainsi que nous l'avons montré, est plus complexe. Bien que nous n'ayons pas fait l'étude systématique de la distribution des horizons cuirassés, on note la présence des blocs de cuirasse sous l'ensemble argilo-sableux à des altitudes voisines de 800 m à l'échelle de la région. Ces blocs de cuirasse correspondent aux derniers vestiges d'anciennes surfaces cuirassées (Chapitre I), formées dans des conditions climatiques différentes de celles de l'heure actuelle. BOULET (1974), LEPRUN (1977) en étudiant les surfaces cuirassées en Haute-Volta (Burkina-Faso) ; NAHON (1976), NAHON *et al.* (1977) au Sénégal ; BOULANGE (1984) en Côte-d'Ivoire ; MULLER (1987) au Cameroun ; notent le rôle primordial joué par le climat dans l'évolution des formations latéritiques.

Ces formations latéritiques des zones intertropicales résultent des interactions sous les différents climats caractéristiques de ces zones.

- Dans les climats tropicaux à longue saison sèche contrastée, les cuirasses ferrugineuses se développent aux dépens d'une altération kaolinique, ou du substratum.

- Sous les climats tropicaux, plus humides, il s'établit un équilibre entre les conditions de cuirassement et l'approfondissement du manteau kaolinique.

- En climat équatorial humide, les cuirasses ferrugineuses sont en déséquilibre, les altérations kaoliniques sont prédominantes, elles se développent aux dépens du substratum et d'éventuels faciès cuirassés formés dans des climats à saisons sèches plus marquées.

Toutefois les processus de cuirassement dépendent non seulement du climat, mais aussi de la nature des roches du substratum. Dans le secteur d'étude, l'horizon à blocs de cuirasse n'est pas présent sur tous les sommets élevés du haut pays, de même l'horizon nodulaire n'a pas la même importance sur chaque colline ; ceci montre que cet horizon "cuirassé" n'était pas continu, sa présence et son développement dépendaient de la nature de la roche mère. Certains reliefs à plus de 800 mètres d'altitude de la zone d'Été, sont constitués de barres de quartzite. Sur l'interfluve de la séquence des profils étudiés dont le substratum est essentiellement constitué de micaschistes et de gneiss micacés, les horizons de surface présentent des faibles teneurs en fer et renferment des minéraux primaires relativement abondants (muscovite, disthène...). Avant "la fonte" actuelle, les vraies cuirasses devaient donc être rares et l'ensemble initial de surface devait avoir une composition minéralogique proche de celle de l'allotérite actuelle. Les derniers vestiges des domaines ferrugineux indurés, semblent correspondre aux fragments lithorelictuels, qui se dégradent actuellement et évoluent vers des nodules ferrugineux de taille de plus en plus petite vers le sommet des profils et l'aval de la toposéquence. Les produits issus de la dégradation actuelle liée à l'enfoncement du réseau hydrographique sont redistribués vers la base des profils, et à l'aval de la toposéquence. Cette fonte géochimique s'accompagne des déplacements latéraux de matériaux limités sur les pentes des versants et des transports longitudinaux dans les zones d'incision.

2) Cycle supergène de l'or dans les profils d'Ovala

Les études pétrologiques et géochimiques des profils d'altération de la toposéquence d'Ovala montrent une évolution concomitante de la minéralisation aurifère et de sa roche encaissante. Cette évolution se traduit par : dissolution et précipitation, variation de composition chimique, amenuisement de la taille des particules d'or au cours de l'altération croissante. La dispersion de l'or en surface conduit à la formation d'un halo d'or "secondaire" autour de la minéralisation primaire. Ainsi l'or s'avère mobile dans les conditions de surface.

La mobilité de l'or a été mise en évidence depuis quelques dizaines d'années, principalement par des études expérimentales et thermodynamiques BASTIN (1915), FREISE (1931), KRAUSKOPF (1951), CLOKE and KELLY (1964), GONI *et al.* (1967), ONG and SWANSON (1969), MACHAIRAS (1967)

1970), MILLER and FISHER (1973), LAKIN *et al.* (1974), MANN (1984 a et b), WEBSTER et MANN (1984), WEBSTER (1986).

Des observations dans le milieu naturel se sont multipliées ces derniers temps et témoignent également de la mobilité de l'or dans des conditions latéritiques : MANN (1984) en Australie, COLIN (1986), EDOU-MINKO (1987) au Gabon, FREYSSINET *et al.* (1987) au Mali, MICHEL (1987) au Brésil, COLIN et LECOMTE (1986, 1988) au Gabon. L'exemple d'Ovala contribue à la connaissance du comportement de l'or dans des conditions de surface en zone tropicale humide.

a)- La source primaire

Deux corps minéralisés lenticulaires ont été mis en évidence au cours des études pétrologiques des sondages carottés réalisées par AUTRAN *et al.* (1969), BOULADON (1969 a et b), KASSA-MOMBO (1984), BOUTIN et KASSA-MOMBO (1985, 1986).

- Le premier corps minéralisé se localise dans une ortholeptynite au niveau de la carrière ; l'or est associé à des lentilles de quartz boudiné, à de la pyrite (chalcopyrite, pyrrhotine, mispickel...), ou se présente en grains libres.

- Le deuxième corps minéralisé se situe au contact gneiss-micaschiste et correspond au secteur d'étude. Ce contact est marqué par l'abondance des niveaux à tourmaline concordants sur la schistosité. L'or se présente en particules visibles, en inclusions dans le quartz, ou associé à de la pyrite ; il se trouve également associé à la tourmaline dans les fissures transminérales, ou parfois localisé entre les clivages des feuillets de muscovite.

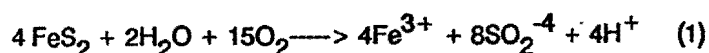
b)- L'or dans les horizons d'altération

Les particules d'or issues des horizons des profils étudiés sont généralement libres parfois associées à la goethite; elles sont marquées par de nombreuses figures de dissolution et sont de plus en plus émoussées, de grande finesse et de petite taille au cours de l'altération croissante. Accumulé de façon relative dans les horizons d'altération du profil S1, l'or se concentre de manière absolue dans les horizons de surface des profils S2, S3 et S4 situés à l'aval de l'axe minéralisé et à la limite inférieure de l'horizon à nodules du profil S5 à l'extrême aval du versant. Ceci met clairement en évidence au moins sur le versant gneissique une dissolution et un transport des particules d'or, à courte distance dans les horizons de surface des profils étudiés. La taille grossière des particules d'or contrarie néanmoins leur dissolution, et provoque, au moins en partie, leur accumulation relative (profil S1). BOYLE (1979) note que la dissolution de l'or est très limitée pour des particules de diamètre supérieur à 100 μm . L'anomalie de l'or primaire, bien qu'atténuée, se reflète en surface (GRANIER *et al.* 1963 ; DAVIES and BLOXAM 1979 ; BASSOT *et al.* 1980 ; TOOM'S 1982 ; DAVY et EL-ANSARY 1986 ; ZEEGERS 1987 ; LECOMTE et COLIN 1986).

c) - Les mécanismes de Dissolution

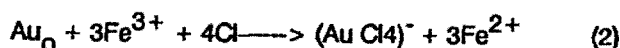
La dissolution et la dispersion de L'or, quoique limitées dans les profils d'Ovala est favorisée par l'altération des des minéraux de gangue (notamment les sulfures à la base des profils) et par la présence de Cl ; des teneurs élevées en Cl pouvant atteindre 200 à 300 ppm dans le plasma ferro-kaolinique des horizons de surface, ont été effectivement mesurées à la sonde.

Au cours de l'oxydation des sulfures (pyrite), la libération d'ions H^+ peut abaisser le pH jusqu'à atteindre des valeurs de 3, avec des valeurs de Eh proches de + 0,8V (SATO 1960, THORNBUR 1975, BLAIN *et al.* 1977, NICKEL 1984). L'altération de la pyrite peut s'écrire selon la réaction suivante :



Dans ces conditions, en présence d'ions chlorures, l'or est dissout et se combine avec Cl^-

(KRAUSKOPF 1951, SHCHERBINA 1956, CLOKE and KELLY 1964, SAHBYNIN 1966, LISTOVA *et al.* 1968, LAKIN *et al.* 1974, MANN 1984 a). La solubilité de l'or obtenue expérimentalement par CURTIN *et al.* (1970) à pH = 2 et à des concentrations en Cl de l'ordre de 0,05 M/l sont cependant faibles (< 0,004 mg/l en 21 jours). Les réactions suivantes peuvent s'écrire :



Dans des conditions neutres ou basiques, l'altération des sulfures peut conduire à la formation de l'ion $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$. Les solubilités de l'or dans ces conditions sont relativement élevées (3,4 mg/l en un mois), (CURTIN *et al.* 1970). L'ion thiosulfate peut se complexer avec l'or, et former $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)^{3-}$ (GOLEVA *et al.* 1970, GOLDABER 1983, WEBSTER 1986, STOFFREGEN 1987).

De tels mécanismes ne peuvent toutefois pas être retenus à la partie supérieure des profils, où la pyrite est totalement oxydée. Par contre, la présence des matières organiques et l'activité biologique importante sous la végétation dense des forêts équatoriales permet d'envisager la formation d'humates d'or comme l'ont montré CURTIN *et al.* (1970), BAKER (1978) et BOYLE (1979) par des travaux expérimentaux.

d) - Dispersion et accumulation

La dispersion de l'or dans les conditions de surface est fonction de deux processus : une dispersion par voie chimique, et une dispersion mécanique.

. Dispersion chimique

D'après les données thermodynamiques, la stabilité de l'ion $(\text{AuCl}_4)^-$ nécessite des conditions physico-chimiques particulières (pH < 5,5 et Eh élevé supérieur à + 0,9V). Dans les ensembles supérieurs des profils latéritiques des zones équatoriales, les valeurs de pH sont en général supérieures ou égales à 4 tout en restant acides et les valeurs de Eh nettement inférieures à + 0,9V (DABIN 1970, MULLER D. *et al.* 1981, MULLER J.P., 1983) ; la stabilité des chlorures d'or est alors très réduite : les complexes ioniques $(\text{AuCl}_4)^-$ ne peuvent migrer sur de longues distances. De plus, FETZER (1934, 1946) ONG and SWANSON (1968), GONI *et al.* (1968), CURTIN *et al.* (1970) ont montré que les chlorures d'or étaient réduits par les acides organiques à l'état de colloïdes d'or chargés négativement. Les hydroxydes de fer présents de la base jusqu'au sommet des profils peuvent fixer les colloïdes d'or. Ceci se traduit par l'association fréquente de l'or et des hydroxydes de fer observées dans le profil S1, et l'accumulation absolue de l'or dans la fraction fine des horizons de surface à plasma ferro-kaolinique. Selon ces auteurs, la destabilisation de ces complexes par les acides humiques peut également s'accompagner de la formation d'une couche protectrice de molécule organique autour des colloïdes d'or qui seront encore plus stables, et peuvent migrer à des longues distances.

Au regard de ces données, la migration de l'or sous forme de complexes ioniques semble très limitée. Ces complexes sont plus ou moins rapidement détruits à de courtes distances, pour former des colloïdes d'or très stables dans une large gamme de pH allant de 4 à 9 GOLEVA *et al.* (1970) figure 48. Ce mécanisme est compatible avec les conditions physico-chimiques actuelles régnant dans le secteur d'étude.

. Dispersion mécanique

A la dispersion chimique se superpose une dispersion mécanique. L'or hérité des roches mères (accumulation relative dans le profil S1) subit un transport latéral du type colluvial sur les pentes du versant et par les eaux de ruissellement à la surface des profils (S1 à S5) au fur et à mesure de l'évolution du relief et des changements climatiques. Ces déplacements latéraux sont très limités en ce qui concerne l'or grossier de l'amont à l'aval du versant. La dispersion de l'or dans les profils S1 à S4 et au moins en partie dans l'ensemble de surface du profil S5 sous couvert forestier est essentiellement liée aux exportations par transfert interne de très fines particules, associées à la kaolinite (et à la goéthite) très abondantes dans l'ensemble supérieur de ces profils.

La présence de quelques particules d'or associées aux minéraux de gangue et à teneurs en Ag relativement élevées dans le profil S5 et dans les alluvions à l'extrême aval de la toposéquence indique cependant que la migration de particules grossières est possible. L'or grossier de l'ensemble à fragments de roches du profil S5, à caractère alluvial très prononcé comme l'or des alluvions, proviennent d'un transport longitudinal dans une incision.

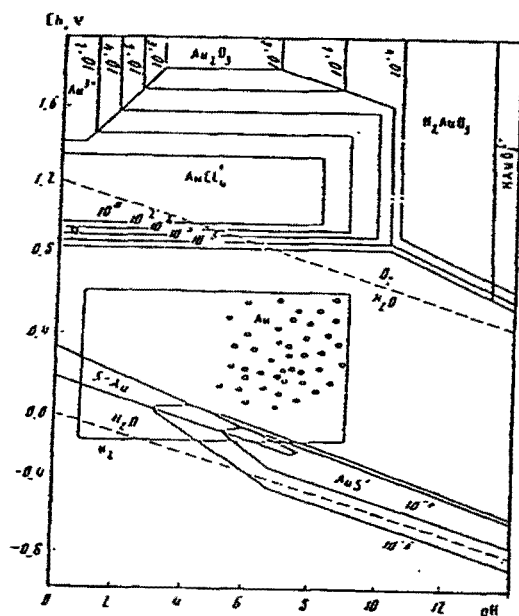


Figure 48. Stability relations between some gold compounds in water at 25° and 1 atm. total pressure (GOLEVA *et al.* 1970)

c) Conclusion

Dans les profils de la toposéquence d'Ovala, la dispersion de l'or est favorisée par la présence de sulfures dans les roches saines, de matière organique et de chlorures en surface qui sont responsables des solutions acides pouvant aider à solubiliser l'or et à fragmenter les particules grossières.

Son accumulation dans les profils serait essentiellement due : à la taille grossière des particules d'or héritées, qui limite leur fragmentation (accumulation relative) ; et à l'omniprésence de la goethite, qui piège l'or en migration (accumulation absolue). Il faut noter le double rôle joué par l'altération des sulfures dans les profils étudiés qui peuvent permettre la dissolution de l'or d'une part, et sa précipitation avec les hydroxydes de fer issus de l'oxydation de la pyrite d'autre part. Il est toutefois impossible de préciser si la migration préalable de l'or de la fraction fine, à l'origine de cette accumulation absolue, a eu lieu sous forme mécanique de très fines particules, ou sous forme de complexes en solution.

Les données bibliographiques, et les observations faites dans les profils étudiés sur le comportement de l'or dans des conditions d'altération supergène nous amènent à proposer le schéma évolutif de l'or relatif au secteur d'Ovala (figure 49).

En définitive, l'or issu de la minéralisation primaire se maintient à l'échelle de la toposéquence. La position haute de l'anomalie aurifère vers le sommet de la colline favorise une large dispersion de l'or dans les horizons de surface du versant, puis la migration de cet or vers la base des profils. Le mode de dispersion de l'or dans les profils d'altération, très développés en zone équatoriale humide a une influence directe sur la prospection géochimique de l'or.

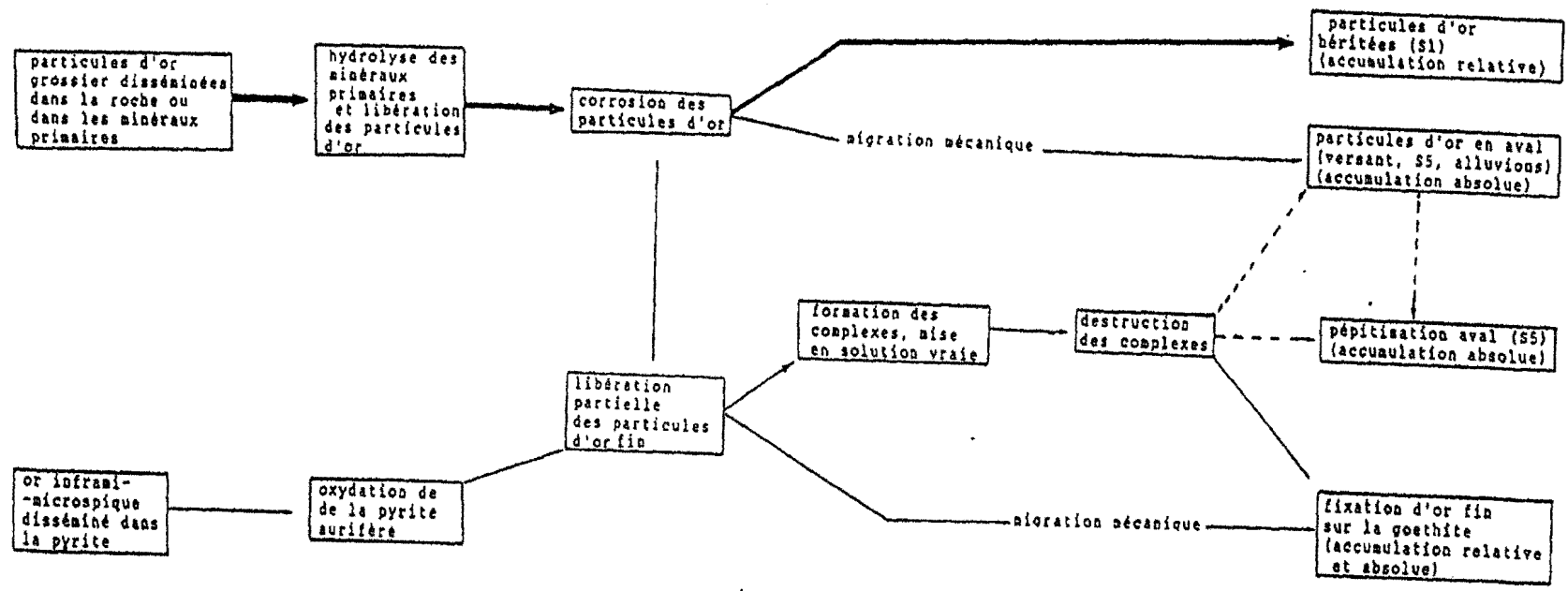


Figure 49. Evolution de la minéralisation aurifère primaire au cours de l'altération supergène dans la séquence des profils d'Ovala.

D. APPLICATION A LA PROSPECTION GEOCHIMIQUE DE L'OR

Les observations pétrologiques et géochimiques des profils aurifères de la toposéquence d'Ovala ont permis de dégager trois caractéristiques, toutes fondamentales pour la prospection minière en phase tactique :

- la filiation minéralogique et géochimique générale de la base vers le sommet des profils étudiés, marqué plus en détail, dans le cas de l'or par une lithodépendance verticale entre l'altérite et l'ensemble supérieur argilo-sableux du profil S1 ;

- la contamination dans les horizons de surface, des profils S2, S3 et S4 sur une centaine de mètres (en ce qui concerne l'or, seul le profil S5 se distingue en grande partie de ce schéma d'altération, et s'intègre mieux à un contexte alluvial), ce qui entraîne l'élargissement de l'anomalie aurifère en surface ;

- la taille des particules d'or, qui se caractérise souvent en prospection par l'effet de pépite.

1 - Problème de la lithodépendance et de l'élargissement de l'anomalie aurifère en surface

En zone équatoriale humide, la confusion sur l'origine allochtone ou autochtone de l'ensemble argilo-sableux de surface et de l'horizon à nodules ou "stone-line", ainsi que le manque d'étude pétrologique ou géochimique préalable du manteau d'altération dans les zones à prospecter, a nécessité des prélèvements systématiques à une profondeur moyenne de 10 mètres, au cours des vérifications des anomalies en sol à maille serrée. Cette profondeur se situe en général dans l'altérite ; deux questions peuvent se poser :

1°) Observe-t-on un départ ou une concentration de l'or dans l'altérite ?

2°) La structure minéralisée est-elle conservée ou pas dans cet ensemble ?

A la première question les observations pétrologiques et géochimiques montrent à la fois une concentration relative des particules d'or grossier, et une dissolution partielle de l'or dans les profils étudiés. Les quantités d'or lessivées dans l'altérite du profil S1 sont difficiles à chiffrer en raison de la répartition très irrégulière de l'or dans cet ensemble.

A la deuxième question nous répondrons que la structure minéralisée est en général conservée dans l'altérite. Dans les profils étudiés, la répartition irrégulière des teneurs en or dans l'altérite du profil S1 reflète la répartition de l'or dans le protore minéralisé. L'association or-tourmaline dans la roche saine s'observe également dans l'altérite du profil S1.

On constate que les prélèvements d'échantillons pour les analyses chimiques en profondeur dans l'altérite des zones minéralisées sont tout aussi tributaires des variations des teneurs en or (héritées de la roche mère) que de l'échantillonnage de la minéralisation primaire. En d'autres termes, l'homogénéité ou l'hétérogénéité des teneurs en or dans l'altérite reflète l'homogénéité comme l'hétérogénéité des teneurs en or de la roche saine.

La continuité minéralogique et géochimique globale mise en évidence de la base vers le sommet des profils étudiés, la filiation verticale pour la minéralisation aurifère de la base vers le sommet du profil S1, de même que l'élargissement de l'anomalie aurifère en surface avec diminution progressive des teneurs quand on s'éloigne de la zone source, peuvent permettre une focalisation de l'anomalie en or en surface aussi bien dans l'ensemble supérieur argilo-sableux que dans l'ensemble altérite, en prenant certaines précautions dans le mode d'échantillonnage, essentiellement en fonction de la granulométrie.

2 - Echantillonnage en fonction de la granulométrie

Dans les profils de la toposéquence d'Ovala, les particules d'or sont relativement grossières (quelques unes pouvant atteindre 1000 μm à 2000 μm dans le profil S1, voire 4000 μm dans le profil S5). Dans ces conditions, les analyses d'or de la roche totale pour qu'elles soient représentatives

nécessitent de grandes masses d'échantillon. GY (in BERNIT 1985) a montré que la masse d'un échantillon représentatif est fonction de la granulométrie de l'or. Pour une granulométrie de l'or comprise entre 1000 μm et 2000 μm , la masse de l'échantillon à prélever est de l'ordre de 10 Kg à 30 Kg, pour des teneurs de 1 g/t à 5 g/t. Pour passer de l'échantillon géochimique brut à l'échantillon de 50 g utilisé au laboratoire (avec un seuil de sensibilité de 20 ppb), il faut préalablement broyer les 10 Kg ou 30 Kg jusqu'à l'obtention d'une poudre homogène de granulométrie inférieure à 63 μm , ce qui est extrêmement délicat. En revanche l'analyse de 50 g d'échantillon de la fraction < 63 μm est largement informatif, dans l'altérite et plus encore en surface, et rentre parfaitement dans les normes définies par la règle de GY. Cependant, les données concernant la fraction < 63 μm ne représentent en général qu'une petite partie de l'or total de l'échantillon. L'évaluation la plus sûre et la plus rapide de cet or total peut être réalisée au moyen de batées de 8 litres. Ceci explique le choix que nous avons fait pour le calcul des teneurs en roche totale à partir de la fraction fine (< 63 μm) et des particules d'or visible prélevées à la batée; les teneurs obtenues nous paraissent plus proches de la réalité que celles obtenues par analyse de 50 g à partir d'un broyage de 0,5 Kg ou 1 Kg d'échantillon brut.

En conclusion, la prise en compte de la seule fraction fine en prospection géochimique tactique ne peut faire rater un objectif aurifère. Cette fraction fine des horizons meubles est au contraire d'utilisation facile (elle est obtenue par simple démottage et tamisage) et a pour avantage d'éliminer l'effet de pépîte, et d'homogénéiser l'échantillon à analyser. Comme l'or de la roche totale, l'anomalie visible de cette fraction tend à s'estomper dans l'horizon le plus superficiel, lorsqu'on s'éloigne de l'aplomb de la minéralisation primaire. Par contre, l'utilisation de cette seule fraction fine présente deux inconvénients : d'une part l'image de répartition de l'or de la fraction fine est plus étalée que celle de l'or de roche totale ; d'autre part elle fait perdre une partie de l'information sur l'or grossier. L'analyse géochimique de l'or de la fraction fine et le comptage (ou mieux encore la pesée) de l'or grossier récupéré par batée sont donc très complémentaires.

La prise en compte des observations pétrologiques, géochimiques et l'utilisation des méthodes d'analyse de plus en plus fiables tels que les dosages multi-élémentaires par ICP complétant les analyses or (chimique, pesée ou comptage à la batée) laissent entrevoir une méthodologie qui nous paraît efficace, facile à mettre en oeuvre et peu coûteuse.

3. Propositions

D'après les observations précédentes, la focalisation des anomalies de surface, à maille lâche, ou à maille serrée peut se faire aussi bien dans l'ensemble supérieur à une profondeur de 0,50 m à 1 m que dans l'altérite, en tenant compte non seulement de l'auréole de dispersion de l'or mais aussi de ses éléments accompagnateurs qui peuvent être de bons indicateurs de la minéralisation aurifère (MAZZUCHELLI and JAMES, 1966 ; ZEEGRES, 1987). Dans le cas d'Ovala le bore et à un moindre degré l'arsenic se superposent à l'anomalie aurifère de surface.

Dans un premier temps, au cours de la première phase de la prospection géochimique sol, nous suggérons :

- un prélèvement d'échantillon à une maille serrée (25 m X 10 m, ou 25 X 5 m par exemple) et l'utilisation de la fraction fine (< 63 μm) en analyse chimique. Cette fraction d'accès facile (obtenue par simple démottage et tamisage), est débarrassée de la phase stérile, le quartz, qui peut avoir un effet de dilution dans le cas de l'or à granulométrie fine. Le risque d'effet de pépîte, dans le cas de l'or grossier, est en outre supprimé. Elle évite enfin le traitement de grandes masses d'échantillons au laboratoire;

- une étude systématique à la batée, à une maille plus lâche qui complète l'information sur la granulométrie de l'or, inaccessible par les analyses chimiques globales.

Par la suite, au cours de la vérification de l'enracinement de l'anomalie, Nous envisageons deux cas :

- .Le cas d'une granulométrie grossière de l'or comprise entre 500 et 2000 μm), cas qui est précisément celui d'Ovala (profil S1). Un échantillon représentatif nécessite une masse de 5 Kg à 30 Kg pour des teneurs de 5 g/t en analyse de la roche totale. Le traitement de telles masses d'échantillons

entraînerait une perte de temps énorme et des dépenses supplémentaires ; d'un autre côté les prélèvements en profondeur à la moto-tarrière des échantillons de 0,5 Kg à 1 Kg sont loin d'être représentatifs des teneurs réelles en roche totale. Nous suggérons donc de procéder au fonçage d'une série de puits jusqu'à l'altérite, disposés perpendiculairement à l'allongement de la structure minéralisée à une maille intermédiaire (en fonction de l'importance de l'anomalie de surface) ; d'analyser la fraction fine à tous les niveaux ; et compléter par l'utilisation de la batée.

. Le cas d'une granulométrie fine ($< 500 \mu\text{m}$). Une granulométrie inférieure à $500 \mu\text{m}$ nécessite un échantillon de 0,5 Kg à 2 Kg représentatif pour des teneurs de l'ordre de 1 g/t. Les prélèvements d'échantillons en profondeur peuvent dans ce cas être effectués à la moto-tarrière, mais nous penchons pour un prélèvement d'échantillons par puits qui permet une étude plus détaillée des variations de faciès. Le problème de représentativité de l'échantillon étant résolu, on peut alors se contenter d'analyser uniquement la roche totale dans l'altérite.

Dans le cas d'une exploitation des flats de l'Ikoye ou de la Migoto (actuellement en projet) au Nord-Est d'Ovala, il serait souhaitable d'envisager un cubage des niveaux altérés des secteurs d'Ovala, de Dondo-Mobi (et de Mavikou), dans lesquels l'or, presque totalement extrait des minéraux de gangue, est facilement récupérable.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

Les principaux enseignements tirés de l'étude pétrologique et géochimique de la toposéquence aurifère d'Ovala sont les suivants :

1 - Le paysage du secteur Etéké-Ovala, situé en zone équatoriale humide est particularisé par la formation d'une multitude de collines en forme de demi-orange à partir d'anciennes surfaces planes, éventuellement cuirassées. La forme convexe des collines est guidée par l'enfoncement du réseau hydrographique et la dégradation des horizons de surface liée à la pédogénèse.

2 - Le modelé de cette région sous forêt équatoriale est façonné : par la digestion géochimique intense, qui est le processus majeur à toutes les échelles d'observation, aussi bien à l'échelle du paysage qu'à l'échelle microscopique ; et par l'érosion mécanique limitée à la surface par des déplacements latéraux des matériaux sur les versants, et par des déplacements longitudinaux dans les incisions. Ces déplacements de matières, discrets sur les pentes des versants, sont beaucoup plus visibles à l'extrême aval, marqués par une discontinuité nette entre l'altérite et les horizons de surface du profil S5.

3 - Les processus d'altération dans les profils étudiés suivent deux voies différentes, généralement opposées : une altération purement soustractive (accumulation relative) et altération additive (accumulation absolue).

- L'altération soustractive ou accumulation relative caractérise le passage de la roche fraîche à l'isaltérite. Ce passage se traduit par une altération différentielle des minéraux parentaux. Les feldspaths, la pyrite et la biotite sont complètement altérés respectivement en gibbsite, en goéthite et en kaolinite dans l'isaltérite. La muscovite, la tourmaline et les silicates de métamorphisme s'altèrent partiellement en kaolinite et/ou en gibbsite et goéthite ; une partie de ces minéraux primaires subsistent intacts jusqu'au sommet des profils. Cette évolution des minéraux parentaux s'accompagne d'une stabilité du Fe, Al et Ti, associés à P, Cr, V ; d'une lixiviation partielle ou totale (du moins mobile au plus mobile) de Si, Cu, Ba, K, Ni, Sr, Ca, Mg et Na. Il se crée des vides de dissolution, colmatés vers le sommet de l'isaltérite par des plasmas de transfert.

- La présence du plasma ferro-kaolinique dans les fissures et vides de dissolution au sommet de l'isaltérite marque le début des accumulations absolues. Cette accumulation absolue est largement exprimée dans l'allotérite et dans l'horizon nodulaire. L'allotérite est le siège de plusieurs types de modifications : changement de structure de la roche par effondrement, développement de la kaolinite suite à une dissolution du quartz et de la gibbsite, et accumulation absolue en fer. L'accumulation en fer dans l'allotérite suit deux voies différentes. La première, la plus importante, est celle d'une imprégnation diffuse sous forme de goéthite dans le plasma kaolinique, ce qui entraîne l'aspect homogène du plasma ferro-kaolinique. La deuxième, très limitée est celle d'une individualisation de nodules goéthitiques au sein du plasma ferro-kaolinique. Des domaines isaltéritiques sont dispersés dans l'allotérite et apparaissent de plus en plus imprégnés par l'hématite vers le sommet de l'allotérite. La formation de ces domaines indurés à hématite, ou fragments lithorelictuels est antérieure à la formation du plasma ferro-kaolinique, qui correspond au mécanisme actuel d'évolution de l'isaltérite en allotérite. Ces fragments lithorelictuels hématitisés représenteraient ainsi les reliques des domaines ferruginisés, probablement discontinus, de l'horizon initial de surface avant l'incision du paysage et le développement du modelé en demi-orange.

La redistribution verticale du fer à partir de cet horizon initial de surface peu ferruginisé, conduit à la formation simultanée de l'ensemble supérieur argilo-sableux et de l'horizon nodulaire par déferruginisation sommitale et concentration de plus en plus localisée du fer dans l'horizon nodulaire. Les nodules lithorelictuels hématitiques évoluent en nodules relictuels puis en nodules pseudopisolitiques à goéthite. La déferruginisation plus intense à l'heure actuelle entraîne une disparition progressive des nodules ferrugineux vers le sommet de l'ensemble supérieur argilo-sableux, et aboutit à un matériel homogène à quartz, kaolinite, goéthite et muscovite, rutile, silicates de métamorphisme résiduels. L'incision du paysage s'est accompagnée du décapage, par érosion, de la partie la plus superficielle, et la plus déferruginisée de ces profils. Une partie des éléments lixiviés dans

les profils S1 à S4 situés à l'amont s'accumulent dans le profil S5 situé à l'aval de la toposéquence, c'est le cas de Al, P, Cu, Ba et Au.

4 - L'horizon nodulaire, souvent désigné sous le terme de "stone-line" (VINCENT 1966, VOGT 1966, COLLINET 1969, RIQUIER 1969, SEGALEN 1969) résulte dans le cas des profils S1 à S4 d'une évolution in situ des matériaux issus de l'altération des gneiss à la suite des variations des conditions climatiques. Cet horizon nodulaire est la conséquence du télescopage des deux processus d'altération successifs : ancien isaltéritique, avec accumulation relative du fer sous forme d'hématite; et actuel avec migration et accumulation absolue de cet élément essentiellement sous forme de goéthite. Ces observations rejoignent celles faites par MULLER D. *et al.* (1981) au Congo ; MULLER J.P. (1987) au Cameroun. Par contre dans le profil S5, la *stone-line* a une origine allochtone, dûe au transport latéral et longitudinal des matériaux hétérogènes.

5 - Malgré le relai de deux mécanismes sur une même tranche de profil et les déplacements latéraux des matériaux sur les pentes des versants, la lithodépendance est la règle générale dans les profils S1 à S4. Toutefois l'accumulation des matériaux en bas de pente entraîne une discontinuité nette entre l'isaltérite sur roche basique et les horizons supérieurs du profil S5.

6 - La distribution de l'or dans la toposéquence d'Ovala permet de distinguer trois types de profils : le profil S1 situé sur l'axe minéralisé, les profils S2 à S4 situés sur le versant et le profil S5 à l'extrême aval de la toposéquence.

- Le profil S1 est particularisé par l'irrégularité des teneurs en or total dans l'altérite, celles-ci diminuent (mis à part dans le niveau à tourmaline) de l'isaltérite vers le sommet de l'allotérite et augmentent dans les horizons de surface. L'or, accumulé de façon relative dans ce profil est directement hérité de la minéralisation primaire.

- Dans les profils S2 à S4, les teneurs en or total augmentent systématiquement de l'altérite vers les horizons de surface. L'or est accumulé de façon absolue dans la partie supérieure de ces profils, suite aux déplacements latéraux des matériaux vers l'aval de la toposéquence. Cet or dont la source est l'ensemble de surface du profil S1 a un caractère éluvial/colluvial.

- Le profil S5 se distingue par des teneurs en or élevées à la base de l'ensemble à fragments de roches dû au transport longitudinal dans l'incision. L'or de l'ensemble à fragments de roches du profil S5 a un caractère alluvial prononcé.

Latéralement, les teneurs or diminuent du profil S1 au profil S4, et augmentent à nouveau dans le profil S5. Par contre, le pourcentage de l'or de la fraction fine dans l'ensemble argilo-sableux de surface augmente de l'amont vers l'aval de la toposéquence et chute dans l'ensemble à nodule du profil S5. Ceci montre que dans les profils S1 à S4 où l'or a un caractère éluvial et colluvial, la formation de l'or de la fraction fine (par fractionnement des particules grossières, ou par destruction des complexes ioniques) et la migration de l'or sous forme de fines particules, sont les facteurs essentiels. La chute brutale de l'or de la fraction fine dans l'ensemble à nodules du profil S5 correspondrait au passage du milieu éluvial/colluvial au milieu alluvial, la circulation d'eau dans l'incision assurant un tri granulométrique, l'or de la fraction fine est évacué plus en aval. Toutefois un début de pépétisation n'est pas à exclure dans cet horizon.

7 - Simultanément, les particules d'or visible évoluent verticalement et latéralement à partir de l'isaltérite vers l'ensemble supérieur du profil S1, et du profil S1 au profil S5 par dissolution, fractionnement, émoussage (et pépétisation) à l'extrême aval. Cette évolution morphologique de l'or s'accompagne également d'une évolution chimique par diminution des teneurs en argent.

8 - Près de 85% de l'or de la toposéquence d'Ovala est concentré dans la fraction granulométrique grossière (> 63 μm). Le fractionnement et la dissolution de l'or grossier contribuent à l'augmentation du pourcentage d'or de la fraction fine. Le nuage de dispersion de l'or de la fraction fine, inférieur à 63 μm reflète assez bien celui de l'or visible et de l'or total. Le drainage vertical, latéral ou longitudinal des eaux, lié à l'enfoncement du réseau hydrographique est le facteur principal de la redistribution des éléments dans les profils et contribue à l'élargissement de l'anomalie or en surface.

9 - Le calcul des teneurs en or total par addition des teneurs de la fraction $< 63 \mu\text{m}$ (obtenues par analyse chimique), avec celles de l'or visible (calculées à partir du comptage des particules récoltées à la batée) donnent des teneurs 1 à 10 fois supérieures à celles obtenues par analyse chimique de 50 g de poudre de la roche totale d'un échantillon de 1 Kg broyé et quarté. Les écarts des teneurs sont d'autant plus grands que les particules d'or sont grossières ($> 1000 \mu\text{m}$).

10 - La formation d'un halo de dispersion de l'or en surface, ainsi que la fiabilité des mesures des teneurs par analyse chimique de l'or de la fraction fine dans la séquence des profils d'Ovala, comme dans d'autres sites aurifères des zones équatoriales humides, incitent à privilégier l'utilisation de la fraction fine en prospection géochimique, cette fraction étant débarrassée de la phase stérile (le quartz) et le risque de l'effet de pépité étant annulé. Les teneurs en or total peuvent être estimées de façon raisonnable en additionnant les teneurs en or de la fraction fine obtenues par analyse chimique et les teneurs en or grossier obtenues par batée.

. Ainsi l'étude pétrologique et géochimique du manteau latéritique de la zone aurifère d'Ovala a-t-elle permis de proposer quelques règles de prospection de l'or en milieu tropical humide, particulièrement fiables pour ces matériaux, et faciles à mettre en oeuvre.

\$\$\$

BIBLIOGRAPHIE

AMBROSI J.P. (1984). Pétrologie et géochimie d'une séquence de profils latéritiques cuirassés ferrugineux de la région de Diouga, Burkina-Faso. Thèse 3e Cycle, Univ. de Poitiers 223 p.

AMBROSI J.P., NAHON D. (1986). Petrological and geochemical differentiation of lateritic iron crust profiles. *Chemical Geology*, 57, pp. 371-393.

AMBROSI J.P., NAHON D., HERBILLON A. (1986). The epigenetic replacement of kaolinite by hematite in laterite - Petrographic evidence and the mechanisms involved. *Geoderma*, 37, pp. 283-293.

AUTRAN A., LAFONT C., PICOT P., TEGGY A. (1969). Etude d'échantillons provenant d'Ovala (Gabon) BRGM, Orléan, inédit.

AZZIBROUCK-AZZILEY G. (1982). Lithostratigraphie, microtectonique et métamorphisme dans la vallée de l'Ogooué entre Booué et N'djolé, Gabon. D.E.S. Univ. de Nancy I, 41 p.

AZZIBROUCK-AZZILEY G. (1986). Sédimentologie et géochimie du Francevillien B (Protérozoïque inférieur). Métallogénie des gisements de manganèse de Moanda, Gabon. Thèse Univ. U.L.P. Strasbourg, 210 p.

BAKER W.E. (1978) The role of humid acid in the transport of gold. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, v 42, pp. 645-649.

BASTIN E. S. (1915). Experiments with colloïd gold and silver; *Wash. Acad. Sci.*, J., 5, pp. 64-71.

BASSOT J.P., TRAORE H. (1980). Le gisement d'or de Kalana, République du Mali. *Chronique de la Rech. Min.*, 457, pp. 5-18.

BELINGA S. E. (1972). L'altération des roches basaltiques et le processus de bauxitisation dans l'Adamaoua (Cameroun). Thèse doctorat d'Etat ès-Sc. Paris VI 571 p.

BHASKARA RAO A. (1987). Lateritised gravel bed - A new guide horizon for lateritic gold ? In : *Proceed. of the Intern. Seminar on laterite*, October 14 - 17, 1985, Tokyo, Japon. *Chem. Geol.*, 60, pp 287-291.

BENARD J. (1960). Influence des imperfections des corps solides sur les processus de nucléation. 4th *Int. Symp. Reactivity of solids*, Amsterdam, pp. 362-375.

BERNIT P. (1985) Note sur l'échantillonnage pour analyse de l'or. Rapport Int. DGMG Lib. non publié.

BITOM-OYONO D.D. (1988). Organisation et évolution d'une couverture ferrallitique en zone tropicale humide (Cameroun). Génèse et transformation d'ensembles ferrugineux indurés profonds. Thèse Univ. Poitiers. 214 p.

BLAIN C.F. and ANDREW R.L. (1977) Sulphide weathering and the evaluation of gossans in mineral exploration. *Minerals Sci. Eng.* 9, pp. 119-150.

BOCQUIER G., BOULANGE B., ILDEFONSE P., NAHON D., MULLER D. (1984). Les latérites, connaissance et perspectives actuelles sur les mécanismes de leur différenciation. Livre jubilaire du cinquantième de l'AFES, pp. 123-138

BOISTELLE R. (1982) Impurity effect in crystal growth from solution. *Interfacial Aspect of Phase Transformation*, B. Mutafschiev, ed., D. Reidel Publishing Compagny, Dordrecht, pp. 612-638.

BONIFAS M. (1959). Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. *Mem. Serv. Carte géol. Als-Lorr.*, 17, 153 p.

- BOULADON J.**, (1969 a). Essai d'interprétation des résultats des études faites à Orléans sur dix échantillons de carottes de sondages du gisement aurifère d'Ovala (Gabon). Notes BRGM Fr. SGL/Par promoteur, Inédit.
- BOULADON J.** (1969 b) Complément d'interprétation du gisement aurifère d'Ovala, Gabon. Commentaires à l'étude de douze nouveaux échantillons de carottes de sondages. Note BRGM, inédite.
- BOULANGE B.** (1984). Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire - Les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modelé. Trav. et doc. ORSTOM n° 175, 362 p.
- BOULANGE B., COLIN F., GRANDIN G.** (1985). Style de relief, aplatissements anciens et cuirasses en région de climat tropical humide. Exemple du Gabon. Réunion "Paléoaération et paysages associés" - RCP 706.
- BOULET R.** (1974). Toposéquence des sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibre et déséquilibre paléobioclimatique Th. Doct. sc., Strasbourg 330 p.
- BOULET R., BOCQUIER G., MILLOT G.** (1977). Géochimie de la surface et formes du relief. I. Déséquilibre pédobioclimatique dans les couvertures pédologiques de l'Afrique Tropicale de l'Ouest et son rôle dans l'aplanissement des reliefs. Sci. Géol. Strasbourg, 30, V. 4, pp. 235-243
- BOUTIN P.** (1984) Géologie et prospection pour or sur le permis G.4-104 Etéké (Gabon). Campagne de sondages 1983 et essai de synthèse. Rapport BRGM 84 LIB 001, non publié.
- BOUTIN P., KASSA MOMBO C.** (1985) Géologie et prospection pour or sur le permis G 4-104 Etéké, Gabon. Campagne de sondages 1984-1985. Rapport BRGM 85 GAB 041, non publié.
- BOYLE R.W.** (1979). The geochemistry of gold and its deposit. Geological Survey, Canada, Bull. 280, 584 p.
- BREWER R.** (1964). Fabric and mineral analysis of soils. John Wiley and sons, New-York, London, Sidney 470 p.
- BROSSE M., COLIN F., LECOMTE P.** (1987). Compte rendu de mission au Gabon (District d'Etéké). Rapport BRGM DAM/DEX non publié.
- CAEN-VACHETTE M., VIALETTE Y., BASSOT J.P** (1988) Apport de la géochronologie isotopique à la connaissance de la géologie gabonaise. In chronique de la recherche minière, n°491.
- CHATELIN Y.** (1968). Note de pédologie gabonaise. Géomorphologie et Pédologie dans le sud du Gabon des monts Birougou au littoral, Cahier ORSTOM, 6, série pédol. n° 1 pp. 3-20.
- CHATELIN Y.** (1974). Les sols ferrallitiques, Tome III : l'altération, Initiation. Doc. Tech. ORSTOM 144 p.
- CLOKE P.L., KELLY W. C.** (1964). Solubility of gold under inorganic supergene conditions. Econ. geology, vol 59, N°2, pp. 259-270.
- COLIN F.** (1984). Etude pétrologique des altérations de pyroxénite du gisement nickélicifère de Niquelandia (Brésil). Thèse 3° Cycle, Paris VII, 137 p.
- COLIN F.** (1986). Les formations superficielles du gîte aurifère de Dondo Moli, région d'Etéké. Gabon. Etudes pétrologique, géochimique et minéralogique. Résultats acquis. Rapport interne ORSTOM 71 P.
- COLIN F., LECOMTE P.** (1986) Le cycle supergène de l'or en milieu équatorial dans les profils d'altération de Dondo Moli, Gabon. Abstract of the Intern. Symposium of Géochimistry of the Earth Surface and processes of Mineral Formation, Granada, march, 1986.

COLIN F., LECOMTE P., EDOU-MINKO A. (1988). Pétrologie et géochimie des formations superficielles du Gabon. Journée Inventaire Minier de Libreville, octobre 86, Revue du Ministère des Mines et du Pétrole. Ed. Formule 13. Libreville. Gabon. In press.

COLIN F., LECOMTE P. (1988). Etude minéralogique et chimique du profil d'altération du prospect aurifère de Mébaga Mvomo (Gabon). Chron. rech. min. n° 491, pp. 55-65.

COLIN F., LECOMTE P. AND BOULANGE B (1988). Dissolution features of gold particles in lateritic profile from Dondo-Mobil Gabon. In Press.

COLLINET J. (1969). Contribution à l'étude des "stonelines" dans la région du Moyen-Ogoué (Gabon). Cah ORSTOM, Sér. Pédol., Vol VII, n°1, pp. 3-42.

CORTIAL PH. (1987) Géologie et prospection pour or sur le permis G 4-104 Etéké (Gabon). Rapport BRGM 86 GAB 174, non publié.

COSSON J. (1959). Essai de contrôle géologique de quelques minéralisations Gabon central (or, cassitérite, et columbo-tantalite). Chron. Mines O.M. et Rech. Min., n° 277, pp. 203-213.

CURTIN G.C, LAKIN H.W & HUBERT A.E (1970). The mobility of gold in Mull. US Geology. Surv. Prof. paper. Part C. Num 700, pp. 127-129.

DABIN B. (1979). Les principaux sols de l'Afrique de l'Ouest et leur potentialités agricoles. Cah. ORSTOM, sér. pédologique vol. XVII, n°4, pp. 235-258.

DAVIES T.C, BLOXAM T.W (1979). Heavy metal distribution in laterites, Southwest of Regent, Freetown igneous complex, Sierra Leone. Econ. Geol., 74, pp.638-644.

DAVY R. AND EL-ANSARY M. (1986). Geochemical patterns in the laterite profile at the Boddington gold deposit, Western Australia, J. Geochem. Explor., 26, pp. 119-144.

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSMANN J. (1963) Rock forming minerals. Vol 2, Chânes silicates, Longmans ED., pp. 1-142.

DELVIGNE J. (1965). Pédogénèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. Mém. ORSTOM, 13, 177 p.

DELVIGNE J., MARTIN H. (1970). Analyse à la microsonde électronique de l'altération d'un plagioclase en kaolinite par l'intermédiaire d'une phase amorphe. Cah. ORSTOM Sér. Géol. Vol II, n°2, pp. 259-295.

DEMANGE M. (1968). Géologie du gisement aurifère d'Ovala (Gabon). Essai de regroupement des connaissances acquises. Rapp. Dir. Min. Lib.

DEMANGE M. (1976). Une paragenèse à staurotite et tschermakite d'Ovala (Gabon). Bull. Soc. Fr. Minér. Cristall. 99, pp. 379-402.

DESBOROUGH G.A. (1970). Silver depletion indicated by micro-analysis of gold from placer occurrence, Western United States. Econ. Geol., 65, pp. 304-311.

DIDIER P. (1983) Paragenèses à oxydes et hydroxydes de fer dans les bauxites et les cuirasses ferrugineuses. Thèse de 3° cycle, Univ. Poitiers, 150 P.

EDOU-MINKO A. (1987). Pétrologie, minéralogie et géochimie d'une séquence de profils d'altération du prospect aurifère d'Ovala. (premiers résultats) 60 p. Rapport Univ. Poitiers, inédit.

ESCHENBRENNER V. (1987). Les glébules des sols de la Côte-d'Ivoire, nature et origine en milieu ferrallitique, modalité de leur concentration, rôle des termites. Thèse d'état. Univ. de Bourgogne. 460 p.

- ESWARAN H., YEOW YEM HENG.** (1976) The weathering of biotite in a profile on gneiss in Malaysia. *Geoderma*, 16, pp. 9-20.
- ESWARAN H., BIN W.C.** (1978). A study of a deep weathering profile on granite in Peninsular Malaysia III. Alteration of feldspars. *Soil Sci. Soc. Am J.* 42, pp. 154-158.
- EVANS D.L.C.** (1982) Laterisation as a possible contributor to gold placers. *Eng. Min. J.*, AUG. 1981, pp. 86-91.
- FAYOLLE M.** (1979). Caractérisation analytique d'un profil d'argile à silex de l'Ouest du bassin de Paris. Thèse Univ. Paris VII, 181 p.
- FETZER W.G.** (1934). Transportation of gold by organic solutions. *Econ. geol.* V. 29, n°6, pp. 599-604.
- FETZER W.G.** (1946). Humic acids and true organic acids as solvents of mineral. *Econ. geology* v.21, n°1, p.47-56
- FREISE F. W.** (1931). The transportation of gold by organic underground solutions. *Econ geology*, 26, n°4, pp. 421-431.
- FREYSSINET P., EDIMO E., LECOMTE P., VAIRON J.** (1987). Dispersion of trace elements through lateritic profiles of East Cameroon. 12th International Geochemical Exploration Symposium, Orléans, France. Abstract volume, pp. 69-70.
- FREYSSINET P., ZEEGERS H., TARDY Y.** (1987) Néof ormation d'or dans les cuirasses latéritiques : dissolution, migration, précipitation. *CR. Acad. Sci.*, Paris, 305, II, pp 867-874.
- FRITSCH E.** (1984). Les transformations d'une couverture ferrallitique. Analyse minéralogique et structurale d'une toposéquence sur schistes en Guyane Française. Thèse Univ. Paris VII, 188 p.
- FRITSCH J.M.**(1981). Ecoulement et érosion sur les bassins versants. *Bull. ECEREX*, n°4 ORSTOM, Cayenne, pp. 23-44.
- FRITZ B.** (1981). Etude thermodynamique et modélisation des réactions hydrothermales et diagénétiques. *Mem.n°65 Sc. Geol. Strasbourg*, 197 p.
- GAUTHIER-LAFAYE F.** (1986). Les gisements d'uranium du Gabon et les réacteurs d'Oklo. Modèle métallogénique des gîtes à fortes teneurs du Protérozoïque inférieur. Thèse d'Etat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 250 p.
- GOLDABER M.B.** (1983). Experimental study of metastable sulphur oxyanion formation during pyrite oxidation at pH 6-9 and 30°C. *Amer. J. Sci.*, 283, pp. 193-217.
- GOLEVA G.A., KRIVENKOV V.A., GUTZ Z.G.** (1970). Geochemical trends in the occurrence and migration forms of gold in natural water. *Geochem. Internation. USA*, 1970, n°6, pp. 518-529.
- GONI J., GUILLEMIN C., SARCIA C.** (1967). Géochimie de l'or exogène. Etude expérimentale de la formation des dispersions colloïdales d'or et de leur stabilité. *Minéralium deposita*. v.1, n°4, pp. 259-268.
- GRANDIN G.** (1976). Aplatissements cuirassés et enrichissements des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest. *Mém. ORSTOM*, Paris, 82, 268 p.
- GRANDIN G., THIRY M.** (1983). Les grandes surfaces continentales tertiaires des régions chaudes, succession des types d'altération. *Cah. ORSTOM., sér. Geol.*, vol. XIII, n°1, pp. 3-8.
- GRANIER C., LAJOINIE P., VITALI C.** (1963). Géochimie de l'or et du cuivre dans les formations latéritiques argileuses du Mont Flotouo-Ity, Côte d'Ivoire. *Bull. Soc. Franc. Miner. Crist.* 86, pp. 252-258.

- GRAS F. (1970).** Surfaces d'aplanissement et de remaniement des sols sur la bordure orientale du Mayombe. Cah. ORSTOM. Ser. pédol. VIII, 3 PP 273- 294.
- GRIMBERT A. (1964).** La prospection géochimique de l'uranium. Application aux zones intertropicales forestières. Chronique des Mines et de la Rech. Min., janv. 1964.
- GUINIER A. (1956).** Théorie et technique de la radiocristallographie. Dunod Ed., Paris, pp. 462-465.
- HALLBAUER D. K., UTTER T. (1977).** Geochemical and morphological placer of Witwatersrand. Min. Dep., 12, pp 293-306.
- HARRISSON J.B. (1933).** The katamorphism of igneous rock under humid tropical conditions. Imp. Bur. Soil Sc. Harpenden, G.B., 79 p.
- HERAIL G. (1984).** Géomorphologie et gîtologie de l'or détritique. Piémonts et bassins intramontagneux du NW de l'Espagne. CNRS Ed., Toulouse, 456 p.
- HERAIL G., FORNARI M., MIRANDA V. ET VISCARRA J. (1988).** Découverte de nouvelles minéralisations primaires d'or dans la cordillère de Bolivie par analyse morphoscopique des paillettes d'or prélevées en alluvions. C.R. Acad. Sci., Paris, 307, II, pp. 63-69.
- HUSSON Y. (1981)** Campagne or Etéké 1980 (01-12-80/01-03-81) Rapport interne BRGM non publié.
- HUSSON Y., FOUQUET Y., KASSA MOMBO C. (1982).** Campagne or Etéké 1981. Géologie et prospection pour or sur le permis G 4-104. Rapport BRGM 82 LIB 002, non publié.
- HUSSON Y., KASSA MONBO C., CHOUTIER J.P. (1983).** Géologie et prospection pour or sur le permis G 4-104 Etéké (Gabon) ; campagne 1982. Rapport. BRGM 83 LIB 003, non publié.
- JANOT C., GIBERT H., TOBIAS C. (1973).** Caractérisation de kaolinites ferrifères par spectrométrie Mössbauer. Bull. Soc. Minér. Cristallogr., 96, pp. 281-291.
- KAMGANG BEYALA V. (1987).** Altération supergène des roches grenatifères de la région de Yaoundé (Cameroun) : Pétrologie - Minéralogie. Thèse 3^e Cycle Univ. de Poitiers. 170 p.
- KASSA-MOMBO C. (1984).** Contribution à l'étude géologique du gisement aurifère d'Ovala (Massif du Chaillu-Gabon). Thèse 3^e Cycle, Univ. de Nancy I, 298 p.
- KOMUSINKI J., STOCH L., DUBIEL S.M. (1981).** Application of electron paramagnetic resonance and mössbauer spectroscopy in the investigation of kaolinite group minerals. Clays and Clay minerals, 29, 1, pp. 23-30.
- KRAUSKOPF K. B. (1951).** The solubility of gold. Econ Geology Vol 46, n°8, pp. 858-870.
- LAFFITE P. (1972).** Traité d'informatique géologique. Masson Edit., Paris, 624 p.
- LAKIN H.W., CURTIN G.C., HUBERT A.E. (1971).** Geochemistry of gold in weathering cycle. Geochemical exploration. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy. Special volume 11, 1971, 196 p.
- LAPORTE G. (1962).** Reconnaissance pédologique le long de la voie ferrée. Comilog, I.R.S.C, 150 P.
- LECOMTE P., WILHEM E., ZEEGERS H. (1985).** Etudes méthodologiques sur la dispersion de l'or dans les profils d'altération ferrallitique. Exemples de Guyane, du Gabon, et de la côte d'Ivoire. Commun. présentée aux "Journées réflexions or" à Lbv. Gabon. Rap BRGM/GMX 1190 ; 13 p. non publié.

- LECOMTE P. COLIN F. (1987).** Gold dispersion and size fraction distribution in a tropical rain forest weathering profile at Dondo Mobil. Gabon. Abstract, p. 74. 12th Inter. Geochem. Exp. Symp. Orléans. France.
- LECOMTE P. (1988).** Stone line profiles : importance in geochemical exploration. Journ. of Geoc. Exp. 30, pp. 35-61.
- LE COUNT EVANS D. (1982).** Lateritization as a possible contributor to gold placers. Eng. Min. J., Aug. 1981, pp. 86-91.
- LEDRU P., EKO-NDONG J., PRIAN J.P., COSTE B., HACCARD D. (1987)** Les séries métamorphiques du Gabon central. Caractérisation d'une chaîne birrimienne de collision. Rapp. BRGM 87 GAB 135 GEO, non publié.
- LELONG F. (1969).** Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française) - Mém. Sci. de la Terre, Nancy, 14, 188 p.
- LENEUF N. (1959).** L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Thèse, Paris, 210 p.
- LEPRUN J.C (1977).** Géochimie de la surface et formes du relief. IV. La dégradation des cuirasses ferrugineuses. Etude et importance du phénomène pédologique en Afrique de l'Ouest. Sci. Géol. Strasbourg, 30, 4, pp. 265-273.
- LEPRUN J.C (1979).** Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique occidentale sèche. Génèse - Transformation - Dégradation. Mém. Sc. Géol., Strasbourg, 58, 224 p.
- LISTOVA L.P., VAINSTEIN A.Z., RYABININA A.A. (1966)** Dissolution of gold in media forming during oxydation of some sulfides. Metallogenya Osad. Matamorf. Porod. Akad. Nauk. SSSR. Lab. Asad. Polez. Iskop. pp. 189-199.
- MACHAIRAS G. (1967).** Dissolution et recristallisation de l'or primaire pendant l'oxydoréduction des sulfures aurifères. Bull. du B.R.G.M N°5, pp. 112-121.
- MACHAIRAS G. (1970).** Contribution à l'étude minéralogique et métallogénique de l'or; Bull. Rech. Géol. Min. (Fr.) Bull. (2°Ser.) Sec. 2, n°3 pp. 1-109.
- MACHAIRAS G. (1975).** Recherche de l'or primaire dans la région d'Etéké (Gabon). Rapport BRGM 75 LIB 002.
- MACHAIRAS G. (1976).** Recherche de l'or primaire dans la région d'Etéké (Gabon). Rapport BRGM 76 RMG 010 AF.
- MANN A.W. (1984 a).** Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles : some observations from Western Australia. Economic Geology v.79, pp.38-49.
- MANN A.W (1984 b).** Redistribution of gold in the oxidized zone of some Western Australian deposits. In : Gold-mining, Metallurgy and Geology. Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Perth and Kalgoorlie Regional Conference Proceedings, October 1984, pp.1-12.
- MARCHESSEAU J. (1965).** Etude minéralogique et morphologique de la stone-line au Gabon. Rapport BRGM LIB 65. A9.
- MAZZUCHELLI R.H., JAMES C.H (1966)** Arsenic as a guide to gold mineralization in laterite-covered areas of Western Australia. Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy (section B), 75, pp.286-294.

- MEADS R.E., MALDEN P.J.** (1975). Electron spin resonance in natural kaolinites containing Fe³⁺ and other transition metal ions. *Clay Minerals*, 10, pp. 313-345.
- MESTDAGH M.M, HERBILLON A.J., RODRIQUE L., ROUXHET P.G.** (1982). Evaluation du rôle du fer structural sur la cristallinité des kaolinites. *Bull. Minéral.* pp. 105, 457-466.
- MICHEL D.** (1987). Concentration of gold in in situ laterites from Mato Grosso. *Mineralium deposita*, v.22, pp. 185-189.
- MILLER A.D. AND FISHER** (1973). Dissolution of gold during oxidation by MnO₂. *Geochem. Int.*, 10, n°3, pp. 656-663.
- MILLOT G., BONIFAS M.** (1955) Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latérisation et bauxitisation. *Bull. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr*, 8, 1, pp. 1-20.
- MILLOT G.** (1979). Géochimie de surface et formes du relief. Exposé de géologie. Acad. des Sci., France.
- MOSSER C.** (1980). Etude géochimique de quelques éléments traces dans les argiles des altérations et des sédiments. Thèse Sc. Nat., Strasbourg, 222p.
- MOSSMAN D.J., HARRON G.A.** (1983) Origin and distribution of gold in the Huronian Supergroup, Canada. The case for Witwatersrand-type paleoplacers. *Precamb. Res.*, 20, pp. 543-583.
- MORRIS R.C.** (1983). Supergene alteration of banded iron formation. *Developments in Precambrian Geology* 6. pp. 513-532.
- MULLER D., BOCQUIER G., NAHON D., PAQUET H.** (1981). Analyse de différenciations minéralogiques et structurales d'un sol ferrallitique à horizons nodulaires du Congo. *Cah. ORSTOM, S2R. Pédol.*, Vol XVIII, n°2, pp. 87-109.
- MULLER J.P.** (1977). La séquence verticale d'organisation des horizons meubles de sols ferrallitiques camerounais. Variation en latitude en fonction du pédoclimat et de l'âge des sols. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.* XVI, 1, pp. 73-82.
- MULLER J.P.** (1982). Les horizons supérieurs des sols ferrallitiques jaunes du Woleu-Ntem. *Cahier ORSTOM, sér. pédol.* 19, n°2, pp. 107-115.
- MULLER J.P.** (1987). Analyse pétrologique d'une formation latéritique meuble du Cameroun. Essai de traçage d'une différenciation supergène par les paragénèses minérales secondaires. Thèse doctorat ès-Sc. Paris VII, 188 p.
- NAHON D.** (1976). Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal Occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs : géochimie, structures, relais et coexistences - Thèse Doc., Mém. n° 44, Univ. Louis Pasteur de Strasbourg 232 p.
- NAHON D., MILLOT G., PAQUET H., RUELLAN A. ET TARDY Y.** (1977). Géochimie de la surface et forme du relief. VII Digestion et effacement des cuirasses ferrugineuses par les encroûtements calcaires en pays aride, Sahara de Mauritanie. *Sci. Géol., Bull.*, 30, 4, Strasbourg. pp. 289-296.
- NAHON D.** (1986). Evolution of iron crusts in tropical landscapes. In rates of chemical weathering of rocks and minerals, edited by Colman S.M and Dethler D.P., Academic Press, pp. 169-191.
- NAIR N.G.K, SANTOSH M., MAHADEVAN R.** (1987) Lateritisation as a possible contributor to gold placers in Nilambur Valley, Southwest India. IN : Proceed of the Intern. Seminar on Laterite, October 14-17, 1985, Tokyo, Japan. *Chem. Geol.* 60, pp. 309-315.

- NASSAU K.** (1981). Crystal growth. Encyclopedia of Earth Sciences, Vol.IVB, Keith Frye ed., Hutchinson Ross Pub. Company, pp. 88-98.
- NICKEL E.H.** (1984). The mineralogy and geochemistry of the weathering profile of the Teutonic Bore Cu-Pb-Zn-Ag sulphide deposit. *Jl. Geochem. Explor.* 22, pp. 239-264.
- NOVIKOFF A.** (1974). Altération des roches dans le massif du Chaillu (République Populaire du Congo). Formation et évolution des argiles en zone ferrallitique. Thèse Doc. Strasbourg. 297 p.
- N'ZIENGUI-MAPANGO P.** (1981). Pétrologie comparée de deux gîtes supergènes manganésifères : gisements de Ziemougoula (Côte d'Ivoire) et de Moanda (Gabon). Thèse 3e Cycle, Poitiers, 103 p.
- ONG H.L., SWANSON V.E.** (1969). Natural organic acids in the transportation, deposition and concentration of gold. *Colo. Sch.Mines. Q.* 64, n° 1. January 1969, pp. 395-425.
- PERRUSSET A. C.** (1981). Aperçu de géomorphologie du Gabon. *Bull. Assoc. Géogr. Fr., Paris*, 476, pp. 83-89.
- PION J.C.** (1979). L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale sèche. Etude de quelques toposéquences en Haute-Volta.(Burkina-Faso). *Mém. Sci. Géol.* 57, 220 p.
- DE PLOEY J.** (1965). Position géomorphologique, génèse et chronologie de certains dépôts superficiels au Congo occidental, Quaternia.
- PRIAN J.P., SIMEON Y., JOHAN V., LEDRU P., PIANTONE P. COSTE B. EKO NDONG J.** (1988). Valorisation géologique de l'inventaire minier de l'archéen et du protérozoïque inférieur des feuilles de Mitzic, Booué et Mouilla 1/200 000 (Gabon central). *Rapp. BRGM*, inédit. 35 p.
- RIQUIER J.** (1969). Contribution à l'étude de "stone-lines" en région tropicale et équatoriale. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol., VII*, 1, pp. 71-113.
- ROOSE E.J.** (1979). Dynamique actuelle d'un sol ferrallitique très désaturé sur sédiment argilo-sableux sous culture et sous forêt dense humide subéquatoriale du sud de la Côte d'Ivoire. Adiopodoumé : 1964-1976. 1re partie : érosion et le bilan hydrique. *Cah. ORSTOM, sér. pédologique vol. XVII*, 4, PP. 259-282.
- SHABYNIN L.L.** (1966). On the migration of gold in natural waters; *Izvest Tomsk Polytekh. Inst., URSS*, 151, pp. 273-280.
- SARRAZIN G., ILDEFONSE P., MULLER J.P.** (1982). Contrôle de la solubilité du fer et de l'aluminium en milieu ferrallitique - *Geochim. Cosmochim. A.*, 46, pp. 1267-1279.
- SATO M.** (1960) Oxidation of sulfide ore bodies. I. Geochemical environments in terms of Eh and Ph. *Econ. Geol.*, 55, pp. 1202-1231.
- SHCHERBINA V.V.** (1956). Geochemical significance of quantitative Ag-Au ratios; *Geokhim*, n°3 pp 65-73. Also *Geochemistry* n°3, pp. 301-311.
- SEGALEN P.** (1965 a). Les produits alumineux dans les sols de la zone tropicale humide. *Cah. ORSTOM sér. Pédol.*, III n° 2 pp. 149-175.
- SEGALEN P.** (1965 b). Les produits alumineux dans les sols de la zone tropicale humide : les sols de la zone intertropicale humide et génèse des produits alumineux. *Cah. ORSTOM sér. Pédol.*, III, n° 3, pp. 179-205.
- SEGALEN P.** (1969). Le remaniement des sols et la mise en place de la stone-line en Afrique. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VII, n°1, pp. 113-132.

SMITH B.H. AND KEELE R.A. (1984). Some observations on the geochemistry of gold mineralization in the weathered zone at Norseman, Western Australia. *J. Geochem. Explor.*, 22, pp. 1-20.

SUTHERLAND D.G (1985). Geomorphological controls on the distribution of placer deposits. *Jour. Geol. Soc., London*, 142, pp. 727-737.

STOFFREGAN R. (1986) Observations on the behavior of gold during supergene oxidation at Summitville, Colorado, U.S.A, and implications for electrum stability in the weathering environment. *Applied Geochemistry*, 1, pp. 549-558.

TARDY Y. (1969). Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse, Strasbourg, 274 p.

TARDY Y., NAHON D. (1985). Géochimie of laterites, stability of Al-Goethite, Al-Hematite and Fe-Kaolinite in bauxites and ferricretes : an approach to the mechanism of concretion formation. *Amer. Jour. Sci.*, 285, pp.865-903.

TAZAKI K.(1982). Micromorphologie of halloysite produced by weathering of plagioclase in volcanic Ash. In *Inter. Clay Conference FARMERS V.C. Ed. Developments In Sedimentology. Elsevier*, 27, pp. 415-422.

THIRY M. (1982). Les kaolinites des argiles de Provins : géologie et cristallinité. *Bull. Minér.*, 105, pp. 521-526.

THORNER M.R. (1975). Supergene alteration of sulfides. II. A chemical model based on massive nickel sulfide deposit at Kambalda, Western Australia. *Chem. Geol.* pp. 15, 1-14.

TOOM'S J.S. (1982). Exploration for gold in humid tropics. In : *Intern. Geochem. Explor. Symp.* April 1982, Toronto, Canada, abstract pp. 90.

TRESCASES J.J. (1975). L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiqes en zone tropicale. Formation des gisements nickélicifères de Nouvelle-Calédonie. *Mém ORSTOM*, 78, 259 p.

TRICART J., CAILLEUX A. (1965). Traité de géomorphologie V : Le modelé des régions chaudes, forêts et savanes. Paris. 322 p.

VERHEYE W., STOOPS G. (1975). Nature and evolution of soils developed on the granitic complex in the sub humid tropics (Ivory Coast) - II. Micromorphology and mineralogy. *Pedologie XXV*, 1, pp. 40-55.

VEUX R. (1969). Résultat d'une campagne de sondages sur le gisement aurifère d'Ovala. *Rapp. BRGM 69 LIB. 008.*

VINCENT P.L. (1966). Les formations meubles superficielles au sud du Congo et du Gabon. *Bull. B.R.G.M n°4*, pp. 53-111.

VOGT J. (1966). Le complexe de la stone line. Mise au point. *Bull B.R.G.M n°4*, pp. 3-51.

WEBER F. (1968). Une série précambrienne du Gabon : Le Francevillien. *Sédimentologie, géochimie, relation avec les gîtes minéraux associés. Mem. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg*, 28, 328 p.

WEBSTER J.G. (1986). The solubility of gold and silver in the system Au-Ag-S-O₂-H₂O at 25°C and 1 atm. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 50, pp.1837-1845.

WEBSTER J.G., MANN A.W. (1984). The influence of climate geomorphology and primary geology on the supergene migration of gold and silver. *J. of Geochem. Explor.* 22, pp. 21-42.

WILHEM E. (1974). L'or dans le cycle supergène. Application à la prospection géochimique. *Rapport BRGM/GMX, Orléans. Inédit.*

WILSON A.F. (1983). The economic significance of non hydrothermal transport of gold, and the accretion of large gold nuggets in laterite and other weathering profiles in Australia. *Spec. Publ. Geol. Soc. Sci. Afr.* 7, pp. 229-234.

WOODWORTH J.B. (1912). Geological expedition to Brazil and Chile, *Bull. Mus. Comparative Zoology (Harvard)*, 56, n°1.

YONGUE-FOUATEU (1986). Contribution à l'étude pétrologique de l'altération et des facies de cuirassement ferrugineux des gneiss migmatitiques de la région de Yaoundé. Thèse 3^e Cycle Yaoundé, 214 p.

ZEEGERS H. (1978). Regional geochemical prospecting in equatorial areas : an exemple in French Guyana. BRGM Oct. 1978. In *Geochemical Exploration, 1978. Proceedings of the Seventh Intern. Geochemical Exploration Symposium*. Golden, Colorado, J.R. Waterson and P.K. Theobald Editor.

ZEEGERS H. (1987). Remaniements de surface et prospection géochimique de l'or. *Chron. rech. min.* n° 488, pp. 55-61.

LISTES DES FIGURES ET DES TABLEAUX

LISTE DES FIGURES

Figure 1 - Localisation du secteur d'Ovala.....	4
Figure 2. Schéma orographique du secteur Etéké-Ovala.....	6
Figure 3. Carte géologique de la région de Mouila.....	8
Figure 4. Carte géologique d'Ovala.....	10
Figure 5. Situation topographique de la séquence des profils étudiés.....	12
Figure 6. Coupe schématique du profil S.17.....	16
Figure 7. Coupes schématiques et compositions minéralogiques obtenues par diffraction de RX des profils S1 et S2.....	19
Figure 8. Coupes schématiques et compositions minéralogiques obtenues par diffraction de RX des profils S3, S4 et S5.....	22
Figure 9. Bloc diagramme du secteur d'étude.....	25
Figure 10. Répartition des éléments grossiers dans la <i>stone-line</i> des profils S1 à S5.....	27
Figure 11. Répartition des minéraux lourds dans la séquence des profils d'Ovala.....	30
Figure 12. Variations des teneurs en or visible (g/m^3) dans les profils S1 à S5 et dans les alluvions.....	35
Figure 13. Histogramme des fréquences des teneurs en Ag (%) des particules d'or des profils S1 à S5 et des alluvions.....	38
Figure 14. Evolution de la composition chimique des particules d'or - dans le profil S1, dans les profils S2 S3 S4, S5 et dans les alluvions.....	39
Figure 15. Variation des teneurs en Ag (%) du coeur (c) vers les bordures (b) de quelques particules d'or de diamètre > 1000 m de l'isaltérite et de l'ensemble de surface S1 ; et du profil S5 (6 et 7).....	40
Figure 16. Organisation microscopique des phases dans la roche mère gneissique (sondage S.21.).....	44
Figure 17 a - b. Organisation microscopique des phases dans la roche faiblement altérée (sondage S.21.).....	47
Figure 18. Organisation microscopique des phases dans l'isaltérite du profil S4.....	47
Figure 19. Représentation chémiograpique de l'altération des plagioclases en gibbsite, par l'intermédiaire d'une phase silico-alumineuse dans le système Si-Al-Na+Ca.....	48
Figure 20. Représentation chémiograpique de l'altération des biotites en interstratifiés biotite-vermiculites, en kaolinite et en goéthite dans le système Si-Al-Fe+Mg.....	49
Figure 21 a - b. Organisation microscopique des phases minérales dans l'allotérite : altération de la muscovite en kaolinite + gibbsite de précipitation (a) et en gibbsite (b).....	50
Figure 22. Représentation chémiograpique de l'altération de la muscovite en kaolinite et en goéthite dans le système Si-Al- K.....	51
Figure 23. Organisation microscopique des phases à la transition isaltérite-allotérite du profil S4.....	52
Figure 24 a - b. Organisation microscopique des phases dans l'allotérite du profil S1.....	54
Figure 25. Organisation microscopique des phases dans l'allotérite du profil S2 : altération du disthène en gibbsite.....	55
Figure 26. Représentation chémiograpique de l'altération du disthène en produits silico-alumineux et en gibbsite ; de la sillimanite en kaolinite dans le système Si-Al- Mg.....	55
Figure 27 a. Représentation chémiograpique de l'altération de la staurotide en kaolinite, en gibbsite et en goéthite + plasma de transfert dans le système Si-Al-Fe + Mg + TL.....	56
Figure 27 b. Représentation chémiograpique de l'altération de la tourmaline en gibbsite et en goéthite dans le système Si-Al-Mg.....	56
Figure 28. Représentation graphique des droites d'équilibre entre phases minérales-solution dans le système SiO ₂ -Al ₂ O ₃ -H ₂ O à 25°C.....	57
Figure 29. Organisation microscopique des différents types de nodules : nodule lithorelictuel (A), nodule relictuel (B), nodule pseudopisolitique (C) et (D).....	60
Figure 30. Représentation graphique des micro-analyses des domaines à hématite, à goéthite issue de l'altération de l'hématite, à goéthite bien cristallisée des différents nodules ferrugineux ; de la goéthite de pseudomorphose des agrégats à gibbsite dans le système SiO ₂ -Al ₂ O ₃ -Fe ₂ O ₃	62
Figure 31. Organisation microscopique des phases minérales dans l'ensemble argilo-sableux de surface.....	63
Figure 32. Spectres de résonance paramagnétique des kaolinites issues des différents horizons d'altération des profils S17, S2 et S4.....	65
Figure 33. Variation des teneurs des éléments majeurs dans les profils S1 à S5.....	73

Figure 34. Variarion des teneurs des éléments traces dans les profils S1 à S5.....	75
Figure 35. Variarion des teneurs des éléments traces dans les profils S1 à S5.....	76
Figure 36. Matrice de corrélation des éléments chimiques dans la roche totale des profils S1 à S5.....	78
Figure 37. Résultats de l'analyse factorielle de la roche totale.....	81
Figure 38. Résultats de l'analyse factorielle de la fraction < 63 μm	85
Figure 39 (a et b). Répartition de l'or de la roche totale et de la fraction < 63 μm dans la séquence des profils d'Ovala.....	86
Figure 40. Représentation graphique de l'évolution verticale des profils S1 à S5 dans le système SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3	90
Figure 41. Représentation chimio-graphique des profils S1 à S5 (roche totale) dans les systèmes V-Sr-Ni (A) et Ba-Sr-Ni (B).....	92
Figure 42. Variation latérale du taux de concentration des éléments majeurs et traces dans les roches mères R1 à R5 et dans l'ensemble supérieur argilo-sableux des profils S1 à S5.....	94
Figure 43. Variation latérale du taux de concentration des éléments traces dans les roches mères R1 à R5 et dans l'ensemble supérieur argilo-sableux des profils S1 à S5.....	96
Figure 44. Evolution générale de 100 cm^3 de roche mère à travers les différents horizons d'altération des profils sur gneiss : gain ou perte des éléments par rapport à l'horizon sous-jacent.....	104
Figure 45. Variation du volume des différents minéraux dans les horizons d'altération des profils sur gneiss, à partir de 100 cm^3 de roche mère.....	106
Figure 46. Evolution du poids des différents minéraux dans les horizons d'altération des profils S1 à S4, à partir d'une masse de 257 g (100 cm^3) de roche mère.....	107
Figure 47. Bilan géochimique à volume constant dans l'isaltérite S5 par rapport à la roche mère R5.....	111
Figure 48. Stability relations between some gold compounds in water at 25° and 1 atm.....	117
Figure 49 - Evolution de la minéralisation aurifère au cours de l'altération supergène dans la séquence des profils d'Ovala.....	118

LISTE DES TABLEAUX

Tableaux dans le texte

Tableaux 1 à 5. Teneurs en or visible dans les profils S1 à S5.....	33
Tableaux 6 à 10. Teneurs d'or calculées (g/t) dans les profils S1 à S5.....	71-72
Tableau 11. Proportions (%) de l'or de la fraction fine dans l'or total.....	83
Tableau 12. Moyennes des compositions chimiques pondérales des roches mères R1, R2, R3, R4 et R5 éléments majeurs et traces.....	91
Tableau 13. Composition chimique moyenne des roches mères gneissiques.....	97
Tableau 14. Composition chimique des minéraux dans 100 cm ³ de roche fraîche.....	98
Tableau 15. Composition minéralogique calculée de la roche fraîche.....	98
Tableau 16. Composition chimique moyenne de l'isaltérite.....	98
Tableau 17. Composition chimique des minéraux dans l'isaltérite.....	99
Tableau 18. Composition minéralogique calculée dans l'isaltérite.....	99
Tableau 19. Composition chimique moyenne de l'allotérite.....	100
Tableau 20. Composition chimique des minéraux dans l'allotérite.....	100
Tableau 21. Composition minéralogique calculée dans l'allotérite.....	101
Tableau 22. Composition chimique moyenne dans l'ensemble nodulaire.....	101
Tableau 23. Composition chimique des minéraux dans l'ensemble nodulaire.....	102
Tableau 24. Composition minéralogique calculée dans l'ensemble nodulaire.....	102
Tableau 25. Composition chimique moyenne dans l'ensemble supérieur.....	102
Tableau 26. Composition chimique des minéraux dans l'ensemble supérieur.....	103
Tableau 27. Composition minéralogique calculée dans l'ensemble supérieur.....	103
Tableau 28. Teneurs moyennes et calcul des bilans des éléments traces dans les ensembles d'altération des profils sur gneiss.....	108
Tableau 29. Composition chimique moyenne de la roche ultrabasique.....	109
Tableau 30. Densité et poids de chaque minéral dans 100 cm ³ de roche ultrabasique.....	109
Tableau 31. Composition chimique calculée de l'ultrabasite.....	110
Tableau 32. Composition chimique et bilan de l'isaltérite S5.....	110
Tableau 33. Composition chimique des minéraux dans 100 cm ³ de l'isaltérite S5.....	110
Tableau 34. Composition minéralogique calculée de l'isaltérite S5.....	111
Tableau 35. Teneurs moyennes et calcul des bilans des éléments traces dans la roche mère et l'isaltérite S5.....	112

Tableaux en annexe

Tableau I. Composition chimique (% pond.) de l'or associé aux oxy-hydroxydes dans l'altérite S1.
Tableau II. Composition chimique (% pond.) des particules d'or de l'isaltérite du profil S1
Tableau III. Composition chimique des particules d'or (% pond.) de l'allotérite du profil S1.
Tableau IV. Composition chimique des particules d'or (% pond.) du niveau à tourmaline du profil S1.
Tableau V. Composition chimique des particules d'or (% pond.) des ensembles de surface du profil S1.
Tableau VI. Composition chimique des particules d'or (% pond.) du profil S2.
Tableau VII. Composition chimique des particules d'or (% pond.) du profil S3.
Tableau VIII. Composition chimique des particules d'or (% pond.) du profil S4.
Tableau IX. Composition chimique des particules d'or (% pond.) du profil S5.
Tableau X. Composition chimique des particules d'or (% pond.) des alluvions.
Tableau XI a . Analyses chimiques du transect d'un bord à l'autre d'une particule d'or de l'isaltérite S1
Tableau XI b . Analyses chimiques du transect d'un bord à l'autre d'une particule d'or de l'isaltérite S1
Tableau XI c . Analyses chimiques du transect d'un bord à l'autre d'une particule d'or de l'isaltérite S1
Tableau XI d . Analyses chimiques du transect d'un bord à l'autre d'une particule d'or de l'allotérite S1
Tableau XI e . Analyses chimiques du transect d'un bord à l'autre d'une particule d'or de l'allotérite S1
Tableau XII a . Analyses chimiques du transect d'un bord à l'autre d'une particule d'or de "stone-line" S5
Tableau XII b . Analyses chimiques du transect d'un bord à l'autre d'une particule d'or de "stone-line" S5
Tableau XIII. Composition chimique des plagioclases (profil sur gneiss)

- Tableau XIV. Composition chimique des muscovites (profil sur gneiss)
- Tableau XV. Composition chimique des blotites (profil sur gneiss)
- Tableau XVI. Composition chimique des disthènes (profil sur gneiss)
- Tableau XVII. Composition chimique des staurotides (profil sur gneiss)
- Tableau XVIII. Composition chimique des tourmalines (profil sur gneiss)
- Tableau XIX. Composition chimique des pyrites (% pond.) dans le gneiss micacé R1.
- Tableau XX. Composition chimique (% pond.) de l'or primaire associé à la muscovite (roche mère R1).
- Tableau XXI. Composition chimique des produits silico-alumineux issus de l'altération des plagioclases (1 à 6) et du disthène (7 à 11).
- Tableau XXII. Composition chimique moyenne des gibbsites des profils étudiés.
- Tableau XXIII. Composition chimique des biotites-vermiculites (profil sur gneiss).
- Tableau XXIV. Composition chimique du plasma goethitique issu de l'altération de la biotite.
- Tableau XXV. Composition chimique moyenne des kaolinites des profils étudiés.
- Tableau XXVI. Composition chimique des oxy-hydroxydes de fer (% pond.) issus de l'altération des pyrites dans le gneiss micacé R1.
- Tableau XXVII. Composition chimique du plasma ferro-kaolinique des horizons de surface des profils S1 à S4; Cl en ppm.
- Tableau XXVIII. Composition chimique des domaines hématitiques des nodules lithorelictuels.
- Tableau XXIX. Composition chimique des domaines hématitiques des nodules relictuels.
- Tableau XXX. Composition chimique des domaines de goethite bien cristallisée au sein du plasma hématitique.
- Tableau XXXI a. Composition chimique du coeur hématitique des nodules pseudopisolitiques.
- Tableau XXXI b. Composition chimique des cortex goethitiques des nodules pseudopisolitiques.
- Tableau XXXII. Composition chimique des domaines brun-jaune des agrégats blanchâtres à gibbsite.
- Tableau XXXIII. Composition chimique des talcs (profil sur ultrabasite).
- Tableau XXXIV. Composition chimique des amphiboles (profil sur ultrabasite).
- Tableau XXXV. Composition chimique des chlorites (profil sur ultrabasite).
- Tableau XXXVI. Composition chimique du plasma goethitique du profil S5.
- Tableau XXXVII. Composition chimique des domaines noirs à hydroxydes de manganèse du profil S5.
- Tableau XXXVIII. Analyses chimiques de la roche mère R1 (éléments majeurs en % poids).
- Tableau XXXIX. Analyses chimiques de la roche mère R2 (éléments majeurs en % poids).
- Tableau XXXX. Analyses chimiques de la roche mère R3 (éléments majeurs en % poids).
- Tableau XXXXI. Analyses chimiques de la roche mère R4 (éléments majeurs en % poids).
- Tableau XXXXII. Analyses chimiques de la roche mère R5, (éléments majeurs en % poids).
- Tableau XXXXIII. Analyses chimiques de la roche totale du profil S1 (P_2O_5 et B en ppm, Au en ppb, les autres éléments sont en % poids).
- Tableau XXXXIII. (suite) Analyses chimiques de la roche totale du profil S1 (éléments traces en ppm).
- Tableau XXXXIV. Analyses chimiques de la roche totale du profil S2 (P_2O_5 et B en ppm, Au en ppb, les autres éléments en % poids).
- Tableau XXXXIV. (suite) Analyses chimiques de la roche totale du profil S2 (éléments traces en ppm).
- Tableau XXXXV. Analyses chimiques de la roche totale du profil S3 (P_2O_5 et Be en ppm, Au en ppb les autres éléments en % poids).
- Tableau XXXXV. (suite) Analyses chimiques de la roche totale du profil S3 (éléments traces en ppm).
- Tableau XXXXVI. Analyses chimiques de la roche totale du profil S4 (P_2O_5 et B en ppm, Au en ppb, les autres éléments en % poids).
- Tableau XXXXVI. (suite) Analyses chimiques de la roche totale du profil S4 (éléments traces en ppm).
- Tableau XXXXVII. Analyses chimiques de la roche totale du profil S5 (P_2O_5 et B en ppm, les autres éléments en % poids).
- Tableau XXXXVII. (suite) Analyses chimiques de la roche totale du profil S5 (éléments traces en ppm).
- Tableau XXXXVIII a. Teneurs d'or de la fraction < 63 μm obtenues par analyses chimiques et pourcentages de la fraction < 63 μm dans la roche totale des ensembles d'altération du profil S1.
- Tableau XXXXVIII b. Teneurs d'or (mg/t) calculées dans le profil S1.
- Tableau XXXXIX a. Teneurs d'or de la fraction < 63 μm obtenues par analyses chimiques et pourcentages de la fraction < 63 μm dans la roche totale des ensembles d'altération du profil S2.
- Tableau XXXXIX b. Teneurs d'or (mg/t) calculées dans le profil S2.
- Tableau L a. Teneurs d'or (ppb) de la fraction < 63 μm obtenues par analyses chimiques et pourcentages de la fraction < 63 μm dans la roche totale des ensembles d'altération du profil S3.

Tableau L b. Teneurs d'or (mg/t) calculées dans le profil S3 ; E.s* : ensembles de surface (à nodules et argilo-sableux) ; All : allotérite ; Isal : isaltérite.

Tableau LI a. Teneurs d'or (ppb) de la fraction < 63 μm obtenues par analyses chimiques ; et pourcentages de la fraction < 63 μm dans la roche totale des ensembles d'altération du profil S4.

Tableau LI b. Teneurs d'or (mg/t) calculées dans le profil S4 ; E.s : ensemble argilo-sableux de surface ; E.n : ensemble à nodules ; All : allotérite ; Isal : isaltérite.

Tableau LII a. Teneurs d'or (ppb) de la fraction < 63 μm obtenues par analyses chimiques ; et pourcentages de la fraction < 63 μm dans la roche totale des ensembles d'altération du profil S5.

Tableau LII b. Teneurs d'or (mg/t) calculées dans le profil S5 ; E.s : ensemble argilo-sableux de surface ; E.n : ensemble à nodules ; Isal : isaltérite.

Tableau LIII. Analyses chimiques de la fraction < 63 μm du profil S1 (Au en ppb, P_2O_5 et Ce en ppm, les autres éléments en % poids).

Tableau LIII. (suite) Analyses chimiques de la fraction < 63 μm du profil S1 (éléments traces en ppm).

Tableau LIV. Analyses chimiques de la fraction < 63 μm du profil S2 (Au en ppb, P_2O_5 et Ce en ppm, les autres éléments en % poids).

Tableau LIV. (suite) Analyses chimiques de la fraction < 63 μm du profil S2 (éléments traces en ppm).

Tableau LV. Analyses chimiques de la fraction < 63 μm du profil S3 (Au en ppb, P_2O_5 et Ce en ppm, les autres éléments en % poids).

Tableau LV. (suite) Analyses chimiques de la fraction < 63 μm du profil S3 (éléments traces en ppm).

Tableau LVI. Analyses chimiques de la fraction < 63 μm du profil S4 (Au en ppb, P_2O_5 et Ce en ppm, les autres éléments en % poids).

Tableau LVI. (suite) Analyses chimiques de la fraction < 63 μm du profil S4 (éléments traces en ppm)

Tableau LVII. Analyses chimiques de la fraction < 63 μm du profil S5 (Au en ppb, P_2O_5 et Ce en ppm, les autres éléments en % poids).

Tableau LVII. (suite) Analyses chimiques de la fraction < 63 μm du profil S5 (éléments traces en ppm).

Tableau LVIII. Analyses chimiques de la fraction < 2 μm de l'ensemble argilo- sableux des profils S1 à S5, (P_2O_5 , B, Pb, Sn et La en ppm, les autres éléments en % poids)

Tableau LVIII. (suite) Analyses chimiques de la fraction < 2 μm de l'ensemble argilo-sableux des profils S1 à S5, éléments traces en ppm.

Tableau LIX. Analyses chimiques de la fraction < 2 μm de l'altérite S3.

TABLE DE MATIERES

TABLE DE MATIERES

INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I - MILIEU NATUREL ET METHODES D'ETUDE	3
A -MILIEU NATUREL.....	3
1 - Situation géographique, climat et Végétation.....	3
2 - Geomorphologie.....	3
a) Le haut-pays.....	3
b) Le bas-pays	5
c) Discussion.....	5
3 - Contexte géologique.....	5
4 - Indices et gisements aurifères.....	7
5 - Le secteur d'Ovala.....	9
a) Cadre géologique.....	9
b) Minéralisation aurifère.....	11
B - METHODES D'ETUDE.....	11
1 - Démarche analytique.....	11
a) Etude cartographique.....	11
b) Terrain.....	11
c) Laboratoire.....	13
2 - Techniques analytiques.....	13
a) Loupe binoculaire.....	13
b) Diffraction de rayons X.....	13
c) Microscopie optique.....	13
d) Microscope électronique à balayage et microsonde électronique.....	13
e) Analyses granulométriques.....	13
f) Analyses chimiques.....	14
CHAPITRE II - LES PROFILS D'ALTERATION	15
A - PROFIL DU SONDAGE S.17	15
1 - La roche saine.....	15
2 - La roche faiblement altérée.....	15
3 - L'ensemble altérite.....	17
4 - L'ensemble à nodules ferrugineux, à fragments de roches et à cailloux de quartz.....	17
5 - L'ensemble supérieur argilo-sableux.....	17
B - LES PROFILS DES SONDAGES S.21 et S.22.....	18
1 - Les roches-mères.....	18
2 - Les roches faiblement altérées.....	18
3 - L'ensemble altérite.....	18

C - PROFIL S1.....	18
1 - L'ensemble altérite.....	18
2 - L'ensemble à nodules ferrugineux, à fragments de roches et à cailloux de quartz.....	20
3 - L'ensemble supérieur argilo-sableux.....	20
D - PROFIL S2.....	20
1 - L'ensemble altérite.....	20
2 - L'ensemble à nodules ferrugineux, à fragments de roches et à cailloux de quartz.....	21
3 - L'ensemble supérieur argilo-sableux.....	21
E - PROFIL S3.....	21
1 - L'ensemble altérite.....	21
2 - L'ensemble à nodules ferrugineux, à fragments de roches et à cailloux de quartz.....	21
3 - L'ensemble supérieur argilo-sableux.....	21
F - PROFIL S4.....	23
1 - L'ensemble altérite.....	23
2 - L'ensemble à nodules ferrugineux, à fragments de roches et à cailloux de quartz.....	23
3 - L'ensemble supérieur argilo-sableux.....	23
G - PROFIL S5.....	23
1 - L'ensemble altérite.....	23
2 - L'ensemble à fragments de roches et à cailloux de quartz.....	23
3 - L'ensemble supérieur argilo-sableux.....	24
H - DISCUSSION.....	24
1 - Minéraux primaires.....	24
2 - Minéraux secondaires.....	24
I - CONCLUSION.....	26
CHAPITRE III - PETROLOGIE DES ALTERATIONS	29
A - EVOLUTIONS MORPHOSCOPIQUE ET CHIMIQUE DES MINERAUX LOURDS.....	29
1 - Le rutile.....	29
2 - Les minéraux opaques.....	30
3 - La tourmaline.....	31
4 - Le disthène et la staurotite.....	31
5 - Les particules d'or.....	31
a) Répartition.....	31
b) Granulométrie et teneur	32
b1) La fraction > 1000 μm	32
b2) La fraction 500 μm - 1000 μm	34
b3) La fraction 80 μm - 500 μm	34
b4) Les teneurs.....	34
c) Morphologie.....	34
c1) Le profil S1.....	34
. Isaltérite et niveau à tourmaline.....	34
. Altérite à structure modifiée.....	36
. Les ensembles à nodules et argilo-sableux.....	36
c2) Les profils S2, S3 et S4.....	36

c3) Le profil S5.....	36
c4) Les alluvions.....	36
d) Etudes métallographique et chimique.....	37
d1) Métallographie.....	37
d2) Analyses chimiques.....	37
. Le profil S1.....	37
. Les profils S2, S3 et S4.....	38
. Le profil S5 et les alluvions.....	40
7 - Discussion.....	40
C - ORGANISATION MICROSCOPIQUE ET EVOLUTION DES PHASES MINERALES.....	43
1 - Profils sur gneiss.....	43
a) Ensemble roches-mères.....	43
a1) Caractères des roches-mères.....	43
a2) Caractérisation des minéraux primaires.....	44
b) Transformation des minéraux parentaux dans la roche faiblement altérée et dans l'isaltérite.....	46
c) Evolution des minéraux dans l'allotérite.....	53
d) Evolution des minéraux dans l'ensemble à nodules et à fragments de roches.....	58
d1) Le fond matriciel.....	58
d2) Les différents types de nodules.....	58
d3) Conclusion.....	61
e) Evolution des minéraux dans l'ensemble supérieur.....	63
f) Cristallinité des kaolinite.....	64
f1) Méthodes.....	64
f2) Résultats.....	72
g) Conclusion.....	66
2 - Le profil sur roche basique.....	68
a) Roche mère.....	68
b) L'altérite.....	69
3 - Conclusion sur l'étude pétrologique.....	69
CHAPITRE IV - EVOLUTIONS CHIMIQUES DES PROFILS D'ALTERATION	71
A - VARIATION DES TENEURS EN ROCHE TOTALE DANS CHAQUE PROFIL.....	71
1 - Les profils dérivés de roche mère gneissique (S1, S2, S3, S4).....	72
a) Eléments majeurs Si - Fe - Al.....	72
b) Eléments mineurs K - Ti - P - Mg.....	74
c) Eléments traces.....	74
2 - Le profil S5.....	77
a) Eléments majeurs Si - Fe - Al.....	77
b) Eléments mineurs K - Ti - P.....	77
c) Eléments traces.....	77
3 - Discussion.....	77

B - CORRELATION ENTRE ELEMENTS, ET ANALYSE FACTORIELLE POUR LES TENEURS DE LA ROCHE TOTALE.....	78
1 - Matrice de corrélation.....	78
a) Corrélations positives.....	79
b) Corrélations négatives.....	79
2 - Analyse factorielle.....	79
C - COMPARAISON DES ANALYSES ROCHE TOTALE ET FRACTION < 63 μm.....	80
1 - Eléments appauvris dans la fraction < 63 μ m.....	80
a) Eléments majeurs - Si.....	80
b) Eléments traces - As.....	80
2 - Eléments enrichis dans la fraction < 63 μ m.....	82
a) Eléments majeurs - Al - Fe.....	82
b) Eléments mineurs - Ti -P.....	82
c) Eléments traces.....	82
3 - Eléments à comportement opposé entre la base et le sommet des profils.....	82
4 - Cas de l'or.....	82
a) Profil S1.....	82
b) Profils S2, S3 et S4.....	83
c) Profil S5.....	84
5 - Discussion.....	84
D - CONCLUSION	85
CHAPITRE V - ESSAI DE QUANTIFICATION ET DE MODELISATION DE L'ALTERATION	89
A - EVOLUTION VERTICALE ET LATERALE DANS LA TOPOSEQUENCE.....	89
1 - Variations verticales des teneurs.....	91
a) Système SiO ₂ -Al ₂ O ₃ -Fe ₂ O ₃	91
b) Systèmes Sr-Ni-V et Sr-Ni-Ba.....	93
2 - Evolution latérale.....	93
a) Roches mères.....	93
b) Ensemble supérieur.....	95
b1) Eléments majeurs.....	95
b2) Eléments traces.....	95
3 - Discussion.....	95
B - BILAN ET MODELE DE L'EVOLUTION.....	97
1 - Altération des gneiss.....	97
a) Eléments majeurs.....	97
Roches mères.....	97
Isaltérite.....	98
Allotérite.....	100
Ensemble nodulaire.....	101
Ensemble supérieur.....	102
Discussion.....	103
b) Eléments traces.....	108

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE I

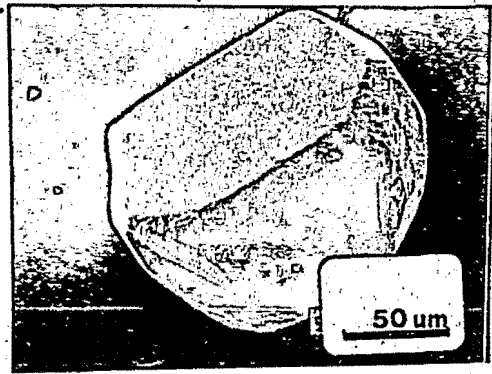
Microscope électronique à balayage

Photos n° 1 et 2 : Particules d'or à forme cristalline bien conservée, issues de l'isaltérite S1.

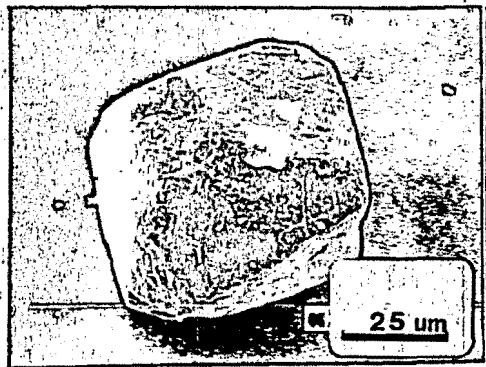
Photo n° 3 : Particule d'or à forme cristalline bien conservée, sur laquelle on observe un agglomérat de sphérules d'or secondaire à structure de chou-fleur. (isaltérite S1)

Photo n° 4 : Détail de la photographie n°3, les sphérules d'or sont fixées sur un support ferrugineux (goethite) associé à l'aluminium et à la silice.

Photo n° 5 : Détail d'une sphérule d'or secondaire sur le support à Fe, (Al, Si).



1



2



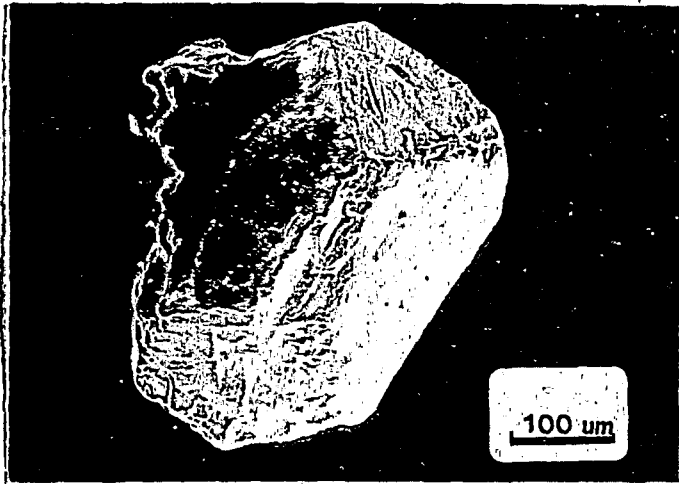
3



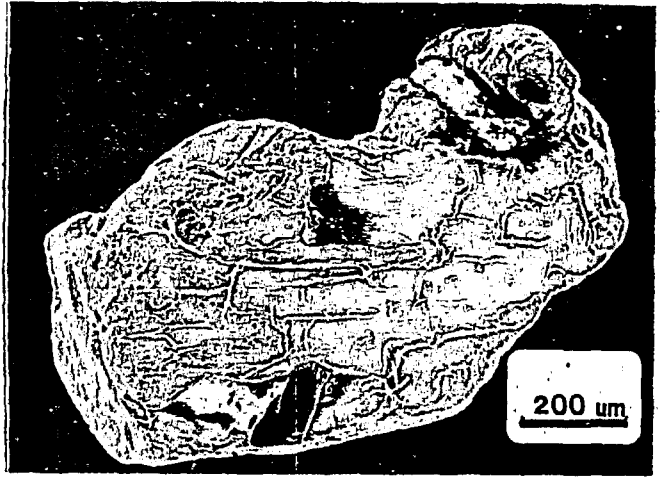
5



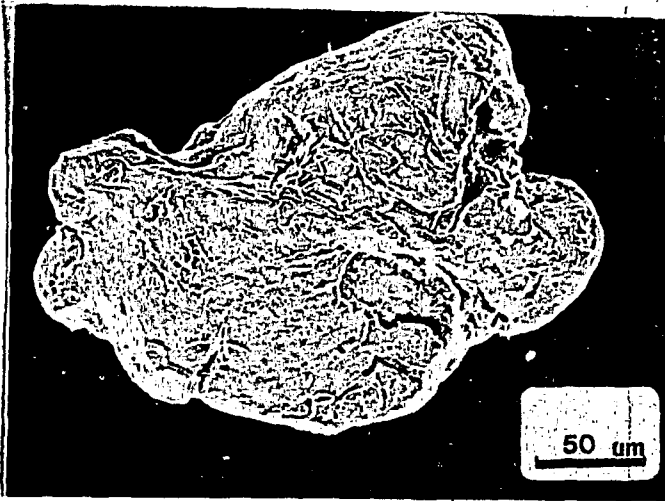
4



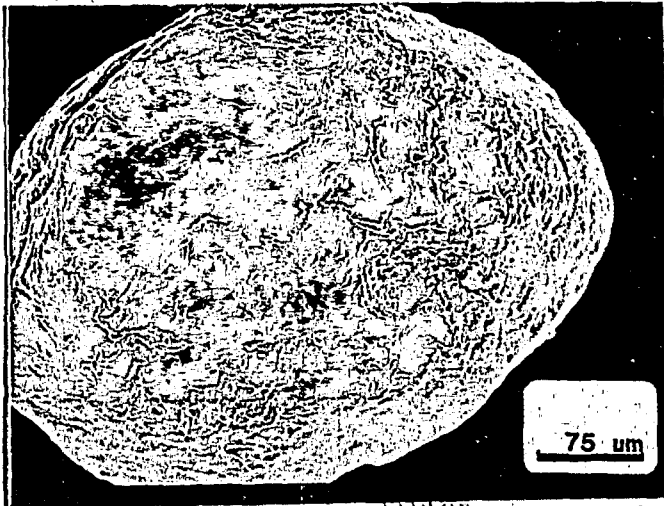
1



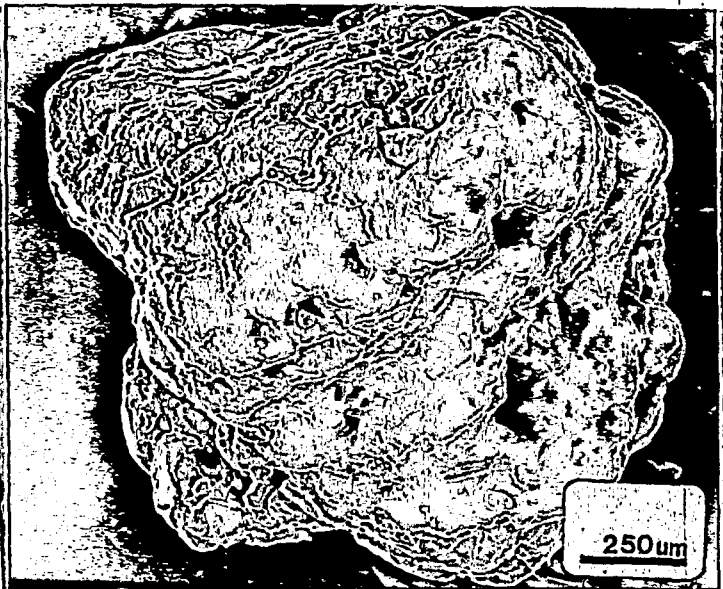
2



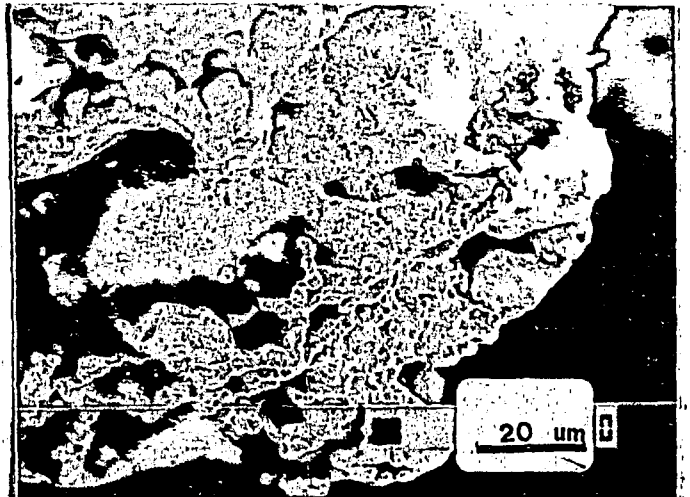
3



4



5



6

ANNEXES

	S	Au	Ag	As	Bi	Cu	Mo	diam. (µm)
1)	-	98,87	0,40	-	-	-	-	42
2)	-	99,21	0,47	-	-	-	-	57
3)	0,25	97,08	2,73	-	-	0,14	-	132
4)	-	95,74	4,42	-	-	0,12	-	112
5)	-	96,49	3,57	-	-	-	-	92
6)	-	7,90	1,60	-	-	-	-	162
7)	-	98,83	1,78	-	-	-	-	78
8)	-	97,64	2,17	-	-	-	-	47
9)	0,72	98,34	1,14	0,20	-	-	-	105
10)	-	98,04	2,26	-	-	-	-	126

Tableau I. Composition chimique (% pondéral) de l'or associé aux oxy-hydroxydes de fer dans l'altérite S1.

	S	Au	Ag	As	Bi	Cu	Mo	diam. (µm)
1)	-	91,34	2,56	-	1,12	0,42	-	154
2)	-	92,37	4,16	-	0,74	0,53	-	276
3)	0,47	90,65	3,42	1,07	0,62	-	0,72	386
4)	0,18	94,54	3,61	0,60	-	0,24	0,51	254
5)	-	94,19	4,78	0,47	-	-	0,59	425
6)	-	97,08	1,88	-	0,60	0,56	-	87
7)	0,76	94,68	4,06	-	-	0,64	-	675
8)	0,90	92,79	5,34	0,65	-	-	0,21	792
9)	-	88,04	7,90	1,14	-	-	0,65	525
10)	1,37	87,96	8,54	-	-	0,55	-	973
11)	-	90,00	7,38	-	0,50	-	-	709
12)	0,80	91,36	9,97	0,54	0,57	0,70	-	1455
13)	-	86,73	9,48	0,82	0,76	-	0,55	1576
14)	-	92,30	5,36	0,98	-	-	0,84	1132
15)	1,05	91,82	7,56	-	-	0,58	-	1346
16)	-	90,75	7,79	0,62	-	-	0,52	1656
17)	0,67	94,05	6,12	0,70	-	0,55	0,47	1086
18)	-	93,65	5,86	-	0,52	-	-	1176
19)	-	93,37	4,73	-	-	-	0,09	1237
20)	1,20	94,13	3,98	0,50	-	-	-	1748

Tableau II. Composition chimique (% pondéral) des particules d'or de l'altérite du profil S1

	S	Au	Ag	As	Bi	Cu	Mo	diam. (µm)
1)	0,15	96,30	3,56	-	0,12	0,25	-	177
2)	-	97,07	2,16	-	-	0,09	-	223
3)	0,29	92,65	5,42	0,07	0,80	-	0,45	406
4)	-	93,76	2,61	0,20	-	0,04	-	182
5)	-	96,19	3,90	-	-	-	-	304
6)	-	95,43	3,07	-	-	0,14	-	567
7)	0,10	93,79	4,43	0,36	-	-	0,20	754
8)	-	88,04	6,90	-	-	-	0,42	538
9)	0,37	90,43	4,31	-	-	0,22	-	924
10)	-	95,07	4,38	-	0,50	-	-	614

Tableau III. Composition chimique des particules d'or (% pondéral) de l'allotérite du profil S1

	S	Au	Ag	As	Bi	Cu	Mo	diam. (µm)
1)	-	93,82	3,65	0,24	0,20	-	0,17	197
2)	-	94,40	3,97	0,30	0,14	0,38	-	342
3)	0,27	92,81	4,02	-	0,35	-	0,24	302
4)	0,18	92,52	5,71	-	-	0,42	0,45	454
5)	-	94,85	3,02	0,43	-	-	0,32	248
6)	0,31	95,47	2,52	-	-	0,21	-	127
7)	-	93,71	4,41	0,38	0,25	-	-	48
8)	-	95,82	2,27	-	0,14	-	0,12	113
9)	0,42	94,72	3,18	-	0,40	0,45	-	675
10)	0,60	93,74	4,34	0,55	-	-	0,26	897
11)	-	92,04	5,93	0,34	0,37	-	0,74	525
12)	0,37	91,96	6,54	-	-	0,55	-	973
13)	-	93,00	4,38	-	0,55	0,34	-	709
14)	0,25	92,80	5,56	-	-	0,52	-	1346
15)	-	91,75	6,46	0,47	-	-	0,62	1656
16)	0,57	94,14	6,19	0,50	-	0,45	0,47	1086
17)	-	94,63	4,82	-	0,42	-	-	1176
18)	-	93,47	4,71	-	-	-	0,23	1237

Tableau IV. Composition chimique des particules d'or (% pondéral) du niveau à tourmaline du profil S1

	S	Au	Ag	As	Bi	Cu	Mo	diam. (µm)
1)	-	98,90	1,13	-	-	-	-	93
2)	-	95,97	3,84	-	0,14	-	-	260
3)	0,27	97,76	2,07	-	-	-	0,20	194
4)	0,15	96,82	3,10	-	-	-	-	356
5)	-	95,55	4,42	-	-	-	-	293
6)	-	98,74	1,34	-	-	0,21	-	87
7)	-	95,70	4,34	-	-	0,25	-	515
8)	-	96,98	2,26	-	0,12	-	-	638
9)	-	97,63	2,78	-	-	-	-	576
10)	0,23	95,34	4,16	-	-	-	-	739
11)	-	96,27	3,95	-	-	-	0,12	504
12)	-	97,65	2,24	-	-	0,15	-	582
13)	-	96,20	3,72	-	-	-	-	1174
14)	0,17	95,78	4,26	-	-	0,28	-	1207

Tableau V. Composition chimique des particules d'or (% pondéral) des ensembles de surface du profil S1.

	S	Au	Ag	As	Bi	Cu	Mo	diam. (µm)
Isa. 1)	-	99,48	0,50	-	-	-	-	96
Isa. 2)	-	97,79	2,27	-	-	-	-	124
Isa. 3)	-	96,66	3,00	-	-	-	0,47	578
All. 4)	-	99,15	1,02	-	-	-	-	108
All. 5)	-	93,31	0,67	-	-	-	-	120
All. 6)	-	97,29	2,78	-	-	-	-	537
All. 7)	-	95,78	4,00	-	-	0,26	-	612
E.S. 8)	-	98,86	1,21	-	-	-	-	74
E.S. 9)	-	98,07	1,90	-	-	-	-	255
E.S. 10)	0,17	96,25	3,63	-	-	0,20	-	462
E.S. 11)	-	97,10	2,49	-	0,15	-	-	636
E.S. 12)	-	97,16	3,07	-	-	-	-	742
E.S. 13)	-	95,03	4,65	-	0,23	-	-	1253
E.S. 14)	-	94,38	4,27	-	-	0,34	-	1075

Tableau VI. Composition chimique des particules d'or (% pondéral) du profil S2. Isa. : isaltérite ; All. : allotérite ; E.S. : ensembles de surface.

		S	Au	Ag	As	Bi	Cu	Mo	diam. (um)
Isa.	1)	-	98,29	0,62	-	-	-	-	87
Isa.	2)	-	98,37	1,45	-	-	-	-	118
Isa.	3)	-	97,02	3,14	-	-	-	0,27	539
All.	4)	-	98,45	1,65	-	-	0,24	-	182
All.	5)	-	97,20	3,74	-	-	-	-	314
All.	6)	-	97,60	2,03	-	-	-	-	683
E.S.	7)	-	98,63	1,46	-	-	-	-	125
E.S.	8)	-	96,87	3,54	0,12	-	-	-	391
E.S.	9)	-	97,02	2,95	-	-	-	-	564
E.S.	10)	-	94,83	4,47	-	-	0,14	-	678
E.S.	11)	-	97,10	2,98	-	0,21	-	-	723

Tableau VII. Composition chimique des particules d'or (% pond.) du profil S3. Isa. : isaltérite ; All. : allotérite ; E.S. : ensembles de surface.

		S	Au	Ag	As	Bi	Cu	Mo	diam. (um)
Isa.	1)	-	98,94	1,02	-	-	-	-	84
Isa.	2)	-	97,43	1,98	-	-	-	-	145
All.	3)	-	98,44	1,60	-	-	-	-	153
All.	4)	0,24	95,56	3,02	0,27	-	-	0,30	272
E.S.	5)	-	99,35	0,54	-	-	-	-	62
E.S.	6)	-	97,23	1,67	-	-	-	-	183
E.S.	7)	-	96,86	2,95	-	-	-	-	579
E.S.	8)	-	97,19	2,78	0,23	-	-	-	602

Tableau VIII. Composition chimique des particules d'or (% pond.) du profil S4. Isa. : isaltérite ; All. : allotérite ; E.S. : ensembles de surface.

		S	Au	Ag	As	Bi	Cu	Mo	diam. (um)
Isa.	1)	-	99,13	0,30	-	-	0,23	-	97
Isa.	2)	-	97,58	1,98	-	-	-	-	245
Isa.	3)	-	97,86	2,21	-	-	-	-	417
E.n.	4)	-	98,55	1,09	-	-	-	-	145
E.n.	5)	-	97,32	1,77	-	-	-	-	280
E.n.	6)	-	97,08	0,23	-	-	-	-	592
E.n.	7)	-	96,28	4,10	-	-	-	-	1062
E.n.	8)	-	96,38	3,81	-	-	-	-	1146
E.n.	9)	-	88,04	1,51	-	-	-	-	4128(*)
E.n.	10)	-	87,96	1,79	-	-	-	-	4128(*)
E.S.	11)	-	97,25	0,94	-	-	-	-	143
E.S.	12)	-	100,0	0,22	-	-	-	-	287
E.S.	13)	-	99,17	1,08	-	-	-	-	181

Tableau IX. Composition chimique des particules d'or (% pond.) du profil S5. Isa : isaltérite ; E.n. : Ensemble à nodules ; E.s. : ensembles de surface ; (*) : particules agrégées.

	S	Au	Ag	As	Bi	Cu	Mo	diam. (um)
1)	-	99,91	1,21	-	-	-	-	183
2)	-	99,36	0,97	-	-	-	-	243
3)	-	100,7	1,02	-	-	-	-	365
4)	-	99,05	0,91	-	-	-	-	529
5)	-	97,95	1,87	-	-	-	-	641
6)	-	98,88	1,23	-	-	-	-	835
7)	-	96,13	4,05	-	-	-	0,14	1098
8)	-	97,42	2,59	-	-	-	-	1247
9)	-	98,37	1,74	-	-	-	-	1394
10)	-	96,90	3,24	-	-	0,27	-	1671

Tableau X. Composition chimique des particules d'or (% pond.) des alluvions.

	S	Au	Ag	As	Bi	Cu	Mo	diam. (um)
1)	0,48	87,33	9,37	0,54	-	-	-	1146
2)	-	86,67	9,38	0,72	0,23	-	0,25	"
3)	0,44	86,42	9,35	0,50	0,37	0,47	-	"
4)	-	87,03	9,48	0,57	0,66	-	0,42	"
5)	-	88,32	9,47	-	0,71	-	-	"
6)	-	89,54	9,02	0,12	0,42	-	-	"
7)	1,12	86,12	9,22	0,32	-	0,30	-	"

Tableau XI a. Analyses chimiques du transect d'un bord à l'autre d'une particule d'or de l'isaltérite S1.

	S	Au	Ag	As	Bi	Cu	Mo	diam. (um)
1)	-	89,43	8,21	0,32	-	-	-	1427
2)	-	87,58	8,19	-	0,20	-	0,23	"
3)	0,10	90,32	8,15	0,50	-	0,12	-	"
4)	0,76	89,60	8,18	0,29	0,60	-	0,54	"
5)	-	92,32	7,74	-	-	-	-	"
6)	0,65	90,56	8,12	0,15	0,31	-	-	"
7)	0,32	89,71	8,00	0,26	-	0,47	-	"

Tableau XI b. Analyses chimiques du transect d'un bord à l'autre d'une particule d'or de l'isaltérite S1.

	S	Au	Ag	As	Bi	Cu	Mo	diam. (um)
1)	-	93,42	6,28	-	-	-	-	1210
2)	-	92,15	6,36	0,06	-	-	-	"
3)	0,18	90,07	7,03	-	0,18	-	-	"
4)	-	93,00	6,34	-	-	0,42	-	"
5)	-	89,60	7,54	0,32	-	-	0,27	"
6)	0,25	90,68	7,75	-	0,35	0,20	-	"
7)	-	89,97	6,67	0,21	0,29	-	0,30	"
8)	-	90,85	6,64	-	-	-	-	"
9)	0,09	91,53	6,43	-	0,04	-	-	"
10)	-	92,31	6,20	0,25	-	0,24	-	"

Tableau XI c. Analyses chimiques du transect d'un bord à l'autre d'une particule d'or de l'isaltérite S1.

	S	Au	Ag	As	Bi	Cu	Mo	diam. (µm)
1)	-	94,51	4,02	-	-	-	-	1324
2)	-	93,65	5,37	-	-	-	-	"
3)	-	93,72	5,55	-	-	0,12	-	"
4)	0,26	92,07	5,98	0,22	0,16	-	0,28	"
5)	-	93,16	5,44	-	-	-	-	"
6)	0,05	93,04	5,92	0,11	0,37	-	-	"
7)	-	94,04	5,10	-	-	0,21	-	"
8)	-	94,71	4,52	-	-	-	-	"

Tableau XI d . Analyses chimiques du transect d'un bord à l'autre d'une particule d'or de l'allotérite S1.

	S	Au	Ag	As	Bi	Cu	Mo	diam. (µm)
1)	-	94,47	3,56	-	-	-	-	1037
2)	-	94,40	3,53	-	-	0,08	-	"
3)	-	96,02	3,80	-	-	-	-	"
4)	0,26	94,65	4,18	0,27	-	-	0,17	"
5)	-	94,38	4,05	-	0,22	-	-	"
6)	-	95,57	3,24	-	-	-	0,05	"
7)	0,05	96,02	3,21	0,34	-	-	-	"

Tableau XI e . Analyses chimiques du transect d'un bord à l'autre d'une particule d'or de l'allotérite S1.

	S	Au	Ag	As	Bi	Cu	Mo	diam. (µm)
1)	-	98,38	2,54	-	-	-	-	1539
2)	-	97,93	2,12	-	-	0,32	-	"
3)	-	97,29	2,41	-	-	-	-	"
4)	-	97,64	2,17	-	0,09	-	0,21	"
5)	-	98,12	1,95	-	-	-	-	"
6)	-	97,97	2,03	-	-	-	-	"
7)	-	97,49	2,00	-	-	-	-	"

Tableau XII a . Analyses chimiques du transect d'un bord à l'autre d'une particule d'or de la stone-line S5.

	S	Au	Ag	As	Bi	Cu	Mo	diam. (µm)
1)	-	98,88	1,35	-	-	-	-	1154
2)	-	97,92	1,37	-	-	-	-	"
3)	-	97,77	1,30	-	-	0,09	-	"
4)	-	97,90	1,31	-	-	-	-	"
5)	-	98,18	1,05	-	-	-	0,12	"
6)	-	98,67	1,73	-	-	-	-	"
7)	-	98,23	1,47	-	-	-	-	"

Tableau XII b . Analyses chimiques du transect d'un bord à l'autre d'une particule d'or de la stone-line S5.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1)	54,26	26,53	-	0,07	-	9,11	5,91	-
2)	53,48	26,15	-	0,10	-	8,89	5,82	0,02
3)	52,07	25,46	-	-	-	8,74	5,67	-
4)	56,84	27,79	-	0,08	-	9,55	6,19	-
5)	51,92	25,38	-	-	-	8,72	5,66	-
6)	54,65	26,72	-	0,11	-	9,18	5,95	-

Tableau XIII. Composition chimique des plagioclases (profil sur gneiss).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
1)	46,52	36,98	0,13	0,08	-	0,02	0,83	8,40	0,04
2)	47,50	37,77	-	0,09	-	-	0,85	9,59	-
3)	48,12	38,16	0,05	-	-	-	1,20	10,45	-
4)	48,92	38,89	0,27	-	-	0,04	0,92	8,89	0,05
5)	46,84	37,25	0,09	0,02	-	-	-	10,45	-
6)	46,37	36,87	-	-	-	-	0,75	9,36	-
7)	47,46	37,74	0,22	0,25	-	-	1,47	9,58	-

Tableau XIV. Composition chimique des muscovites (profil sur gneiss).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
1)	36,12	18,41	17,59	8,34	-	-	0,09	7,04	-
2)	36,00	18,22	14,63	7,35	-	0,03	0,11	7,53	0,54
3)	37,60	17,80	19,25	9,00	0,12	0,02	-	6,24	-
4)	36,40	17,39	19,20	6,10	-	-	0,20	7,14	-
5)	36,50	19,35	17,84	8,62	-	-	0,15	6,12	0,47
6)	35,44	17,30	18,32	6,28	-	0,01	-	7,03	1,50

Tableau XV. Composition chimique des biotites (profil sur gneiss).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	TiO ₂
1)	37,48	62,48	0,13	-	0,03	0,02	0,02
2)	35,42	64,45	0,23	0,18	-	0,24	0,03
3)	38,58	62,49	0,24	-	0,03	0,17	-
4)	37,42	62,34	-	-	-	0,32	-
5)	37,76	62,93	-	0,12	-	-	0,04

Tableau XVI. Composition chimique des disthènes (profil sur gneiss).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃
1)	28,02	53,74	12,89	1,17	0,01	-	0,07	0,05	0,50	0,26
2)	27,25	53,90	12,93	1,19	-	-	0,05	-	0,61	-
3)	28,01	54,47	12,67	1,02	0,04	0,03	-	-	0,65	0,12
4)	27,82	54,10	13,78	1,32	-	-	-	0,02	0,45	0,07
5)	27,65	53,54	12,53	1,00	-	-	0,08	-	1,34	-

Tableau XVII. Composition chimique des staurotides (profil sur gneiss).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃
1)	34,06	31,75	8,16	6,01	0,09	1,15	1,53	-	0,39	-
2)	33,54	31,67	7,16	6,24	-	1,23	1,56	-	0,25	-
3)	34,48	31,93	7,02	6,02	-	0,80	1,60	-	0,42	-
4)	34,07	31,54	7,03	6,29	-	1,31	1,44	-	0,38	0,04
5)	33,31	32,21	7,08	5,52	0,02	1,13	1,63	-	0,32	-
6)	33,04	33,14	7,41	5,80	-	1,10	1,48	0,03	0,58	-

Tableau XVIII. Composition chimique des tourmalines (profil sur gneiss).

	S	Fe	Au	Ag	As	Bi	Cu	Mo
1)	53,27	46,32	-	-	-	0,11	-	0,55
2)	52,13	47,96	-	-	0,30	-	-	0,45
3)	52,35	46,40	-	-	-	0,13	-	-
4)	52,00	46,58	0,22	-	0,19	-	-	0,81
5)	53,48	45,06	0,15	-	0,10	-	-	0,93
6)	52,85	45,54	-	-	-	-	-	0,67
7)	53,18	46,15	-	-	0,23	-	-	0,36
8)	54,24	45,07	0,82	-	-	-	-	-
9)	52,36	45,47	-	-	-	0,32	-	0,43
10)	52,23	46,33	0,17	-	-	-	-	0,52

Tableau XIX. Composition chimique des pyrites (% pondéral) dans le gneiss micacé R1.

	S	Au	Ag	As	Bi	Cu	Mo
1)	0,16	91,39	6,15	0,47	0,52	0,64	-
2)	-	90,21	7,02	0,32	-	-	0,20
3)	0,25	92,00	5,82	-	-	0,04	0,35
4)	-	91,74	6,54	-	0,05	0,28	1,04
5)	-	93,67	5,68	0,08	-	0,47	0,76

Tableau XX. Composition chimique (% pondéral) de l'or primaire associé à la muscovite de la roche mère R1.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O
1)	19,62	49,24	0,06	0,15	1,87	0,98
2)	48,67	36,15	-	0,04	3,49	2,75
3)	2,34	61,41	0,38	-	0,54	-
4)	52,07	25,46	-	-	3,84	2,07
5)	9,85	57,56	0,27	0,04	0,94	0,60
6)	50,94	29,45	0,12	-	4,11	3,57
7)	20,81	52,60	-	0,23	-	-
8)	12,64	63,48	-	-	-	-
9)	4,32	67,15	-	0,15	-	-
10)	32,54	45,10	-	0,09	-	-
11)	37,42	41,23	0,05	-	-	-

Tableau XXI. Composition chimique des produits silico-alumineux issus de l'altération des plagioclases (1 à 6) et du disthène (7 à 11).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
1)	0,81	72,60	0,06	-	-	0,27	0,16	-	-
2)	2,64	70,59	-	0,05	-	-	-	0,14	-
3)	1,32	76,90	-	-	-	-	-	-	-
4)	0,60	69,24	0,10	0,19	-	-	-	-	0,05
5)	0,95	67,52	0,50	0,09	-	-	-	-	-
6)	0,54	81,41	0,30	0,44	-	-	0,23	-	-

Tableau XXII. Composition chimique moyenne des gibbsites des profils étudiés. (1) : gibbsite d'altération des plagioclases ; (2) : de la muscovite ; (3) : du disthène ; (4) : de la staurotide ; (5) : de la tourmaline ; (6) : des agrégats blanchâtres.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
1)	35,34	26,73	8,71	9,78	-	-	5,32	-
2)	35,15	28,52	7,60	8,86	-	-	4,87	2,15
3)	36,10	30,79	6,40	8,43	0,03	-	3,84	1,58
4)	36,20	24,90	8,71	9,00	-	0,10	6,72	0,37
5)	35,40	30,45	5,77	7,50	0,01	-	3,0	1,86

Tableau XXIII. Composition chimique des biotites-vermiculites (profil sur gneiss).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	TiO ₂
1)	11,15	9,96	61,60	0,20	0,26
2)	7,13	6,08	69,02	-	1,05
3)	4,62	3,98	76,43	0,34	0,78
4)	2,35	2,11	77,00	-	2,49
5)	5,76	5,02	74,27	-	1,92
6)	2,00	6,34	80,04	0,10	0,78
7)	3,65	7,12	79,54	-	-
8)	4,00	8,35	75,73	0,30	1,14
9)	2,26	8,50	74,18	-	-
10)	3,00	5,12	81,97	0,46	0,26
11)	3,21	7,74	80,43	0,50	-
12)	1,62	5,28	83,56	-	0,53
13)	2,75	4,27	82,04	-	-
14)	4,32	10,66	80,00	-	0,49
15)	2,78	6,17	81,90	0,44	0,36

Tableau XXIV. Composition chimique du plasma goethitique issu de l'altération de la biotite (1, 2, 3, 4, 5) ; de l'altération de la staurotide (6, 7, 8, 9, 10) et de l'altération de la tourmaline (11, 12, 13, 14, 15).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃
1)	45,55	37,14	1,24	0,42	-	0,10	-	0,97	0,09	-
2)	43,62	36,41	0,65	0,09	-	0,05	-	1,64	-	-
3)	46,65	38,94	0,03	-	-	-	-	-	-	-
4)	45,50	35,93	1,81	0,30	-	0,14	-	-	-	-
5)	44,07	34,95	3,15	0,54	0,30	-	-	-	0,13	-

Tableau XXV. Composition chimique moyenne des kaolinites des profils étudiés. (1) : kaolinite d'altération des biotites ; (2) : de la muscovite (3) : de la sillimanite ; (4) : de la staurotide ; (5) : de l'altérite S5.

	S	Fe	Au	Ag	As	Bi	Cu	Mo
1)	-	77,86	-	-	-	-	-	-
2)	-	86,66	0,12	-	-	-	-	-
3)	-	74,16	0,09	-	0,12	-	-	0,14
4)	-	83,63	-	-	0,13	-	-	-
5)	-	87,92	-	-	-	-	-	-
6)	0,14	74,56	0,17	-	0,08	-	-	-
7)	0,22	74,08	-	-	0,11	-	-	-

Tableau XXVI. Composition chimique des oxy-hydroxydes de fer (% pondéral) issus de l'altération des pyrites dans le gneiss micacé R1.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cl
1)	36,88	35,42	12,38	0,55	-	-	-	2,25	0,75	-
2)	35,83	34,69	12,49	0,83	-	0,12	-	1,43	0,60	126
3)	38,15	37,29	9,77	-	-	-	0,43	2,60	0,84	108
4)	37,20	36,03	9,21	0,18	-	-	-	1,83	-	135
5)	38,76	37,34	6,59	-	-	-	-	1,90	0,39	-
6)	39,79	37,62	5,55	0,22	-	-	0,21	1,47	-	-
7)	36,46	35,22	6,08	-	-	-	-	0,80	-	189
8)	41,89	33,70	6,13	0,54	-	0,25	0,08	1,32	0,97	-

Tableau XXVII. Composition chimique (%) du plasma ferro-kaolinique des horizons de surface des profils S1 à S4 ; Cl en ppm.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃
1)	2,94	2,11	93,18	-	-	-	-	-	-
2)	2,78	5,12	90,69	-	-	0,04	-	0,04	-
3)	5,88	7,51	86,36	-	-	-	-	-	-
4)	0,20	2,65	94,14	0,02	-	-	0,20	0,16	-
5)	1,42	3,60	93,88	0,12	0,04	-	0,17	-	0,06
6)	4,00	2,65	95,45	0,08	0,24	-	-	-	-
7)	3,36	5,64	88,02	-	0,05	-	0,06	0,24	0,14
8)	1,38	2,54	96,00	-	0,12	0,07	-	-	-
9)	3,56	3,27	91,52	0,03	-	-	0,12	0,44	0,36
10)	1,87	0,95	94,76	0,08	0,04	-	-	-	0,02

Tableau XXVIII. Composition chimique des domaines hématitiques des nodules lithorelictuels.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃
1)	4,60	5,78	88,80	-	-	0,01	0,29	0,21	0,28
2)	4,66	8,42	75,48	-	-	-	0,06	0,19	-
3)	5,92	7,14	89,04	0,04	-	-	-	0,12	0,17
4)	1,92	4,12	88,08	-	-	-	0,21	-	-
5)	1,30	5,08	83,52	-	-	-	0,31	0,14	-
6)	3,67	6,02	84,42	0,06	0,03	-	-	0,54	0,42
7)	4,80	7,87	90,07	0,07	0,12	-	0,23	0,10	0,20
8)	3,55	3,48	92,27	0,04	-	-	-	-	-

Tableau XXIX. Composition chimique des domaines hématitiques des nodules relictuels.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃
1)	0,57	1,79	88,56	-	0,07	-	0,04	-	0,05
2)	0,87	2,77	91,21	-	0,06	-	-	-	-
3)	0,59	1,94	90,74	-	-	-	-	0,10	-
4)	1,07	0,44	85,87	-	-	-	0,03	0,06	-
5)	2,50	0,38	85,32	-	-	-	-	-	-
6)	2,99	0,47	83,90	-	-	-	-	-	-
7)	1,80	1,30	86,00	0,04	-	-	-	-	-
8)	2,19	0,36	86,67	-	0,03	-	-	0,04	-
9)	2,72	1,60	84,78	0,02	-	-	-	-	-
10)	0,45	2,96	85,95	-	-	-	-	-	-

Tableau XXX. Composition chimique des domaines de goéthite bien cristallisée au sein du plasma hématitique.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃
1)	2,07	4,41	90,66	0,03	0,04	-	0,02	0,06	0,05
2)	4,17	6,96	87,60	-	-	-	-	-	-
3)	1,33	2,92	92,50	-	-	-	-	-	0,12
4)	2,46	4,65	89,82	-	0,05	-	0,12	-	0,86
5)	3,55	3,53	92,30	-	0,04	-	-	-	0,20
6)	2,39	5,02	89,98	-	-	-	0,02	-	-
7)	2,43	4,81	93,53	-	0,06	-	-	-	-

Tableau XXXI a . Composition chimique du coeur hématitique des nodules pseudopisolitiques.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃
1)	2,80	8,39	73,40	-	-	-	0,03	0,08	0,04
2)	1,70	7,09	81,34	-	0,09	-	0,08	0,02	0,04
3)	0,60	5,65	76,28	0,04	0,12	-	-	0,04	0,12
4)	3,89	8,49	80,22	-	-	-	0,19	-	0,36
5)	4,21	10,73	71,69	-	-	-	0,13	-	0,07
6)	0,90	8,40	69,78	-	0,07	-	-	-	-
7)	0,68	7,50	71,62	-	0,04	-	0,02	0,05	0,33
8)	3,15	9,95	74,04	-	0,14	-	0,12	-	0,19
9)	3,46	9,86	82,42	-	0,09	-	0,15	-	-

Tableau XXXI b . Composition chimique des cortex goéthitiques des nodules pseudopisolitiques.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃
1)	1,13	12,08	57,05	0,04	0,42	-	0,03	0,96	0,40
2)	1,11	9,40	56,58	-	1,19	-	-	0,45	0,09
3)	4,60	18,82	60,82	-	-	-	0,23	0,35	0,23
4)	3,45	22,58	59,87	-	-	0,07	0,26	0,44	0,02
5)	2,76	17,43	68,29	0,09	-	-	-	0,07	-

Tableau XXXII. Composition chimique des domaines brun-jaune des agrégats blanchâtres à gibbsite.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃
1)	57,38	0,04	10,88	26,69	0,50	0,68	0,05	0,02	-	-
2)	57,61	-	11,27	26,55	0,30	0,76	-	-	-	-
3)	58,00	0,05	11,21	26,56	0,40	0,73	0,04	-	-	0,14
4)	56,05	-	10,28	27,04	0,76	0,71	-	-	-	-
5)	59,00	-	12,61	24,90	0,19	0,72	-	-	-	-

Tableau XXXIII. Composition chimique des talcs (profil sur ultrabasite).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃
1)	52,60	4,27	9,50	17,13	-	12,10	0,64	-	0,21	-
2)	52,47	4,44	11,64	17,40	0,04	10,23	0,50	-	-	-
3)	53,10	3,56	8,04	18,61	-	12,50	0,16	0,05	0,50	-
4)	58,00	0,20	2,63	22,84	0,07	13,20	0,15	-	0,14	-
5)	51,65	9,58	14,09	9,87	-	13,22	0,60	-	-	-

Tableau XXXIV. Composition chimique des amphiboles (profil sur ultrabasite)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃
1)	25,37	22,54	23,49	14,32	0,02	-	-	0,03	0,06	-
2)	23,44	22,76	24,50	13,09	0,10	-	0,05	-	-	-
3)	24,79	22,59	25,84	12,67	-	-	-	-	-	-
4)	24,70	23,27	25,23	12,80	-	-	-	0,67	-	-
5)	28,65	19,54	24,23	10,72	-	-	-	0,45	-	-

Tableau XXXV. Composition chimique des chlorites (profil sur ultrabasite).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃
1)	1,25	15,18	51,87	0,22	0,07	0,16	-
2)	2,43	12,54	63,22	0,42	-	0,32	0,60
3)	0,15	8,32	67,56	-	-	-	-
4)	3,83	11,76	60,07	0,23	-	0,08	0,73
5)	0,09	9,28	71,03	-	0,09	-	-

Tableau XXXVI. Composition chimique du plasma goethitique du profil S5.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃
1)	15,28	22,25	17,29	0,20	8,59	0,34	0,15
2)	13,52	20,88	9,70	-	18,5	0,22	0,30
3)	11,42	7,34	12,48	0,41	25,3	0,23	0,70
4)	17,42	13,41	9,15	-	30,3	-	-
5)	5,25	10,46	10,28	-	40,2	-	-

Tableau XXXVII. Composition chimique des domaines noirs à hydroxydes de manganèse du profil S5.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	TiO ₂
1)	76,7	16,7	2,00	2,45	0,50	1,68	0,32
2)	75,4	15,4	2,15	2,54	0,35	1,65	0,27
3)	75,8	13,5	1,48	2,56	0,43	1,38	0,35
4)	71,1	14,6	1,89	2,20	0,37	1,00	0,36
5)	69,0	13,3	1,98	2,25	0,40	1,39	0,30

Tableau XXXVIII. Analyses chimiques de la roche mère R1 (éléments majeurs en % poids).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	TiO ₂
1)	73,5	17,8	1,76	2,34	0,32	1,58	0,42
2)	72,0	16,3	1,85	2,96	0,36	1,92	0,48
3)	72,2	16,6	0,90	2,87	0,35	1,84	0,52
4)	67,5	17,3	0,72	2,62	0,37	1,90	0,54
5)	71,8	18,0	0,77	2,91	0,40	1,96	0,34

Tableau XXXIX. Analyses chimiques de la roche mère R2 (éléments majeurs en % poids).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	TiO ₂
1)	69,7	13,6	1,24	3,77	0,31	1,57	0,32
2)	67,1	12,4	1,27	3,25	0,29	1,40	0,30
3)	66,0	12,0	1,74	3,67	0,34	1,44	0,33
4)	68,4	13,0	1,78	2,97	0,31	1,39	0,28
5)	65,3	12,5	1,99	3,74	0,35	1,20	0,32

Tableau XXXX. Analyses chimiques de la roche mère R3 (éléments majeurs en % poids).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	TiO ₂
1)	69,8	16,2	0,84	3,58	0,32	2,04	0,35
2)	63,5	17,0	1,09	3,02	0,36	1,94	0,29
3)	66,2	15,4	1,38	2,77	0,34	2,00	0,38
4)	64,5	17,3	1,25	3,54	0,40	1,83	0,32
5)	64,0	17,1	0,94	2,84	0,33	2,19	0,36

Tableau XXXXI. Analyses chimiques de la roche mère R4 (éléments majeurs en % poids).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	TiO ₂
1)	44,3	8,25	14,9	4,82	21,4	0,22	0,60
2)	43,8	8,05	16,1	5,36	19,8	0,20	0,55
3)	45,1	9,20	14,3	5,42	20,6	0,18	0,56

Tableau XXXXII. Analyses chimiques de la roche mère R5, (éléments majeurs en % poids).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	B	Au
S1-1	68,3	22,3	4,70	-	1,00	0,80	1017	415	355
S1-2	62,6	22,5	5,00	-	1,30	0,76	968	407	330
S1-3	49,6	21,9	17,4	-	1,30	0,67	958	171	110
S1-4	60,1	24,6	3,80	-	0,90	0,41	864	230	2200
S1-5	39,6	33,4	9,40	4,20	0,50	0,58	1024	18000	15100
S1-6	70,6	18,6	2,50	-	1,00	0,27	553	1020	70
S1-7	66,0	21,1	3,10	-	2,20	0,35	763	269	240
S1-8	65,1	23,4	4,60	-	1,10	0,34	1023	200	805
S1-9	70,1	19,0	2,40	-	2,30	0,28	682	690	27000

Tableau XXXIII. Analyses chimiques de la roche totale du profil S1 (P₂O₅ et B en ppm, Au en ppb, les autres éléments sont en % poids)

	Cr	V	Ni	Cu	Zn	As	Li	Sr	Ba	W	Zr
S1-1	99,0	93,0	28,0	12,0	75,0	33,0	39,0	109	486	51,0	231
S1-2	87,0	81,0	29,0	11,0	67,0	42,0	36,0	103	460	50,0	205
S1-3	368	353	28,0	10,0	119	45,0	34,0	94,0	357	30,0	260
S1-4	44,0	47,0	24,0	6,00	62,0	21,0	97,0	79,0	657	23,0	162
S1-5	79,0	100	48,0	8,00	219	-	14,0	253	245	-	103
S1-6	29,0	17,0	15,0	13,0	38,0	-	42,0	162	424	12,0	125
S1-7	24,0	35,0	17,0	10,0	38,0	-	29,0	135	652	33,0	168
S1-8	20,0	28,0	22,0	14,0	59,0	-	75,0	90,0	523	12,0	180
S1-9	13,0	25,0	14,0	11,0	65,0	-	33,0	179	628	20,0	183

Tableau XXXIII. (suite) Analyses chimiques de la roche totale du profil S1 (éléments traces en ppm)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	B	Au
S2-1	60,8	23,1	5,00	1,10	0,83	1001	347	155
S2-2	63,1	25,5	5,40	0,90	0,88	1003	392	580
S2-3	55,9	31,5	5,40	1,30	0,66	1085	183	105
S2-4	55,7	33,1	8,00	0,50	0,66	1285	418	75
S2-5	62,4	26,3	5,60	2,40	0,70	1051	325	150
S2-6	51,9	37,4	8,00	0,50	1,01	2560	233	145
S2-7	59,3	30,0	1,70	0,50	0,59	1014	618	30
S2-8	66,2	22,2	4,10	0,50	0,57	653	86,0	20
S2-9	68,2	22,4	1,50	0,50	0,57	665	89,0	25

Tableau XXXIV. Analyses chimiques de la roche totale du profil S2 (P₂O₅ et B en ppm, Au en ppb, les autres éléments en % poids).

	Cr	V	Ni	Cu	Zn	As	Li	Sr	Ba	W	Zr
S2-1	84,0	84,0	31,0	13,0	122	-	39,0	112	486	80,0	231
S2-2	97,0	98,0	31,0	14,0	127	-	54,0	119	505	75,0	205
S2-3	59,0	55,0	21,0	9,0	81,0	-	45,0	140	392	75,0	260
S2-4	63,0	45,0	30,0	16,0	1708	-	91,0	82,0	382	71,0	162
S2-5	49,0	45,0	21,0	14,0	175	-	57,0	216	738	128	103
S2-6	35,0	91,0	25,0	20,0	115	41,0	22,0	50,0	166	464	125
S2-7	15,0	44,0	22,0	11,0	64,0	-	22,0	53,0	310	232	168
S2-8	64,0	72,0	12,0	5,0	45,0	-	24,0	85,0	218	116	180
S2-9	66,0	78,0	14,0	5,0	40,0	-	45,0	137	353	140	183

Tableau XXXIV. (suite) Analyses chimiques de la roche totale du profil S2 (éléments traces en ppm)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	B	Au
S3-1	62,3	23,1	4,80	-	0,50	0,91	991	238	165
S3-2	57,8	26,5	5,90	-	0,80	1,00	1123	268	220
S3-3	59,8	29,6	6,20	-	0,50	0,88	1096	216	70
S3-4	53,1	32,9	8,10	0,03	0,50	0,89	1143	151	30
S3-5	57,9	29,8	4,50	0,03	0,50	0,85	937	165	40
S3-6	64,0	25,4	4,60	0,01	0,50	0,68	818	172	100
S3-7	70,7	20,3	1,90	0,01	0,70	0,30	476	45,0	6
S3-8	71,8	17,8	1,70	0,01	1,40	0,25	497	46,0	5

Tableau XXXXV. Analyses chimiques de la roche totale du profil S3 (P₂O₅ et B en ppm, Au en ppb les autres éléments en % poids)

	Cr	V	Ni	Cu	Zn	As	Li	Sr	Ba	W	Zr
S3-1	162	125	43,0	18,0	84,0	-	33,0	77,0	453	44,0	225
S3-2	196	144	51,0	23,0	96,0	49,0	37,0	83,0	488	51,0	231
S3-3	232	154	46,0	20,0	118	39,0	64,0	102	449	61,0	195
S3-4	309	184	56,0	22,0	138	28,0	119	75,0	298	47,0	167
S3-5	341	204	65,0	32,0	87,0	25,0	109	59,0	351	13,0	157
S3-6	176	119	49,0	21,0	76,0	-	80,0	67,0	462	18,0	173
S3-7	19,0	29,0	19,0	-	34,0	-	76,0	94,0	671	-	165
S3-8	18,0	28,0	40,0	10,0	29,0	27,0	49,0	95,0	736	10,0	158

Tableau XXXXV. (suite) Analyses chimiques de la roche totale du profil S3 (éléments traces en ppm)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	B	Au
S4-1	68,2	21,8	4,20	-	0,50	0,86	954	229	40
S4-2	63,9	24,0	5,20	-	1,00	0,85	1162	232	50
S4-3	61,7	25,2	4,40	-	0,60	0,76	888	156	45
S4-4	66,6	24,2	2,20	0,03	1,40	0,66	879	183	18
S4-5	67,2	20,3	1,00	0,03	2,40	0,53	568	84,0	5

Tableau XXXXVI. Analyses chimiques de la roche totale du profil S4 (P₂O₅ et B en ppm, Au en ppb, les autres éléments en % poids)

	Cr	V	Ni	Cu	Zn	As	Li	Sr	Ba	W	Zr
S4-1	146	96,0	38,0	14,0	78,0	25,0	28,0	65,0	456	50,0	222
S4-2	172	105	44,0	15,0	90,0	27,0	26,0	69,0	455	62,0	224
S4-3	142	101	56,0	17,0	67,0	-	51,0	56,0	519	49,0	174
S4-4	104	87,0	42,0	13,0	41,0	24,0	43,0	52,0	576	80,0	146
S4-5	71,0	79,0	27,0	10,0	28,0	-	43,0	71,0	635	72,0	83,0

Tableau XXXXVI. (suite) Analyses chimiques de la roche totale du profil S4 (éléments traces en ppm)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	B	Au
S5-1	59,	27,8	10,2	0,09	-	0,88	1235	89,0	5
S5-2	59,2	29,5	8,40	-	-	0,55	1115	59,0	12
S5-3	59,0	24,7	5,50	-	-	0,54	877	101	610
S5-4	41,4	27,1	29,8	0,05	-	1,14	1498	35,0	11

Tableau XXXXVII. Analyses chimiques de la roche totale du profil S5 (P₂O₅ et B en ppm, les autres éléments en % poids)

	Cr	V	Ni	Cu	Zn	As	Li	Sr	Ba	W	Zr
S5-1	1338	181	267	47,0	58,0	27,0	-	30,0	169	22,0	260
S5-2	859	136	158	30,0	37,0	45,0	-	22,0	108	15,0	159
S5-3	567	120	118	23,0	51,0	28,0	36,0	36,0	469	12,0	147
S5-4	1767	435	391	201	145	-	10,0	16,0	25,0	45,0	150

Tableau XXXVII. (suite) Analyses chimiques de la roche totale du profil S5 (éléments traces en ppm)

	E.s*	All	All*	All	All	Isal	Isal
teneurs Au < 63 μ m (ppb)	390	570	10500	365	690	1900	20700
% fract. < 63 μ m/Rt	52%	15%	11%	17%	11%	8%	7%

Tableau XXXVIII a. Teneurs d'or de la fraction < 63 μ m obtenues par analyses chimiques et pourcentages de la fraction < 63 μ m dans la roche totale (Rt) des ensembles d'altération du profil S1.

	E.s*	All	All*	All	All	Isal	Isal
Au < 63 μ m (mg/t) de Rt	203	86	1155	62	76	152	1450
Au 63-500 μ m (mg/t) de Rt	77	44	466	22	44	195	1465
Au 500-1000 μ m (mg/t) de Rt	447	298	7007	149	1194	2284	20290
Au > 1000 μ m (mg/t) de Rt	2361	-	21250	-	-	3187	71187
Au Total (mg/t) de Rt	3088	428	29878	233	1314	5818	94392

Tableau XXXVIII b. Teneurs d'or (mg/t) calculées dans le profil S1 E.s* : ensembles de surface (à nodules et argilo-sableux) ; All : allotérite ; All* : niveau à tourmaline ; Isal : isaltérite ; Rt : roche totale.

	E.s*	All	All	Isal	Isal
Au < 63 μ m	385	217	192	120	275
% fract. < 63 μ m	42%	15%	13%	5%	7%

Tableau XXXIX a. Teneurs d'or de la fraction < 63 μ m obtenues par analyses chimiques et pourcentages de la fraction < 63 μ m dans la roche totale des ensembles d'altération du profil S2.

	E.s*	All	All	Isal	Isal
Au < 63 μ m dans Rt (mg/t) de Rt	162	33	25	6	19
Au 63-500 μ m (mg/t) de Rt	55	33	22	10	10
Au 500-1000 μ m (mg/t) de Rt	746	298	298	134	-
Au > 1000 μ m (mg/t) de Rt	2361	-	-	-	-
Au Total (mg/t) de Rt	3324	364	345	150	29

Tableau XXXIX b. Teneurs d'or (mg/t) calculées dans le profil S2 ; E.s* : ensembles de surface (à nodules et argilo-sableux) ; All : allotérite ; Isal : isaltérite ; Rt : roche totale.

	E.s*	All	All	Isa	Isal
Au < 63 μ m	185	107	115	30	75
% fract. < 63 μ m	45%	32%	29%	7%	5%

Tableau L a. Teneurs d'or (ppb) de la fraction < 63 μ m obtenues par analyses chimiques et pourcentages de la fraction < 63 μ m dans la roche totale des ensembles d'altération du profil S3.

	E.s*	All	All	Isa	Isal
Au <63 μ m dans Rt (mg/t) de Rt	83	34	33	2	4
Au 63-500 μ m (mg/t) de Rt	50	33	22	10	15
Au 500-1000 μ m (mg/t) de Rt	746	298	149	134	-
Au > 1000 μ m (mg/t) de Rt	-	-	-	-	-
Au Total (mg/t) de Rt	879	365	204	146	19

Tableau L b. Teneurs d'or (mg/t) calculées dans le profil S3 ; E.s* : ensembles de surface (à nodules et argilo-sableux) ; All : allotérite ; Isal : isaltérite ; Rt : roche totale.

	E.s	E.n	All	Isal
Au <63 μ m	102	70	40	20
% fract. <63 μ m	46%	39%	12%	7%

Tableau LI a. Teneurs d'or (ppb) de la fraction < 63 μ m obtenues par analyses chimiques ; et pourcentages de la fraction < 63 μ m dans la roche totale des ensembles d'altération du profil S4.

	E.s	E.n	All	Isal
Au <63 μ m dans Rt (mg/t) de Rt	47	27	5	1
Au 63-500 μ m (mg/t) de Rt	72	200	22	15
Au 500-1000 μ m (mg/t) de Rt	298	-	-	-
Au > 1000 μ m (mg/t) de Rt	-	-	-	-
Au Total (mg/t) de Rt	417	227	27	16

Tableau LI b. Teneurs d'or (mg/t) calculées dans le profil S4 ; E.s : ensemble argilo-sableux de surface ; E.n : ensemble à nodules ; All : allotérite ; Isal : isaltérite ; Rt : roche totale.

	E.s	E.n	Isal
Au <63 μ m	50	150	5
% fract. <63 μ m	37%	22%	82%

Tableau LII a. Teneurs d'or (ppb) de la fraction < 63 μ m obtenues par analyses chimiques ; et pourcentages de la fraction < 63 μ m dans la roche totale des ensembles d'altération du profil S5.

	E.s	E.n	Isal
Au <63 μ m dans Rt (mg/t) de Rt	18	33	4
Au 63-500 μ m (mg/t) de Rt	27	115	70
Au 500-1000 μ m (mg/t) de Rt	-	3897	-
Au > 1000 μ m (mg/t) de Rt	-	6375	-
Au Total (mg/t) de Rt	45	10420	74

Tableau LII b. Teneurs d'or (mg/t) calculées dans le profil S5 ; E.s : ensemble argilo-sableux de surface ; E.n : ensemble à nodules ; Isal : isaltérite ; Rt : roche totale.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Au	B	Ce
S1-1	42,3	36,4	8,10	-	3,30	1,17	1173	485	644	62,0
S1-2	41,7	38,1	8,00	-	2,50	1,13	957	270	581	62,0
S1-3	43,5	38,4	8,20	-	2,60	1,06	959	415	588	64,0
S1-4	36,8	43,3	8,40	-	1,20	0,82	1213	570	705	60,0
S1-5	42,8	40,1	8,80	2,80	0,70	0,77	772	10500	12410	41,0
S1-6	42,8	39,0	8,60	2,90	0,70	0,63	971	365	11490	88,0
S1-7	42,4	39,3	7,20	-	1,60	0,62	1064	690	567	60,0
S1-8	33,0	47,9	12,7	-	0,50	0,50	1486	1900	745	33,0
S1-9	37,9	40,1	13,8	-	1,20	0,34	1628	20700	4680	56,0

Tableau LIII. Analyses chimiques de la fraction <63 µm du profil S1 (Au en ppb, P₂O₅ et Ce en ppm, les autres éléments en % poids)

	Cr	V	Ni	Cu	Zn	Li	Sr	Ba	W	Zr
S1-1	134	141	44,0	23,0	66,0	47,0	180	768	21,0	358
S1-2	140	141	48,0	23,0	69,0	51,0	173	732	16,0	374
S1-3	136	135	48,0	23,0	74,0	42,0	166	703	20,0	374
S1-4	80,0	77,0	42,0	20,0	53,0	32,0	118	568	35,0	735
S1-5	144	95,0	62,0	18,0	130	30,0	220	400	-	369
S1-6	42,0	53,0	39,0	41,0	58,0	30,0	330	354	-	808
S1-7	55,0	58,0	33,0	28,0	55,0	31,0	132	642	12,0	396
S1-8	35,0	34,0	40,0	39,0	53,0	51,0	88,0	372	-	630
S1-9	28,0	25,0	31,0	41,0	129	33,0	225	466	-	903

Tableau LIII. (suite) Analyses chimiques de la fraction <63 µm du profil S1 (éléments traces en ppm)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Au	B	Ce
S2-1	40,2	37,4	8,80	2,10	1,02	1090	410	415	57,0
S2-2	42,7	39,7	8,50	2,30	1,09	1044	380	535	56,0
S2-3	42,0	39,4	8,70	1,60	1,08	978	365	574	52,0
S2-4	38,5	47,3	9,30	1,00	0,86	1150	180	923	38,0
S2-5	41,9	41,5	11,8	1,50	0,92	1487	255	626	75,0
S2-6	36,6	43,3	17,3	0,80	1,38	2231	200	1954	38,0
S2-7	42,3	46,7	6,90	0,50	0,81	1135	185	473	32,0
S2-8	44,5	27,0	23,1	0,60	1,06	876	120	122	51,0
S2-9	41,3	40,3	10,0	1,10	0,96	1102	275	469	57,0

Tableau LIV. Analyses chimiques de la fraction <63 µm du profil S2 (Au en ppb, P₂O₅ et Ce en ppm, les autres éléments en % poids)

	Cr	V	Ni	Cu	Zn	As	Li	Sr	Ba	W	Zr
S2-1	132	134	45,0	24,0	64,0	-	44,0	176	815	35,0	335
S2-2	135	131	47,0	22,0	78,0	-	50,0	166	764	47,0	368
S2-3	124	124	47,0	22,0	85,0	-	52,0	165	718	45,0	397
S2-4	90,0	77,0	53,0	26,0	419	-	49,0	136	615	95,0	458
S2-5	92,0	92,0	44,0	33,0	84,0	-	63,0	221	710	258	502
S2-6	83,0	174	48,0	31,0	85,0	41,0	36,0	115	472	905	451
S2-7	50,0	71,0	50,0	30,0	76,0	-	43,0	113	401	703	427
S2-8	95,0	93,0	29,0	16,0	109	-	64,0	236	358	206	365
S2-9	111	105	50,0	27,0	74,0	-	60,0	183	639	277	411

Tableau LIV. (suite) Analyses chimiques de la fraction <63 µm du profil S2 (éléments traces en ppm)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Au	B	Ce
S3-1	42,1	42,6	9,40	1,80	1,33	1226	250	402	40,0
S3-2	41,2	42,7	9,80	2,00	1,29	1080	165	377	43,0
S3-3	41,6	43,2	9,90	1,80	1,33	1055	140	407	41,0
S3-4	38,0	44,1	9,20	1,80	1,15	1153	110	308	40,0
S3-5	40,5	47,1	7,50	1,30	1,03	1036	105	297	38,0
S3-6	40,6	45,9	8,40	2,00	1,02	1090	115	298	44,0
S3-7	46,8	50,1	1,70	0,50	0,21	937	30,0	55,0	45,0
S3-8	51,1	41,9	3,80	1,80	0,39	719	75,0	127	44,0

Tableau LV. Analyses chimiques de la fraction < 63 µm du profil S3 (Au en ppb, P₂O₅ et Ce en ppm, les autres éléments en % poids)

	Cr	V	Ni	Cu	Zn	As	Li	Sr	Ba	W	Zr
S3-1	251	194	43,0	34,0	67,0	-	37,0	144	903	45,0	408
S3-2	252	195	51,0	34,0	69,0	49,0	36,0	143	881	42,0	405
S3-3	255	194	46,0	36,0	75,0	39,0	46,0	142	851	43,0	406
S3-4	278	196	56,0	45,0	69,0	28,0	34,0	124	752	28,0	352
S3-5	245	174	65,0	62,0	53,0	25,0	61,0	133	809	-	345
S3-6	238	171	49,0	50,0	58,0	-	41,0	132	836	15,0	376
S3-7	22,0	18,0	19,0	11,0	24,0	-	80,0	136	447	-	700
S3-8	64,0	49,0	40,0	50,0	37,0	27,0	85,0	133	772	-	603

Tableau LV. (suite) Analyses chimiques de la fraction < 63 µm du profil S3 (éléments traces en ppm)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Au	B	Ce
S4-1	41,3	44,2	9,80	-	1,60	1,45	1284	115	382	40,0
S4-2	40,9	44,5	10,8	-	1,70	1,39	1120	90,0	314	43,0
S4-3	38,2	48,5	9,20	-	1,60	1,27	1135	70,0	245	44,0
S4-4	32,0	58,1	7,20	0,03	0,90	1,27	1495	40,0	357	38,0
S4-5	31,8	62,0	3,50	0,03	1,00	1,28	1594	20,0	110	38,0

Tableau LVI. Analyses chimiques de la fraction < 63 µm du profil S4 (Au en ppb, P₂O₅ et Ce en ppm, les autres éléments en % poids)

	Cr	V	Ni	Cu	Zn	Li	Sr	Ba	W	Zr
S4-1	265	169	71,0	30,0	70,0	30,0	125	871	48,0	490
S4-2	285	180	72,0	29,0	66,0	41,0	125	878	42,0	423
S4-3	231	158	74,0	31,0	60,0	29,0	113	757	47,0	375
S4-4	178	121	67,0	29,0	51,0	19,0	91,0	599	107	326
S4-5	102	74,0	57,0	30,0	53,0	18,0	69,0	462	115	254

Tableau LVI. (suite) Analyses chimiques de la fraction < 63 µm du profil S4 (éléments traces en ppm)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Au	B	Ce
S5-1	40,5	38,8	16,7	0,04	2,90	1,45	1135	10,0	89,0	37,0
S5-2	38,3	37,0	18,9	0,02	2,30	1,31	940	90,0	64,0	52,0
S5-3	40,4	30,3	18,5	0,01	2,00	1,33	1002	150	126	61,0
S5-4	38,1	42,3	29,8	0,03	-	1,11	674	5,00	-	46,0

Tableau LVII. Analyses chimiques de la fraction < 63 µm du profil S5 (Au en ppb, P₂O₅ et Ce en ppm, les autres éléments en % poids)

	Cr	V	Ni	Cu	Zn	Li	Sr	Ba	Ce	Zr
S5-1	1603	262	387	64,0	72,0	10,0	38,0	228	37,0	422
S5-2	1687	292	371	71,0	63,0	-	38,0	198	52,0	345
S5-3	1545	341	351	104	76,0	13,0	47,0	238	61,0	300
S5-4	1603	409	384	212	133	14,0	17,0	21,0	46,0	268

Tableau LVII. (suite) Analyses chimiques de la fraction < 63 μm du profil S5 (éléments traces en ppm)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	B	Pb	Sn	La
S1	44,0	37,3	8,10	0,40	3,50	0,99	1550	16,0	78,0	15,0	38,0
S2	43,4	37,8	8,50	0,40	3,00	0,94	1942	14,0	62,0	17,0	29,0
S3	42,8	38,2	9,40	0,40	2,20	0,93	2209	10,0	30,0	82,0	21,0
S4	38,9	38,7	11,0	0,50	2,20	1,02	1829	10,0	63,0	20,0	27,0
S5	40,0	37,2	16,1	1,30	0,20	1,02	1553	5,00	29,0	13,0	18,0

Tableau LVIII. Analyses chimiques de la fraction < 2 μm de l'ensemble argilo-sableux des profils S1 à S5, (P₂O₅, B, Pb, Sn et La en ppm, les autres éléments en % poids).

	Cr	V	Ni	Cu	Zn	Li	Sr	Ba	W	Zr	Ce
S1	135	142	57,0	31,0	71,0	44,0	150	628	68,0	268	56,0
S2	187	145	64,0	37,0	205	42,0	136	687	91,0	260	48,0
S3	205	159	90,0	40,0	194	38,0	132	705	56,0	255	37,0
S4	257	169	100	41,0	86,0	37,0	119	725	68,0	201	41,0
S5	1296	241	349	68,0	96,0	9,00	43,0	178	7,0	171	30,0

Tableau LVIII. (suite) Analyses chimiques de la fraction < 2 μm de l'ensemble argilo-sableux des profils S1 à S5, éléments traces en ppm.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	H ₂ O
S3-4	35,0	32,0	7,00	-	2,00	0,80	18,5
S3-5	33,5	33,8	6,40	-	2,00	0,70	18,5
S3-6	29,0	40,0	5,80	0,20	2,20	1,00	15,5
S3-7	25,5	49,4	1,70	0,20	0,90	0,25	19,80
S3-8	32,6	35,4	5,50	0,30	1,50	0,60	19,70

Tableau LIX. Analyses chimiques de la fraction < 2 μm de l'altérite S3.