

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Répartition des éléments dans l'écorce terrestre	2
Tableau 2 : Quelques caractéristiques du nickel	3
Tableau 3 : Les principaux minéraux contenant du Ni.	4
Tableau 4: Répartition de certains éléments (Ni, Fe, Mg, Si, Al) dans différentes roches	5
Tableau 5 : Répartition par continent des gisements du nickel dans le monde	7
Tableau 6 : Répartition de la production du nickel selon le continent	8
Tableau 7 : Répartition de la production selon les grands pays producteurs	9
Tableau 8 : Production du nickel par sociétés de 1993-2001 (en Kt. Nickel contenu)	10
Tableau 9 : Prix mensuel du nickel de 2001 à 2011	12
Tableau 10 : Les caractéristiques des gisements de nickel dans la région d'Ambatondrazaka	14
Tableau 11 : Les caractéristiques climatiques de Moramanga (1930 – 1950) fournies par I.R.S.M.	32
Tableau 12 : caractéristiques et stratigraphie du socle selon la nomenclature d'Hottin	39
Tableau 13 : Caractéristiques des 3 points de sondage (source Sherritt)	54
Tableau 14 : Les différents types de serpentine	57
Tableau 15: Les facteurs correctifs	58
Tableau 16 : Valeurs quantitatives de 2 échantillons	59
Tableau 17 : Résultat des analyses par diffraction au rayon X	59
Tableau 18 : Composition chimique de l'horizon supérieur « cuirasse ferrugineuse »	77
Tableau 19 : Composition chimique de l'horizon « latérite rouge »	77
Tableau 20 : Composition chimique des horizons « <i>cuirasse, latérite rouge, latérite jaune, saprolite grossière, roche mère</i> »	78
Tableau 21: Résultats des analyses chimiques des échantillons prélevés en surface	79
Tableau 22 : Résultat d'analyse chimique AM210-610	80
Tableau 23 : Résultat d'analyse chimique AMB 219	81
Tableau 24 : Résultat d'analyse chimique DAM 134	83
Tableau 25 : Teneur des oxydes majeurs et éléments en trace par niveau	85
Tableau 26: Récapitulation de teneurs des oxydes majeurs et éléments en trace par niveau	86
Tableau 27 : Tendence d'évolution des éléments selon les niveaux	88
Tableau 28 : Valeur du rapport C/Co	91
Tableau 29 : Coefficient de corrélation entre les éléments dans le profil latéritique d'Ambatovy	92
Tableau 30 : Teneur en oxydes majeurs et Ni dans les deux premiers mètres	95

Tableau 31: Coefficient de corrélation	95
Tableau 32 : Récapitulation des données des trois forages (oxydes majeurs et éléments en trace) selon les niveaux	96
Tableau 33 : Coefficient de corrélation des données de trois forages	98
Tableau 34 : Evolution de composition chimique et minéralogique de la latérite nickélifère d'Ambatovy au cours de l'altération	104
Tableau 35 : Caractéristiques du profil d'altération des six pays tropicaux	113
Tableau 36: Répartition des éléments en trace dans le profil d'altération latéritique	118
Tableau 37 : Distribution des éléments majeurs dans les limonites nickélifères	120

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Les gisements du nickel à travers le monde	6
Figure 2 : Evolution du prix du nickel de 2001 à 2011	12
Figure 3 : Carte des indices et des gîtes de nickel à Madagascar	15
Figure 4 : Interaction des facteurs régissant l'altération	18
Figure 5 : Coupe idéalisée d'un profil latéritique	19
Figure 6 : Diagramme ternaire des roches ultrabasiques en occurrence les variétés de péridotite.....	21
Figure 7 : Séquence de stabilité des principaux minéraux durant le processus d'altération.....	24
Figure 8 : La morphologie du paysage	26
Figure 9: Diagramme de Goldschmidt montrant le groupement des éléments selon leur rayon ionique et charge ainsi que leur solubilité	28
Figure 10 : Les séries de Bowen montrant les types de roches avec leurs minéraux principaux	29
Figure 11: Localisation de la zone d'étude	31
Figure 12 : Courbe ombrothermique de Moramanga	33
Figure 13 : La morphologie et la couverture végétale dans la zone d'étude	33
Figure 14 : Carte géologique générale de Madagascar d'après Besairie (1972)	36
Figure 15: Un schéma synthétique de la géologie malgache par rapport à la ligne Bongolava-Ranotsara selon Hottin en 1976	38
Figure 16 : Les 9 unités tectono-métamorphiques selon Windley et Colins (2002)	42
Figure 17 : Les domaines tectono-métamorphiques du Précambrien de Madagascar, PGRM 2012	43
Figure 18 : Carte géologique de la région extraite de deux cartes géologiques	46
Figure 19 : Cuirasse ferrugineuse sous couverture végétale	48
Figure 20 : Profil latéritique d'Ambatovy	49
Figure 21 : Localisation des points de prélèvement au niveau du massif d'Ambatovy	51
Figure 22 : Profil latéritique de la zone C	52
Figure 23 : Profil vertical du sondage S1	53
Figure 24 : Classe de cristallinité de Smectite (Thorez, 1975)	57
Figure 25a : Diffractogramme RX de la roche mère «péridotite serpentinisée»	61
Figure 25b : Diffractogramme RX du saprolite grossière	61
Figure 25c : Diffractogramme RX du saprolite fine	61
Figure 26a : Diffractogramme RX du profil « Zone C »	62
Figure 26b : Diffractogramme RX du profil « S1 »	63

Figure 27: Vue d'ensemble des noyaux d'olivine légèrement corrodés en bordure mais isolés par des cloisons serpentineuses	65
Figure 28 : Un grain de magnétite à contour net et filonnets serpentineux à bordure +/- corrodés	66
Figure 29 : Les cristaux d'hématite, magnétite et de pyrite au fort grossissement de l'échantillon AMB6	66
Figure 30: Stade avancé de l'altération de l'olivine	67
Figure 31 : Grain mixte de magnétite-ilménite	67
Figure 32 : Un grain sulfuré (pentlandite et cubanite) évoluant vers la goethite	68
Figure 33: Association des grains d'oxyde de fer (magnétite) et de sulfure (pentlandite)	68
Figure 34 : Cuirasse ferrugineuse sous forme nodulaire	69
Figure 35 : Les différents composants de la structure nodulaire au fort grossissement : goethite, hématite, magnétite	69
Figure 36: Structure (111) résiduelle de magnétite transformée en hématite dans une plage de goethite	70
Figure 37 : Granule d'or (blanc) dans une matrice latéritique (goethite)	71
Figure 38 : Structure spongieuse de goethite	71
Figure 39 : Grain complexe à structure nodulaire	71
Figure 40 : Grains de silice et d'ilménite noyés dans la goethite	71
Figure 41 : Un grain de chromite dans la masse goethitique	71
Figure 42 : Libération et reprise des anatases dans la résine lors du polissage	72
Figure 43 : Noyaux d'olivines entourés par des cloisons serpentineuses (LN)	73
Figure 44 : Fibres serpentineux en réseau maillé perpendiculaire	73
Figure 45 : Un grain d'olivine à bordure corrodée	73
Figure 46 : Stade avancé de l'altération.....	74
Figure 47 : Evolution de l'olivine et des cloisons serpentineuses (Dunite serpentinisée)	76
Figure 48 : Log géochimique du profil S1	87
Figure 49 : Log géochimique du profil C	88
Figure 50 : Courbes montrant l'enrichissement (gain) ou l'appauvrissement (perte) de 14 éléments (Al, Fe, Mg, Ti, Mn, Ni, Co) et (Cr, Cu, V, Y, La, Zn, As) selon les niveaux	89
Figure 51: Diagramme de corrélation entre les oxydes majeurs (Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2) et MgO	93
Figure 52 : Diagramme de corrélation entre les éléments en trace (Zn, Cu, Ni, V, Co, La, Y) / MnO et MgO	94
Figure 53 : Diagramme de corrélation entre (SiO_2 , FeO_3) et Al_2O_3	95
Figure 54 : Coupe schématique et position des trois forages	97
Figure 55 : Diagramme ternaire montrant la composition de la latérite nickélifère	98

Figure 56 : Diagramme de corrélation entre (Ni, Cr ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃) / Co	99
Figure 57 : Diagramme de corrélation entre (Al ₂ O ₃ , Co,Fe ₂ O ₃) / Mgo	99
Figure 58 : Diagramme de corrélation entre (Al ₂ O ₃ , Mgo, Fe ₂ O ₃) / SiO ₂	99
Figure 59 : Allure de variation de teneur des éléments majeurs et en trace en fonction de la profondeur	101
Figure 60 : Profils d'altération des zones hautes à climat tropical à saisons contrastées en Brésil	106
Figure 61 : Evolution géochimique du profil de Morro do Niquel au Brésil	107
Figure 62 : Evolution géochimique du profil de Sipilou en Côte d'Ivoire (D. Nahon, 1982)	108
Figure 63 : Profil latéritique type du gisement de Musongati (J. Lavreau et al, 1984)	108
Figure 64 : Profil latéritique type du gisement de Lomié (R. Yongue-Fouateu,)	109
Figure 65 : Variation de teneur des oxydes majeurs et du Ni dans le profil latéritique nickélique de Lomié	110
Figure 66 : Profil type d'altération des péridotites de la Nouvelle Calédonie	110
Figure 67 : Répartition des roches ultrabasiques (Dunite) d'Antampombato dans le diagramme TAS.....	115
Figure 68 : Le procédé pyrométallurgique de la Société Le Nickel (SLN)	121
Figure 69 : Etapes du procédé fusion ferro-nickel par O'KANE	122
Figure 70 : Le procédé CARON	123
Figure 71 : Les étapes du procédé sulfurique à hautes température et pression	124
Figure 72 : Procédé d'extraction d'un profil type de latérite nickelifère en fonction de profondeur et de composition du minerai (Roorda et Queneau, 1973)	125
Figure 73 : Flow sheet de la lixiviation d'acide sulfurique à haute pression d'Ambatovy (Madagascar) ...	126

LISTE DES ABREVIATIONS

AN	:	Anatase
AM	:	Amphibole
Am	:	amorphe
CF	:	Cuirasse Ferrugineuse
CH	:	Chlorite C ²
DN	:	Dunite
GB	:	Gabbro
GO	:	Goethite
GI	:	Gibbsite
HE	:	Hématite
Int	:	Interstratifié
IL	:	Ilménite
K	:	Kaolinite
LME	:	London Metal Exchange
LJ	:	Latérite Jaune
LJG	:	Latérite Jaune à Grenaille
LMS	:	Low Magnesium Saprolite
LIM	:	Limonite
LR	:	Latérite Rouge
LJ	:	Latérite Jaune
MA	:	Millions d'Année
MC	:	Magnétite
Mes	:	Métal sulfuré
NR	:	Non Récupéré
OL	:	Olivine
PGRM	:	Programme de Gouvernance des Ressources Minérales
p.p.m	:	partie par million
Prf	:	Profondeur
PER	:	Péridotite
ph	:	Potentiel d'Hydrogène
Q	:	Quartz
RM	:	Péridotite serpentinisée
SAP	:	Saprolite
SAP	:	Saprolite grossière
SE	:	Sud Est
SE	:	Serpentine
SM	:	Smectite
TBG	:	Travaux du Bureau Géologique

TA	:	Talc
°C	:	Degré Celsius
ha	:	hectare
km	:	kilomètre
%	:	Pourcentage
W	:	Watt

Rapport-Gratuit.com

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1 : Démarche pour les analyses chimiques des échantillons latéritiques au laboratoire de Géochimie à l'Université Catholique de Louvain-la-Neuve	I
Annexe 2 : Courbe de niveaux aux environs d'Ambatovy à partir d'image SRTM géoréférencée et avec l'utilisation du logiciel Arcview v 9.3	II
Annexe 3 : Major (wt %) and trace element (ppm) analyses, mineralogy and GPS coordinates of the Antampombato rocks (Melluso and al 2005)	III
Annexe 4 : Chronologie de la carte géologique de Madagascar de 1964 à 2012	IV

TABLE DE MATIERES

Remerciements	i
Résumé	ii
Abstract	ii
Liste des tableaux	iii
Liste des figures	v
Liste des abréviations	viii
Liste des annexes	x
INTRODUCTION	1
Chapitre 1 : GENERALITES SUR LE NICKEL	2
1.1- DESCRIPTION ET CARACTERISTIQUES DU NICKEL	2
1.2- ORIGINE	3
1.3- LE NICKEL DANS LES MINERAUX ET LES ROCHES	3
1.4- REPARTITION DES GISEMENTS DANS LE MONDE	6
1.5- LES MODES D'EXPLOITATION ET DE TRAITEMENT EXISTANT	7
1.6- LA PRODUCTION MONDIALE ET LES GRANDS PAYS PRODUCTEURS DU NICKEL	8
1.7- LES UTILISATIONS DU NICKEL	11
1.8- LE PRIX DU NICKEL	12
1.9- LE NICKEL A MADAGASCAR	13
Chapitre 2 : ALTERATION DES ROCHES ULTRABASIQUES	16
2.1- ALTERATION EN REGIONS SUBTROPICALES HUMIDES	16
2.1.1.- Phénomène d'altération météorique	16
2.1.2.- Les principaux facteurs d'altération	17
2.1.3.- Les mécanismes de différenciation et les produits d'altération	19
2.2- . ASPECTS GENERAUX SUR LES LATERITES NICKELIFERES	20
2.2.1.- Les roches ultrabasiques	21
2.2.2.- Phénomène de Serpentinisation	21
2.2.3.- Processus d'altération latéritique nickélifère	23
2.2.4.- Profil d'altération	24
2.2.5.- Evolution minéralogique	25
2.2.6.- Evolution géochimique supergène	27
2.2.7.- Les migrations du nickel	30

Chapitre 3 : CONTEXTE DU GISEMENT D'AMBATOVY	31
3.1.- ESQUISSE GEOGRAPHIQUE	31
3.1.1.- Localisation de la région étudiée	31
3.1.2.- Climat	32
3.1.3.- Couverture Végétale	33
3.1.4.- La morphologie	34
3.1.5.- Le réseau hydrographique	34
3.1.6.- La pédologie	35
3.2.- CONTEXTE GEOLOGIQUE	35
3.2.1.- Le précambrien Malgache	37
3.2.2.- Environnement géologique de la région étudiée : « le Complexe d'Antampombato » ...	45
3.2.2.1.- Les Gabbros	47
3.2.2.2.- Les Péridotites	47
3.2.2.3.- Les Syénites	47
3.2.2.4.- Les Filons	47
3.2.2.5.- Les Cuirasses ferrugineuses	48
3.2.3.- Le gisement latéritique nickélique d'Ambatovy	48
Chapitre 4 : CARACTERES MINERALOGIQUE, PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE	50
4.1.- DESCRIPTION DES PROFILS ET DES POINTS DE PRELEVEMENT	50
4.1.1.- « Zone C »	52
4.1.2.- Profil « S1 »	52
4.1.3.- Les points de prélèvement effectués par le Service Géologique (1961)	53
4.1.4.- Les autres points de prélèvement	53
4.1.5.- Sélection des échantillons et préparations	54
4.2.- CARACTERISTIQUES MINERALOGIQUES	54
4.2.1.- Technique d'analyse	54
4.2.2.- Identification des minéraux par diffraction aux RX	55
4.2.3.- Minéralogie quantitative	58
4.2.4.- Descriptions et résultats	59
4.2.5.- Discussions partielles	64
4.3.- DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE	65
4.3.1.- Description pétrographique des roches en lumière réfléchie	65
4.3.2.- Description pétrographique des roches en lumière transmise	72
4.3.3.- Discussions partielles	74
4.4.- ANALYSE CHIMIQUE	77
4.4.1.- La mise en solution	77
4.4.2.- Traitement des résultats d'analyse chimique	85
4.4.2.1.- Les analyses chimiques effectuées par l'auteur	85

4.4.2.2.- Les analyses chimiques effectuées par Sherrit et Service Géologique	95
4.4.3.- Conclusion partielle	100
Chapitre 5 : DISCUSSION GENERALE	102
5.1.- TRANSFORMATION MINERALOGIQUE	102
5.1.1.- Base du profil « Roche – mère » (I) et « Saprolite grossière » (II)	102
5.1.2.- Sommet du profil « saprolite fine » (III), « Latérite Rouge » (IV) « cuirasse » (V) ...	103
5.2.- REPARTITION CHIMIQUE ET MINERALOGIQUE	103
5.3.- COMPARAISON AVEC D'AUTRES PROFILS LATERITIQUES NICKELIFERES DANS LE MONDE	105
Chapitre 6 : ESSAI D'INTERPRETATION METALLOGENIQUE	113
6.1.- INTERPRETATION DE LA SEQUENCE PARAGENETIQUE OBSERVEE	113
6.1.1.- Séquence paragenétique magmatique	113
6.1.2.- Altération latéritique	115
6.2.- PROCESSUS DE CONCENTRATION	116
6.3.- DONNEES BIBLIOGRAPHIQUES SUR LE TRAITEMENT DE LATERITES NICKELIFERES ...	120
CONCLUSION GENERALE	128
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	131
ANNEXES	I

INTRODUCTION

La géologie de terrains superficiels s'adresse à toutes formations géologiques de surface dont les latérites font partie. Ces latérites masquent souvent les caractères géologiques du substratum, toutefois elles renferment des produits métalliques comme Fe, Ni, Al, Cr, Co ... ou des métaux nobles comme l'Au ..., qui dans certains cas sont économiquement exploitables. Dans les régions à climat tropical chaud et humide, l'altération des roches ultrabasiques conduit à une épaisse formation d'horizons d'altération de caractéristiques diverses mais qui peuvent contenir de minerais ferrugineux et nickélifères exploitables.

A travers le monde les gisements de nickel sont peu nombreux et se regroupent en deux grandes catégories :

- Le gisement à minerai sulfuré comme la mine de Sudbury au Canada ;
- Le gisement à minerai oxydé associé aux minéraux silicatés (cas de la Nouvelle Calédonie) et aux oxyhydroxydes de fer et de manganèse (cas d'Ambatovy).

Le gisement de nickel d'Ambatovy-Analamay a été découvert pour la première fois par RANTOANINA en 1960, lors de levers de la carte géologique au 1/100 000 de la région de Moramanga. Depuis lors, il a fait l'objet de nombreuses études en vue de son exploitation. Ces études sont basées surtout sur les analyses chimiques des éléments majeurs et en trace des produits de carottes et sur l'estimation des réserves. Mais quand est-il du comportement minéralogique de chaque horizon d'altérations et de la répartition géochimique des éléments le long du profil d'altération ?

Depuis sa découverte jusqu'à ce jour aucune étude, sur l'évolution minéralogique au cours de l'altération et la localisation du nickel au sein de ces divers minéraux, n'a été faite. Il en est de même pour la répartition des éléments majeurs et en trace (Ni, Co surtout) au sein du profil latéritique nickélifère d'Ambatovy. A part le Nickel et le Cobalt y a-t-il encore d'autres éléments économiquement exploitables ou rentables au sein du profil latéritique d'Ambatovy ? Voilà autant des questions sans réponses qui nous ont poussées à choisir comme sujet de thèse :

« Evolution minéralogique, distribution et comportement géochimique de certains éléments au sein du profil latéritique nickélifère d'Ambatovy »

L'objectif principal de l'étude est de connaître l'évolution minéralogique au cours du stade d'altération, de comprendre les processus de concentrations de certains éléments dans les horizons latéritiques d'Ambatovy. Il tente également d'élucider les différentes phases porteuses de nickel, afin de suggérer les techniques de traitement applicable à ce gisement.

Des discussions ont été engagées durant ce travail, en vue de comparer nos résultats avec ceux d'autres régions similaires du monde.

Comme la « limonite » ou « latérite nickélifère constitue de loin la majorité de réserves mondiales de Ni (plus de 75%) et peut fournir du Fe et de Cr, son exploitation dans l'avenir est encore certaine. Aussi nous avons consacré un paragraphe sur les méthodes de traitement de latérites nickélifères.

Chapitre 1 : GENERALITES SUR LE NICKEL

1.1- DESCRIPTION ET CARACTERISTIQUES DU NICKEL

La première exploitation du minerai de nickel a été effectuée en Chine il y a vingt deux siècles ; dans Yunnan et dénommé " cuivre blanc " qui a contenu approximativement 20% nickel et 70% cuivre. (Rhodes W, 1977). Donc le nickel est connu par l'Homme depuis des millénaires mais c'est seulement en 1751 qu'un chimiste suédois dénommé Alex Cronstedt l'a identifié et l'a isolé dans sa forme impure. Le minerai est étudié par Bergmann (1775) et le métal pur a été préparé et extrait par Richter (1804) qui a décrit pour la première fois les propriétés et utilisations du nickel. (Mastromatteo E., 1986).

La découverte du gisement du nickel en Nouvelle Calédonie par Garnier en 1863 et l'exploitation de garniérite après 1874 marqua le début de la métallurgie moderne du nickel. (Rhodes W, 1977).

Le tableau 1 ci-après représente la répartition des éléments dans l'écorce terrestre.

Tableau 1 : Répartition des éléments dans l'écorce terrestre (Clarke des éléments selon Brian Mason)

Elément	Teneur (%)	Elément	Teneur (%)	Elément	Teneur (%)
O	46.60	Li	0.0065	Ta	0.00021
Si	27.72	N	0.0046	Br	0.00016
Al	8.13	Ce	0.0046	Ho	0.00012
Fe	5.00	Sn	0.004	Eu	0.00011
Ca	3.63	Y	0.0028	Sb	0.00010
Na	2.83	Nd	0.0024	Tb	0.00009
K	2.59	Nb	0.0024	Lu	0.00008
Mg	2.09	Co	0.0023	Tl	0.00006
Ti	0.44	La	0.0018	Hg	0.00005
H	0.14	Pb	0.0016	I	0.00003
P	0.12	Ga	0.0015	Bi	0.00002
Mn	0.10	Mo	0.0015	Tm	0.00002
S	0.05	Th	0.0012	Cd	0.000015
C	0.032	Cs	0.0007	Ag	0.000010
Cl	0.031	Ge	0.0007	In	0.000009
Rb	0.031	Be	0.00066	Se	0.000004
F	0.030	Sm	0.00065	A	0.000001
Sr	0.030	Gd	0.00064	Pd	0.0000005
Ba	0.025	Pr	0.00055	Pt	0.0000005
Zr	0.022	Sc	0.0005	Au	0.0000003
Cr	0.020	As	0.0005	He	0.0000002
V	0.015	Hf	0.00045	Te	0.0000001
Zn	0.013	Dy	0.00045	Rh	0.0000001
Ni	0.008	U	0.0004	Re	0.0000001
Cu	0.007	B	0.0003	Ir	0.0000001
W	0.007	Yb	0.00027	Os	0.0000001
		Er	0.00025	Ru	0.0000001

Référant à la répartition des éléments au sein de l'écorce terrestre, jusqu'à 16 kilomètres de profondeur, le nickel occupe le 24^{ème} rang (tableau 1). C'est un élément métallique très répandu dans la croûte terrestre.

Le **Nickel**, un élément de transition, est précédé dans la classification périodique de Mendeleev par le Fer et le **Cobalt**. Il est présent dans la nature en tant constituant trace d'une grande variété de minéraux, particulièrement ceux contenant beaucoup de fer et de magnésium comme l'olivine et les pyroxènes (Avias,1972). Le nickel est aussi un métal « ubiquiste » que l'on retrouve dans les sols, l'eau et la biosphère.

C'est un métal blanc-argenté, malléable, ductile, le plus dur de tous les métaux usuels et un bon conducteur de chaleur et d'électricité et en plus il résiste à l'action de l'air et de l'eau à la température ambiante donc ne se corrode pas. A la température ordinaire il est ferromagnétique mais devient paramagnétique à une température élevée (point Curie = 353°C).

Sept isotopes radioactifs du nickel ont été identifiés dont les masses atomiques sont : 54, 56, 57, 59, 63 et 65. Les autres caractéristiques du nickel sont représentées par le tableau 2 ci-dessous :

Tableau 2 : Caractéristiques du nickel et du cobalt

Caractéristiques	Nickel	Cobalt
Symbole chimique	Ni	Co
Numéro atomique	28	27
Masse atomique	58.71	58.93
Rayon ionique	0.69Å	0.63 Å
Densité à 20°C	8.902g/cm ³	8.9g/ cm ³
Température de fusion	1453°C	1495°C
Température d'ébullition	2730°C	2900°C
Resistance électrique à 20°C	6.9μ.ohm.cm	
Conductibilité thermique	90,9 W/ (m.K)	

En effet toutes ces caractéristiques expliquent l'utilisation du nickel dans de nombreux domaines en particulier dans les industries chimique, navale et aéronautique.

1.2- ORIGINE

Trois sources potentielles de nickel peuvent être définies (Windels F. 1978) :

- **minerais sulfurés** (60 % de la production de Ni), ils sont en association paragenétique avec la pentlandite, (Ni,Fe)₉S₈, la pyrrhotite (Fe₇S₈), la pyrite (FeS₂) et la chalcopryrite (CuFeS₂).

Pour ce genre de minerai les exploitations minières sont, en général, souterraines.

Les minerais ont des teneurs de 0,7 à 3 % de nickel et contiennent du cuivre (environ 1 %), des platinoïdes, du cobalt, de l'argent et de l'or.

Ces minerais sont exploités en Australie de l'Ouest, en Russie, au Canada (Manitoba et Ontario : mine de Sudbury, le plus important gisement mondial de minerais sulfurés, réserves de 400 millions de tonnes de minerai tout-venant), en Chine, en Afrique du Sud et en Finlande.

- **minerais oxydés** (40 % de la production de Ni), ils résultent de l'altération des roches ultrabasiques (péridotites, dunites, serpentinites...) sous un climat chaud et humide. Ces minerais exploités à ciel ouvert, peuvent contenir peu de cuivre et de métaux précieux, mais renferment beaucoup du cobalt. Ils se divisent en deux catégories :

* *les minerais silicatés* (saprolites) dans lesquels nickel se substitue au magnésium de la serpentine ($3\text{MgO}, 2\text{SiO}_2, 2\text{H}_2\text{O}$) pour former la « garniérite » qui est le principal minerai de Nouvelle-Calédonie et le plus important gisement mondial de minerais oxydés. Sa teneur en Ni est de 2,3 à 3 % et le minerai contient 10 à 30 % de Fe et du Co. Ces minerais sont également exploités en Colombie et, à des teneurs plus faibles, en Indonésie, République Dominicaine, Philippines, Brésil... ;

* *les minerais limonitiques ou latérites nickelifères* dans lesquelles nickel se substitue au fer dans la goethite (FeOOH). Ce sont des minerais pauvres qui contiennent de 1 à 1,5% de Ni, Fe (40 à 50%), Co (0,1 à 0,2%), Cr (2 à 5%). Ils sont exploités à Cuba, en Australie (Queensland), en Grèce et sont présents en couverture de tous les gisements de minerais silicatés.

- **nodules marins** qui sont des concrétions recouvrant les sédiments des grandes plaines abyssales et riches en métaux divers tels que Ni, Co, Cu, Zn, Al, Mn, Fe...

1.3- LE NICKEL DANS LES MINERAUX ET LES ROCHES

Le nickel possède une affinité avec le soufre et rejoint le groupe sidérophile.

L'identité du rayon ionique du nickel et du magnésium conditionne des possibilités de substitution entre ces deux éléments dès les premières cristallisations du magma. Ces capacités de substitution expliquent la présence du Ni dans de nombreux minéraux comme la montre le tableau 3 ci-dessous.

Tableau 3 : Les principaux minéraux contenant du Ni

	Formule	Teneur en Ni (%)
<u>Sulfures</u>		
Petlandite	$(\text{Ni}, \text{Fe})_9 \text{S}_8$	34.22
Millérite	NiS	64.67
Heazlewoodite	Ni_3S_2	73.30
Serie de Linnaeite	$(\text{Fe}, \text{Co}, \text{Ni})_3 \text{S}_4$	variable
Polydymite	Ni_3S_4	57.86
Violarite	Ni_2FeS_4	38.94
Siégenite	$(\text{Co}, \text{Ni})_3 \text{S}_4$	28.89

	Formule	Teneur en Ni (%)
<u>Arséniures</u>		
Niccolite	NiAs	43.92
Gersdorffite	(Ni,Fe, Co)AsS	35.42
Rammelsbergite	(Ni,Co)As ₂	28.15
Maucherite	Ni ₁₁ As ₈	51.85
<u>Arséniates</u>		
Annabergite	(Ni, Co) ₃ As ₂ O ₈ 8H ₂ O	29.40
<u>Silicates et oxydes</u>		
Garniérite	(Ni, Mg) ₆ Si ₄ O ₁₀ (OH)	variable jusqu'à 47%
Limonite Nickélifère	(Fe, Ni) O (OH) n H ₂ O	variable mais faible

Source: (dans « the Winning of Nickel », Boldt, 1967)

La garniérite, dans la terminologie géologique est un nom appliqué aux silicates hydratés de nickel-magnésium. La garniérite est une variété de chrysolite espèce de serpentine dans laquelle le nickel a remplacé le magnésium.

La limonite nickélifère est un terme donné aux oxydes ferriques dans la latérite, faiblement ou pas cristallin porteur de nickel, développé aux dépens de roches ultrabasiques. C'est la goethite qui est la principale porteuse de nickel.

La plupart des roches de la croûte terrestre contiennent du nickel mais ce sont surtout au niveau des roches ultrabasiques qu'on trouve une quantité importante (tableau 4).

Tableau 4: Répartition de certains éléments (Ni, Fe, Mg, Si, Al) dans différentes roches

Roche	Teneur en Ni en %	Oxyde de Fe et Mg	Silice et Aluminium
Péridotite	0,20	43,3	45,9
Gabbro Norite	0,016	16,6	66,1
Diorite	0,004	11,7	73,4
Granite	0,0002	4,4	78,7

Source : (dans « the Winning of Nickel », Boldt,1967)

Le tableau 4 ainsi que des études géochimiques portant sur de nombreuses roches ont montré que la teneur en Ni dans les roches diminuait brusquement lorsque la teneur en silice augmentait. Ceci revient à dire que le

Ni tend à se concentrer dans les roches mafiques et ultramafiques, principalement dans l'olivine, pyroxène et hypersthène d'origine éruptives. Dans les péridotites, le Ni est presque entièrement inclus dans l'olivine où il est camouflé par l'abondance du Fe et Mg. Il peut apparaître aussi dans ces roches ultrabasiques sous forme de microcristaux de sulfure de Ni : pentlandite, violarite.

Géochimiquement, le nickel est sidérophile et s'associe au groupe du fer métallique. Le Ni dans les météorites fortement concentré dans la phase « métal » est allié avec le fer (Fe). Ni est légèrement miscible avec le Fe et les deux phases sont séparées à températures inférieures. Le nickel se trouve aussi dans le noyau de la Terre, avec des éléments sidérophiles. La haute affinité de nickel avec le soufre explique sa présence fréquente dans des corps sulfurés magnétique ou métamorphique. Les roches éruptives, comme de règle, contiennent des petites quantités de pentlandite, pyrrhotite et pyrite qui sont porteurs de Ni. La plupart du nickel est incorporé dans les structures du cristal des silicates.

L'altération de roches ultrabasiques engendre du fer, du nickel et des solutions riches en silice. Mn^{3+} , Fe^{3+} et Ni^{3+} sont très stables dans les solutions aqueuses et sont capables de migrer sur de longues distances. Comme toute solution, le fer s'oxyde et se précipite en hydroxyde ferrique, en perdant finalement de l'eau pour devenir goéthite et hématite dans laquelle une petite quantité d'ions de nickel est piégée (nickel contenu dans cette matière rouge ou jaune peut atteindre 1,5%). Le nickel, magnésium et silicium descendent en bas du profil et dès que l'eau s'est neutralisée, ils se précipitent comme silicates hydratés complexes avec de couche en treillis.

1.4- REPARTITION DES GISEMENTS DANS LE MONDE

Les gisements du nickel dans le monde sont rares (Figure1) et se répartissent par continent selon le tableau 5 suivant.



Figure 1 : Les gisements du nickel à travers le monde (Mandimbiharison A., 2007)

Tableau 5 : Répartition par continent des gisements du nickel dans le monde

Continent	Minerai sulfuré	Minerai oxydé
AFRIQUE	Afrique du Sud	Botswana
	Zimbabwe	Burkina Faso
		Burundi
		Cameroun
		Côte d'Ivoire
		Madagascar
		Sénégal
ASIE	Chine	Indonésie
		Philippine
AMERIQUE		Brésil
		Chili
	Canada (Ontario, Manitoba)	Colombie
	Etats Unis (Montana, Cuba	
	Alaska)	Etats Unis (Orégon)
		République
		Dominicaine
		Venezuela
EUROPE	Finlande	Grèce
	Norvège	Russie (Urals)
	Russie (Norilsk)	
	Suède	
OCEANIE	Australie de l'Ouest	Australie (Queensland)
	(Kambalda)	Nouvelle Calédonie

Le Cobalt est un produit secondaire que l'on trouve au côté du Nickel. Les réserves mondiales du cobalt sont estimées à 7 millions de tonne dont presque la moitié se concentre en République Démocratique du Congo. Les minerais de cobalt se trouvent sous forme d'arséniures, de sulfures et d'oxydes. Les principaux pays producteurs sont : RDC, Canada, Zambie, Russie, Chine, Finlande. En 2010 la production mondiale est de 54 000 tonnes et le cours est de 43650 US \$/tonne. (source : edito-matieres-premieres.fr)

Source (MANDIMBIHARISON Aurélien, 2007)

1.5- LES MODES D'EXPLOITATION ET DE TRAITEMENT EXISTANT

Deux modes d'exploitation sont utilisées, soit à ciel ouvert, généralement pour les minerais oxydés, soit souterraine, surtout pour les minerais sulfurés.

Sur le plan métallurgique, différents procédés ont été utilisés pour l'extraction du nickel : pyrométallurgique, hydrométallurgique et biométallurgique (Winning of nickel):

- la pyrométallurgie est un procédé d'extraction et de séparation des métaux par la chaleur en utilisant des températures élevées. Les techniques conduisent soit à la production du « ferro-nickel », soit à de « matte » ;

- l'hydrométallurgie est une méthode d'extraction qui utilise les agents chimiques comme moyens de mise en solution et de séparation des métaux contenus dans le minerai ou le concentré. Cette mise en solution est appelée « lixiviation ou leaching ». Généralement deux types de lixiviation sont opérationnels : la lixiviation ammoniacale ou procédé CARON, la lixiviation d'acide sulfurique à haute pression ;
- la biométallurgie est une méthode d'extraction qui utilise les bactéries pour isoler le nickel ou « lixiviation bactérienne ». Ce procédé s'adresse particulièrement aux gisements de petites et moyennes dimensions et à faible teneur.

1.6- LA PRODUCTION MONDIALE ET LES GRANDS PAYS PRODUCTEURS DU NICKEL

Extrait de la revue ECOMINE, mai 2003, le tableau 6 exprime la répartition de la production mondiale du nickel de 1993 jusqu'en 2001(en Kilotonne ou Kt métal contenu).

Tableau 6 : Répartition de la production du nickel selon le continent (Revue ECOMINE, 2003)

Continent	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
Afrique	64	63	60	68	66	74	73	69	68
Amérique	312	287	324	342	360	363	349	387	392
Asie	104	128	143	147	136	144	151	166	181
Europe	242	252	279	272	270	258	255	260	260
Océanie	162	173	225	238	261	269	229	294	316
Total	884	903	1031	1067	1093	1108	1057	1176	1217

La part de l'Afrique est encore faible mais avec l'exploitation prochaine des gisements d'Ambatovy à Madagascar, de Nkamouna-Kongo au Cameroun et de Musongati au Burundi, elle dépassera la production de l'Asie. Les grands pays producteurs sont représentés par le tableau 7.

Tableau 7 : Répartition de la production selon les grands pays producteurs (Revue ECOMINE, 2003)

Pays	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
Canada	188	150	182	193	191	208	186	191	194
Cuba	29	26	41	51	59	68	67	71	76
Indonesie	66	81	87	88	71	74	89	98	102
Chine	31	34	32	35	32	22	20	25	25
Australie	65	76	104	113	123	144	119	166	199
Nouvelle Calédonie	97	97	121	125	137	125	110	127	118
Russie	209	212	235	232	235	235	235	235	235
Sous total	685	676	802	837	848	876	826	913	949
Total mondial	884	903	1031	1067	1093	1108	1057	1176	1217
%	77	75	78	78	78	79	78	78	78

Ces deux tableaux font ressortir une croissance de 38% au niveau mondial et une croissance de 200% pour l'Australie.

La production mondiale du minerai se répartit à peu près égale entre minerai sulfuré et minerai oxydé. Et la grande majorité du minerai produit dans le monde est transformée localement par les sociétés au moins en « matte » ou exportée ailleurs pour être transformée en « ferronickel » ou en « nickel métal ». Ainsi le Japon qui ne dispose d'aucun gisement du nickel produit du ferronickel et du nickel métal.

La production par société est représentée par le tableau 8 ci-après :

Tableau 8 : Production du nickel par sociétés de 1993-2001 (en Kt. Nickel contenu)

	Société	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
1	Norilsk Nickel Russie	N.D.	169	208	206	201	225	250	265	260
2	Inco Ltd. Canada	168	146	178	179	170	182	166	187	188
3	WMC Ltd. Australie	59	68	89	103	109	120	87	108	105
4	Falconbridge Canada	31	42	65	73	71	80	80	74	72
5	Anglo American U.K.	0	0	0	0	0	0	47	44	54
6	Etat de Cuba Cuba	29	31	30	41	48	54	49	49	50
7	Eramet- SLN France	55	50	55	60	60	50	45	50	50
8	Aneka Tambang Indonésie	31	36	41	45	43	39	39	38	40
9	BHP Biliton Australie	0	0	0	0	0	0	0	0	39
10	Etat de Chine Chine	31	38	42	42	44	49	50	51	52
11	Outokumpu Finlande	17	14	14	17	19	28	24	22	26
12	SMS Pacifique France	15	15	20	25	25	20	20	25	25
13	Min. Met. Larymna Grèce	13	16	17	18	18	15	13	17	18
14	Votorantim Brésil	7	15	15	14	16	15	18	17	18
15	Sumitomo Japon	9	12	11	10	8	9	11	15	15
	Total autres sociétés	268	306	236	259	290	229	248	281	464
	Total de 15 premières sociétés (majors)	462	648	783	831	830	871	884	944	992
	Total mondial	926	929	1030	1060	1120	1130	1120	1250	1260
	%de production des 15 majors	50	70	76	78	74	77	79	76	79

(Source : Raw Materials Group Data, Stockholm, 2003 ; Antaïke 2003 pour la Chine)

Selon les sources, la production mondiale du nickel présente une légère différence mais les 15 grandes sociétés productrices (majors) occupent les 78% du marché mondial.

1.7- LES UTILISATIONS DU NICKEL

A cause de ses propriétés et caractéristiques diverses, le nickel offre un large domaine d'applications.

Mais en premier lieu, 85% de la production mondiale du nickel sont utilisées dans la fabrication des aciers spéciaux dont on estime à 65% la part des aciers inoxydables et réfractaires employés dans diverses industries, dans les articles de ménage, en architecture et en décoration. Le nickel (8% en masse de l'alliage) et le chrome (18% en masse de l'alliage) constituent les composants essentiels de ces aciers inoxydables et réfractaires.

Les 15% restants sont utilisés dans la réalisation d'alliages à base d'acier ou de métaux non ferreux dont voici quelques exemples :

- Ni-Zn pour la galvanisation des tôles ;
- Ni-Cd pour les batteries ;
- Ni-Cu pour la construction des navires ;
- Ni-Fe pour les matériaux électriques.

Dans cette première catégorie figurent aussi les superalliages qui sont souvent employés dans des industries très spécialisées du type aéronautique ou militaire. Il existe, à ce jour, plus d'une centaine de compositions différentes de superalliages.

De ces faits le nickel est actuellement l'élément d'addition le plus répandu dans les alliages modernes que l'on recense plus de 3000 sortes.

Le deuxième besoin en nickel concerne le nickelage qui consiste à protéger des métaux moins résistants à la corrosion par un dépôt de nickel soit par le nickelage chimique ou par le nickelage électrolytique.

Le nickelage chimique, beaucoup plus accessible que le nickelage électrolytique, est une technique qui permet le dépôt de nickel par réaction électrochimique à l'interface de la pièce métallique et de la solution contenant le nickel. Le procédé est celui par réduction chimique. Les électrons nécessaires pour la réaction de réduction du nickel en solution proviennent de l'oxydation d'un agent réducteur en solution, en l'occurrence l'hypophosphite de sodium.

En plus des différentes normes sur le nickel, des qualités commerciales sont utilisées pour classer le nickel selon 5 catégories en fonction de son degré de pureté :

- le nickel électrolytique ou nickel haute pureté : > 99,95%
- le nickel A : 99,4 % en moyenne dit nickel malléable
- le nickel L : 99,4% métal doux pour emboutissage
- le nickel moulé : 97% à 1,6% de silicium
- le nickel D, E, F de 95,2 à 97,5% contenant du manganèse de 2 à 4,5%.

Le système d'assurance qualité pour la production et la commercialisation du nickel Haute Pureté (HP) est certifié par deux organismes : l'un international : ISO 9002 et l'autre Allemand : BVQI. et DIN.

1.8- LE PRIX DU NICKEL

Sur le marché, le prix de référence du nickel est celui du London Metal Exchange (LME). Le tableau 9 ci-après montre la variation mensuelle du prix du nickel de 2001 à 2011 (prix en dollar par tonne).

Tableau 9 : Prix mensuel du nickel de 2001 à 2011

	2011	2010	2009	2008	2007	2006	2005	2004	2003	2002	2001
Janvier	25 639	18 430	11 298	27 670	36 779	14 544	14 498	15 316	8 020	6 039	6 985
Février	28 247	18 965	10 399	27 941	41 158	14 971	15 340	15 138	8 620	6 026	6 546
Mars	26 803	22 446	9 690	31 209	46 282	14 295	16 174	13 707	8 371	6 535	6 152
Avril	26 321	26 015	11 150	28 749	50 339	17 918	16 131	12 887	7 560	6 943	6 355
Mai	24 203	21 995	12 623	25 723	52 159	21 015	16 908	11 113	8 316	6 758	7 032
Juin	22 344	19 378	14 951	22 529	41 739	20 740	16 169	13 528	8 872	7 061	6 656
Juillet	23 721	19 508	15 976	20 152	33 356	26 551	14 561	15 015	8 794	7 139	5 938
Août	22 075	21 405	19 628	18 906	27 598	30 842	14 882	13 673	9 364	6 568	5 526
Septembre	20 385	22 638	17 462	17 783	29 515	30 104	14 218	13 265	9 952	6 637	5 021
Octobre	18 879	23 797	18 514	12 127	31 104	32 682	12 390	14 396	11 026	6 800	4 843
Novembre	17 877	22 902	16 983	10 694	30 590	32 086	12 107	14 038	12 078	7 316	5 078
Décembre	18 167	24 103	17 127	9 678	25 966	34 451	13 416	13 761	14 230	7 186	5 303

Source : cours des matières premières ; le Nickel sur LME

De 2001 à 2007, le prix du nickel ne cesse d'augmenter et aux mois d'avril et mai 2007 il a dépassé la barre de 50 000US\$ la tonne. Depuis mai 2007 jusqu'en décembre 2011, le prix est en baisse jusqu'à plus de 100%. La figure 2 ci-après montre cette tendance.

Prix en US \$/Tonne

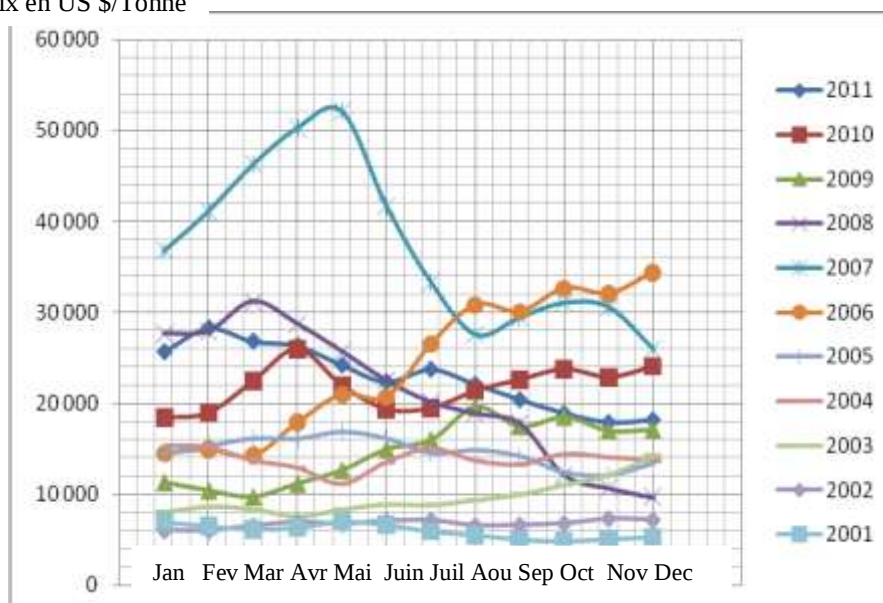


Figure 2 : Evolution du prix du nickel de 2001 à 2011 (LME)

1.9- LE NICKEL A MADAGASCAR

Nombreux gisements et indices de nickel à Madagascar ont été localisés par le Service Géologique et le BRGM, la figure 3 ci-après illustre leur répartition.

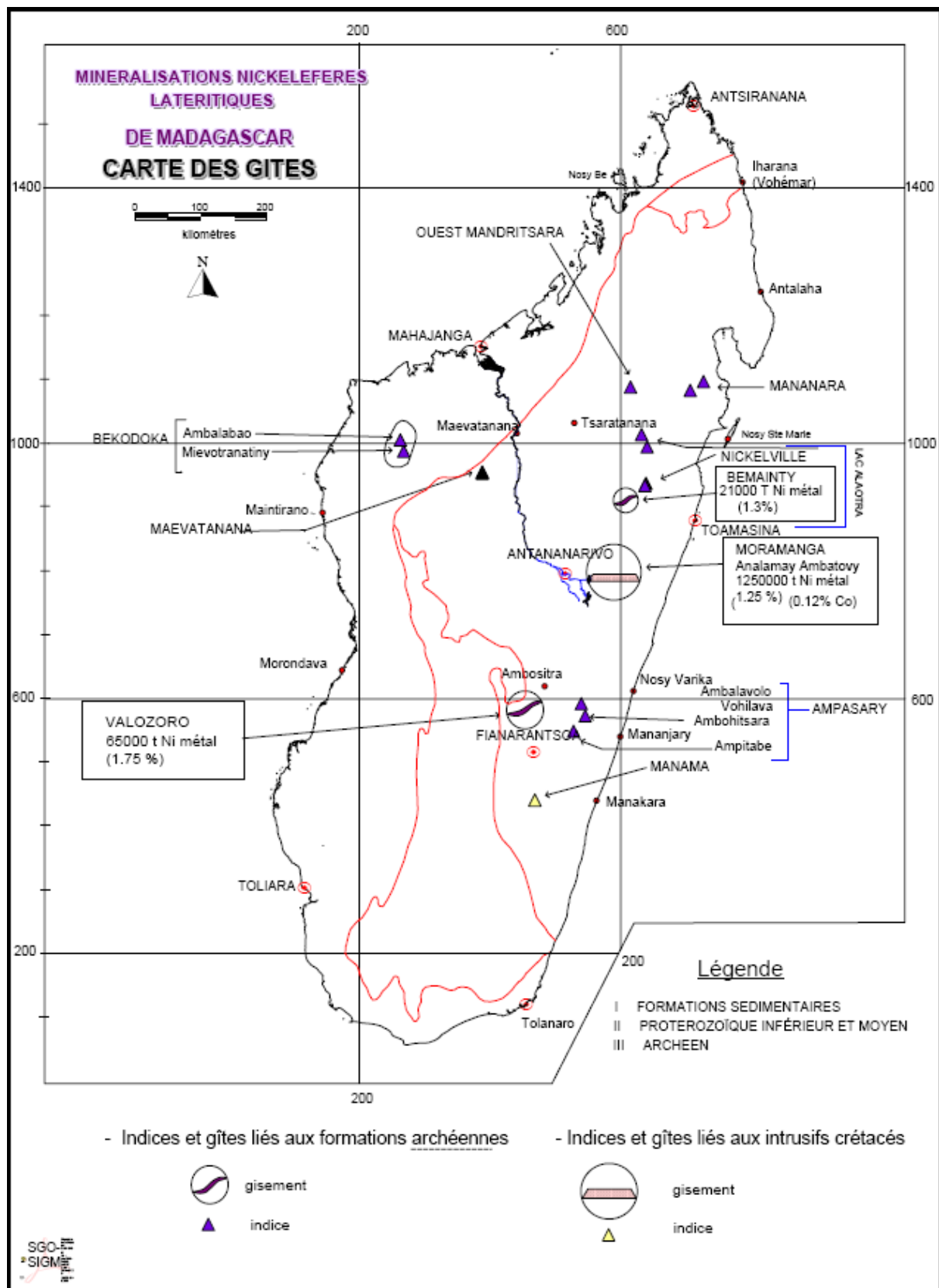


Figure 3 : Carte des indices et des gîtes de nickel à Madagascar (service géologique de Madagascar, 1985)

Mais les plus importants sont :

- les gisements de Moramanga ;
- le gisement de Valozoro;
- les gisements aux environs d'Ambatondrazaka ;
- les gisements de Mananjary .

Les gisements de Moramanga

Ils sont de loin les plus importants de Madagascar et se trouvent à une quinzaine de kilomètres au nord-est de Moramanga, ville située à 110 kilomètres à l'Est d'Antananarivo.

Ces gisements, constitués par Ambatovy et Analamay, correspondent au type classique d'oxydation superficielle sur un substratum de péridotites recouvert par une épaisse masse d'argiles latéritiques nickélifères surmontée par une cuirasse ferrugineuse. Les réserves certaines évaluées par BRGM sont :

- *pour le gisement d'Ambatovy* : 25 millions de tonnes de minerai sec à 1,5 p. 100 Ni, soit 375 000 tonnes de nickel métal ;
- *pour le gisement d'Analamay* : 31 millions de tonnes de minerai sec à 1,3 p. 100 Ni, soit 403 000 tonnes de nickel métal.

Et l'épaisseur des argiles latéritiques varie de quelques mètres dans le fond des vallées à plus de 50 mètres au sommet des plateaux. Elle est en moyenne de 20 à 25 mètres.

Le gisement de Valozoro

Le gisement de Valozoro situé à 35 kilomètres au sud-est d'Ambositra, se trouve dans le Fokontany de Valozoro au sein de la Commune Rurale de Fiadanana, District d'Ambohimahaso, dans la Région de Haute Matsiatra. Il est constitué par un dôme de harzburgite subcirculaire, d'un diamètre approximatif de 800 mètres, intrusif dans des micaschistes précambriens avec des affleurements spectaculaires de serpentine à garniérite. Les réserves estimées par la société UGINE en 1956 s'élèvent à 60 ou 70.000 tonnes de nickel métal dans un minerai dont la teneur moyenne est de 1,75 p. 100.

Les gisements aux environs d'Ambatondrazaka

Ces gisements sont en général des affleurements de roches ultrabasiques sous forme de lentilles, avec ou sans garniérite, masquées par une couverture latéritique plus ou moins importante.

Le tableau 10 ci-après illustre les caractéristiques des gisements de Nickel aux alentours d'Ambatondrazaka.

Tableau 10 : Les caractéristiques des gisements de nickel dans la région d'Ambatondrazaka

Gisement	Situation	Dimension	Teneur en Ni	Nature de la roche mère
Analalava	20 km au NO d'Andilamena	Inférieure à 10ha	Inférieure à 0,8%	Serpentine, pyroxénolite
Nickelville	18 km à l'Est d'Ambatondrazaka	3 ha	1,3 %	Harzburgite
Bemainty	36 km au SE d'Ambatondrazaka	16 ha	1,3 %	Dunite, harzburgite, pyroxénolite
Ambodipaiso	23 km au SE d'Ambatondrazaka	450 ha	1%	Dunite, harzburgite

Source : (Service Géologique de Madagascar, 1985)

Les gisements de Mananjary

La prospection menée par le Service Géologique dans la région a signalé la présence d'une centaine de lentilles ultrabasiques de faibles dimensions. Mais les deux lentilles les plus importantes sont celles d'Ambohitsara et d'Ampitambe.

Le gisement d'Ambohitsara, se trouvant à 65 kilomètres dans le nord-ouest de Mananjary, est constitué par une formation lenticulaire irrégulière de péridotites plus ou moins serpentinisées de 900 mètres de long avec une épaisseur moyenne de 100 mètres et un pendage moyen de 70° Ouest dans une formation amphibolo-pyroxénique.

Le gisement d'Ampitambe, dans la boucle du confluent Mananjary-Ampasary, formé par une lentille de 2000 x 500 mètres montre une composition complexe avec hornblendite, trémolites, bronzites, hypersthénites à olivine, péridotites serpentinisées. Les teneurs en Ni dans ces roches donnent une valeur comprise entre 0,6 à 0,12%.

Chapitre 2 : ALTERATION DES ROCHES ULTRABASIQUES

Comme le gisement latéritique nickélifère d'Ambatovy provient de l'altération des roches ultrabasiques, il est donc normal qu'en premier temps, les caractéristiques générales sur l'altération dans les régions tropicales chaudes et humides seront traitées et qu'en second lieu seront définis les aspects généraux sur les latérites nickélifères.

2.1- ALTERATION EN REGIONS SUBTROPICALES HUMIDES

Dans les régions tropicales ou subtropicales, les roches sont souvent recouvertes d'une importante altération superficielle qui gêne parfois les observations géologiques. Dans certains cas l'examen de cette altération peut donner des renseignements sur la nature de la roche sous-jacente.

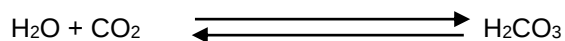
Les produits résiduels de l'altération qui sont fréquemment indurés et principalement constitués d'oxyhydroxydes métalliques et d'argiles forment souvent les cuirasses : latéritique, bauxitique, ferrugineuse. Ces cuirasses surmontent l'ensemble du profil d'altération.

2.1.1- Phénomène d'altération météorique

La latérite qui présente le manteau d'altération souvent très épais, recouvre le substratum sain de la roche-mère dont il dilue ou concentre selon le cas les minéralisations. Ce manteau d'altération est le produit d'altération météorique pendant une longue période géologique.

L'altération météorique est un phénomène chimique qui se produit par des réactions chimiques entre le substrat et l'eau météorique. Les facteurs principaux pour cette décomposition latéritique sont donc les propriétés chimiques de la roche-mère et de l'eau météorique.

Cette eau météorique est l'ensemble des eaux de précipitation et des ruisseaux mais il faut souligner l'importance capitale des eaux de précipitation. Les couvertures végétales aussi ont leur importance dans cette décomposition latéritique. Ainsi l'oxydation des matières organiques produit du CO_2 qui réagit avec l'eau pour produire de l'acide carbonique :



L'eau qui va s'infiltrer acquiert alors un pH acide et son agressivité vis-à-vis des minéraux s'accroît. A la rencontre du substrat elle modifie les conditions physico-chimiques du milieu, notamment Eh et pH.

L'altération météorique a alors lieu en détruisant les minéraux non résistants dont les constituants libérés passent en solution.

Dans les premiers stades de l'altération la structure de la roche primitive est conservée. La décomposition n'est pas régulière dans toute la masse et certains éléments restent inaltérés. Et au fur et à mesure que la décomposition s'avance, la roche devient de plus en plus méconnaissable.

L'eau à ce moment là circule aisément dans les produits d'altération. Et selon les variations relatives des concentrations et des espèces en solution il peut y avoir précipitation de nouvelles phases minérales plus stables telles que la kaolinite et les oxyhydroxydes de fer.

2.1.2.- Les principaux facteurs d'altération

De nombreux auteurs tels que NORTON, 1973 ; TRESCASES, 1975 ; Mac FARLANE, 1976 ; GREENLAND et HAYES, 1978 et beaucoup d'autres encore sont d'accord que les plus grands facteurs régissant l'altération sont : le climat – la topographie – la couverture végétale – le substrat – le drainage – le degré d'altérabilité de la roche-mère – la durée géologique et la tectonique.

Climat	la température et les pluies intenses et régulières accroissent l'altération chimique.
Topographie	l'altération est faible sur les sommets et les pentes fortes en raison du séjour insuffisant de l'eau, par contre elle est active et progressive sur les pentes modérées à bon drainage où la migration de solution est possible. Les hauts reliefs accroissent l'érosion.
Végétation	la végétation dense favorise l'altération, elle fournit la matière organique qui acidifie l'eau et accroît son agressivité. Elle protège le manteau d'altération contre l'érosion mécanique.
Substrat	plus les minéraux qui constituent la roche mère sont altérables, plus l'altération sera intense et rapide. Elle dépend alors de la composition minéralogique de la roche mère, de sa texture, de la dimension de ses grains.
Tectonique	la stabilité tectonique expose le substrat. Existence des perturbations de la réaction si le substrat se remue trop.

La figure 4 ci-après résume l'interaction des différents facteurs régissant l'altération.

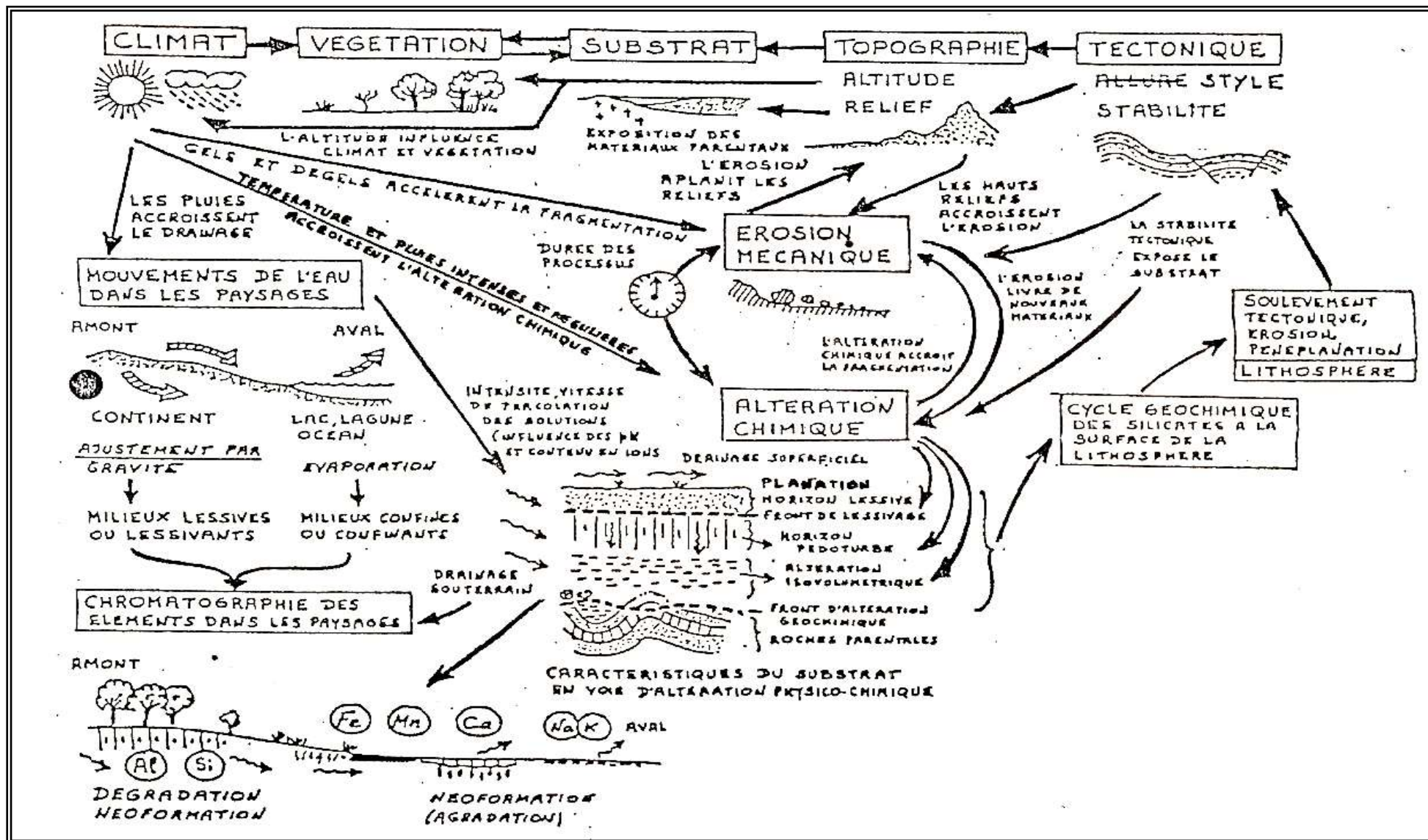


Figure 4 : Interaction des facteurs régissant l'altération (Thorez J., 1986)

2.1.3.- Les mécanismes de différenciation et les produits d'altération

La réaction chimique en milieu aqueux est l'une des bases de l'altération (NORTON, 1973). Comme tous les minéraux ne sont pas altérables au même degré, la réaction est sélective (TRESCASES, 1975). Cette sélectivité fait que les formations latéritiques présentent des zonations subhorizontales dont on peut distinguer trois principaux ensembles d'horizon (BOUCQUIER et al.1983) depuis la roche non altérée jusqu'à la surface du sol, comme la montre la figure 5 ci-dessous.

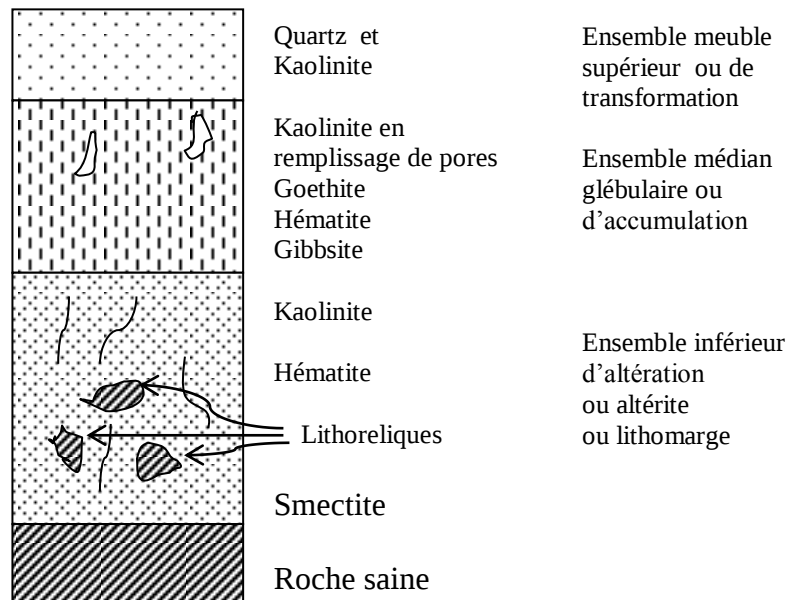


Figure 5 : Coupe idéalisée d'un profil latéritique (Source : Y. Tardy et F.Sondag)

Ces ensembles se succèdent progressivement ou présentent entre eux des discontinuités apparentes.

- L'ensemble inférieur d'altération où les structures et les volumes originels de la roche parentale sont généralement conservés, bien qu'il y ait perte de matière par dissolution. Les pertes de matières sont à l'origine des accumulations des produits résiduels. Elles sont suivies d'une importante accumulation absolue liée à des transferts de matières dont la base est constituée essentiellement de la kaolinite tandis qu'à la partie sommitale, elles sont généralement ferrugineuses.

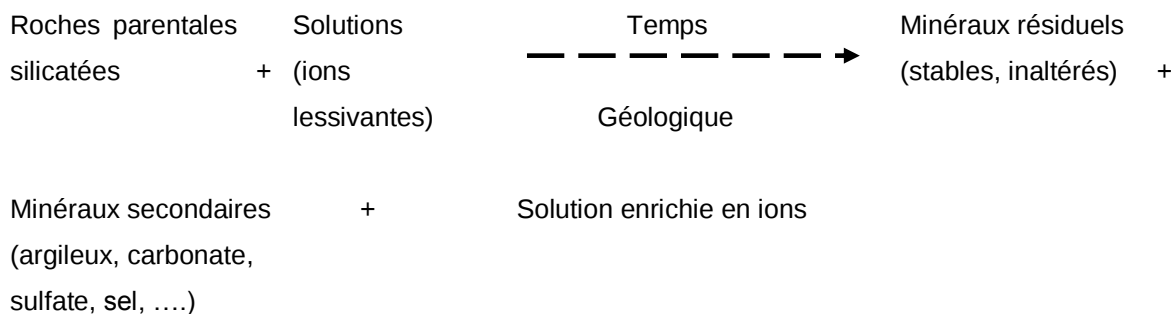
- L'ensemble médian glébulaire : C'est un horizon d'accumulation d'oxyhydroxydes métalliques et d'argiles. Les accumulations ferrugineuses au sommet de l'ensemble inférieur d'altération se poursuivent dans cet horizon, elles sont d'ailleurs l'origine du faciès cuirassé induré dû à l'imprégnation hématitique.

Cette cuirasse subit par la suite de dégradations successives qui consistent à un découpage par « déferruginisation » accompagné de redistribution du fer. Ces dégradations de cuirasses transforment les faciès massifs en faciès bréchoides puis nodulaires de plus en plus fins qui vont conduire à des concrétions ou « pisolites » qui sont la phase ultime de l'évolution glébulaire ferrugineuse.

Suite à ces évolutions structurales et minéralogiques du faciès cuirassé, des accumulations résiduelles d'aluminium prennent place.

- L'ensemble meuble supérieur qui résulte du développement et de la généralisation des transformations de dégradation qui ont débuté au sein de l'ensemble glébulaire lors de la différenciation des volumes nodulaires et des volumes inter-nodulaires. Cette évolution est dominée par une intense déferrugineuse. Ce qui fait que cet ensemble est dominé surtout par la kaolinite et le quartz.

Les produits d'altération pourraient se résumer comme suit :



(THOREZ, 1986)

C'est cette altération météorique, qui est responsable de la formation de « latérites nickélifères » au dépens des roches ultrabasiques avec 0,1 à 0,4% NiO, dans les régions tropicales (TRESKASE, 1979, 1986, 1993).

2.2- . ASPECTS GENERAUX SUR LES LATÉRITES NICKÉLIFÈRES

40% de la production mondiale en nickel est associée aux latérites développées aux dépens des roches ultrabasiques, dans les régions tropicales, qui constituent les « latérites nickélifères ».

Ces latérites nickélifères peuvent constituer d'énormes ressources potentielles pour la récupération d'un certain nombre d'éléments importants tels que Ni, Co, Cr, Mn... Les formations latéritiques présentent en générale des zonations subhorizontales qui se distribuent verticalement et latéralement de manières diverses. Depuis la roche-mère non altérée jusqu'à la surface du sol, des principaux ensembles se succèdent progressivement ou présentent parfois des discontinuités entre eux.

De bas en haut on distingue alors les ensembles suivants :

- roche-mère plus ou moins serpentinisée ;
- zone saprolite ;
- zone intermédiaire ;
- zone limonite.

2.2.1.- Les roches ultrabasiques

Le tableau 4 indique que les roches ultrabasiques renferment le plus du nickel. Elles sont essentiellement composées d'olivine et de pyroxène dont les proportions définissent diverses catégories de roches selon la Figure 6.

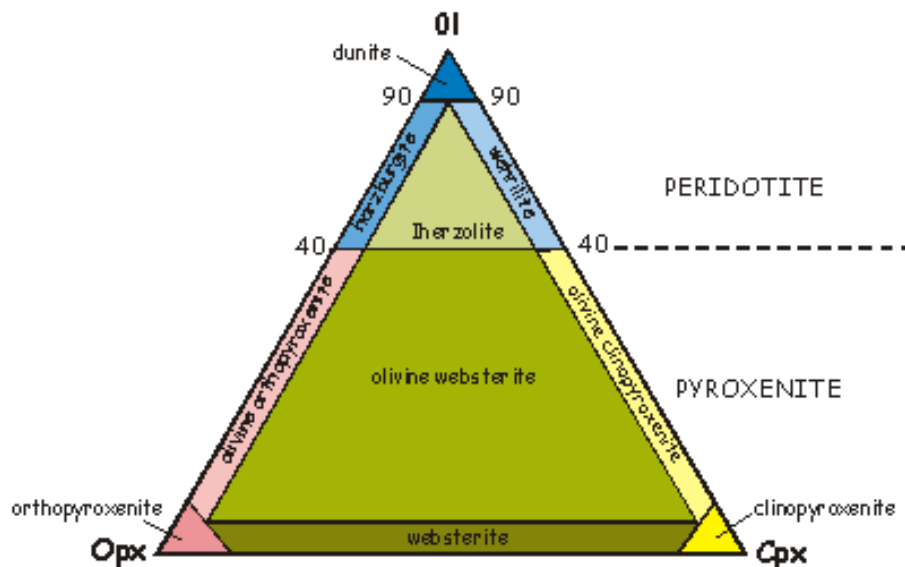


Figure 6 : Diagramme ternaire des roches ultrabasiques en occurrence des variétés de péridotite

Mais les principaux massifs ultrabasiques sont constitués de roches à olivine seule (**Dunite**) et des roches à olivine et orthopyroxène (**Harzburgite**). Ces roches ne comportent pas de terme d'épanchement. Ce sont essentiellement de roches de profondeur, à structure grenue, provenant du manteau supérieur.

L'olivine et l'orthopyroxène sont les plus souvent transformés en serpentine. Cette transformation s'est produite en profondeur, vraisemblablement pendant la mise en place des massifs. Il s'agit là d'une **altération hypogène** ou « serpentinisation primaire » (AVIAS, 1949). Cette dernière est à distinguer de la serpentinisation due à l'**altération météorique supergène** qui affecte les roches ultrabasiques par la suite. Ces deux phénomènes sont responsables des concentrations anormales du Ni et d'autres minéraux.

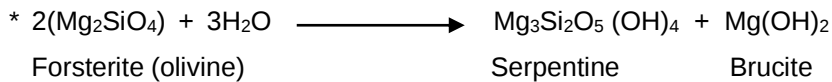
2.2.2.- Phénomène de Serpentinisation

Les roches ultrabasiques sont très altérables. Elles se transforment rapidement en serpentine, c'est la « serpentinisation » dont on distingue 2 types :

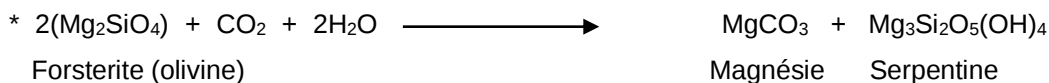
- **la serpentinisation primaire** qui affecte les roches ultrabasiques avant qu'elles ne parviennent à l'affleurement. Selon TRESCASES (1977), il s'agit d'un phénomène de retrodiagénèse hydrothermale, avec expansion partielle du fer sous forme de magnétite.

De nombreux auteurs ont étudié le mécanisme de la serpentinisation hypogène : BENSON 1918, BOWEN et TUTTLE 1949, HESS 1955, TURNER 1960, SANTOS et ESQUERRA 1961, COMBES 1963, HOTZ 1964, ZEISSINK 1969, TRESCASES 1973, 1975, 1979, BESSET 1978, DONALDSON 1981, MAQUET 1981, NAHON, PAQUET et DELVIGNE 1982, MANCEAU et CALAS 1983 ; il s'agit, pour la plupart de ces auteurs, d'un phénomène d'auto-hydratation, au cours duquel l'olivine se transforme en antigorite et le pyroxène en bastite, entraînant une grande augmentation de volume.

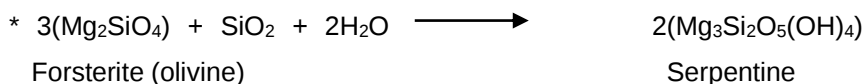
Une étude expérimentale réalisée par BOWEN and TUTTLE (1949) démontre que la formation de serpentine par action de l'eau sur la forsterite ne pouvait être réalisée qu'en dessous de 400°C. Ce phénomène peut représenter par la réaction suivante :



Mais si CO₂ est présent pour transformer la magnésie en excès sous forme de carbonate soluble, la serpentine pourra être formée à plus de 500°C (BESSET, 1978).



Une autre réaction de serpentinisation nécessite la présence de la silice.



La serpentinisation primaire, phénomène hypogène est antérieure à l'altération superficielle. Selon TRESCASES (1973), elle constitue les pièges privilégiés des hydroxydes de nickel à la base des profils.

- **la serpentinisation secondaire** : il s'agit d'une serpentinisation due à l'altération météorique supergène des roches qu'a subi la serpentinisation primaire.

2.2.3.- Processus d'altération latéritique nickélifère

« Pour qu'un minerai y est, il faut une évolution extrême du milieu ». Il faut qu'il y ait un milieu tout à fait particulier appelé SUBSTRAT (bedrock) dont :

- l'un est riche en feldspath : K₂O Al₂O₃ 6SiO₂ ;
- et l'autre riche en magnésium : MgO FeO Al₂O₃ SiO₂

qui s'altère et qui va donner des produits d'intérêt économique comme :

- bauxite, kaolin pour le premier et ;
- latérite nickélifère, chrome, titane pour le second.

Au contact de l'atmosphère, les roches subissent une évolution due aux facteurs climatiques (température et précipitation) et aux facteurs biologiques (végétation et microorganismes). Cette évolution de substratum se manifeste essentiellement par une transformation chimique, minéralogique et structurale des roches de départ.

En ce qui concerne l'altération latéritique nickélifère, elle affecte successivement les minéraux principaux dont l'olivine en premier lieu, ensuite l'orthopyroxène et enfin les minéraux serpentiniteux.

C'est l'altération météorique des roches ultramafiques, dans les régions tropicales humides, qui est responsable de la formation d'un épais manteau d'altérite nickélifère (TRESCASES 1986,1993). Le phénomène de latéritisation ou ferrallitisation comporte la dissolution des minéraux primaires, le mouvement des éléments en solution et la précipitation des éléments dans d'autres sites.

Ce phénomène est donc responsable des accumulations d'oxydes et hydroxydes de fer, d'aluminium, de titane, de chrome, de nickel après lessivage de magnésium et de la silice.

L'altération passe par deux étapes (TRESCASES, 1979) :

- d'abord par une hydrolyse précoce des péridots avec accumulation initiale du fer résiduel enrichi en nickel qui conduit à la disparition rapide des olivines, laissant des cavités tapissées par le matériel résiduel ;

L'hydrolyse des silicates désigne ici la décomposition chimique due à l'attaque des édifices silicatés par les ions OH^- et H^+ de l'eau.

- ensuite par une épigénie progressive de rubans de serpentine par les hydroxydes de fer, avec un enrichissement en nickel encore plus intense.

Ainsi la solubilité des minéraux et le mouvement de l'eau dans le sol sont les facteurs principaux de la latéritisation, et qui définissent aussi l'épaisseur du profil latéritique. La figure 7 montre la stabilité des minéraux durant le processus d'altération des roches acides, basiques et ultrabasiques.

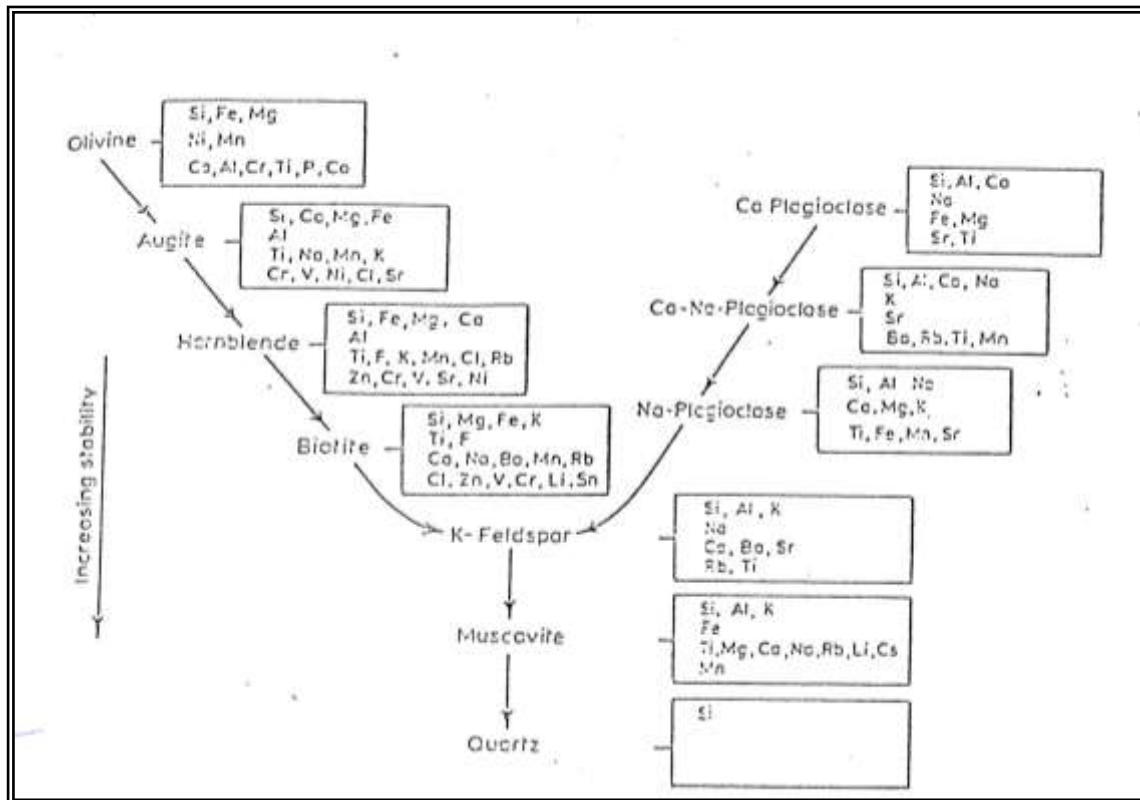


Figure 7 : Séquence de stabilité des principaux minéraux durant le processus d'altération (d'après Goldich 1938)

Le diagramme de solubilité (figure 9) implique l'existence d'une hiérarchie définitive au point de vue solubilité ou stabilité des minéraux et que cette hiérarchie dépend du pH.

Par suite, il va nous aider à comprendre le mécanisme de différenciation du profil d'altération.

2.2.4.- Profil d'altération

Les latérites nickélifères ont été subdivisées en deux types de gisements (ZEISSINK, 1969 ; AVIAS, 1978) :

- le gisement silicaté où le nickel est associé à des silicates et se situe à la base du profil, est caractérisé par de fortes teneurs en SiO_2 et MgO et de faible teneur en Fe_2O_3 ;
 - le gisement oxydé, caractérisé par de fortes teneurs en Fe_2O_3 et faible teneur en SiO_2 et MgO .
- L'horizon enrichi en Ni est constitué d'hydroxyde et se trouve dans les niveaux supérieurs du profil.

Cette distinction naturelle offre beaucoup d'intérêt sur le plan minier, économique et métallurgique que géochimique.

Beaucoup d'auteurs ont étudié les profils d'altération latéritique nickélifère et ils ont donné le nom de « **SAPROLITE** » au niveau silicaté et celui de « **LIMONITE** » (latérite ou saprolite fine) au niveau oxydé.

Rarement, ces deux zones sont séparées par une zone de transition appelée **ZONE SMECTITE-QUARTZ** (zone intermédiaire ou zone nontronite).

Suivant GOLIGHTLY (1979) les grosses unités du profil latéritique nickélifère, de haut en bas, sont :

➤ « Zone limonite » : Cette zone comprend la cuirasse ferrugineuse, la latérite rouge et la latérite jaune (BESSET, 1978 ; MAQUET, 1981). La partie supérieure de cette zone est prédominée par la goethite, tandis que la base est généralement enrichie en manganèse, cobalt et nickel associés aux minéraux d'oxyde de manganèse.

Les minéraux très insolubles comme les spinelles, magnétite ou maghémite, talc primaire, amphiboles peuvent aussi persister dans cette zone.

Dans le niveau inférieur de cette zone limonite, la structure et texture résiduelle de la roche-mère, plus ou moins tassées sont souvent méconnaissables.

➤ « Zone Smectite-quartz » (Zone de transition, zone nontronite) : C'est une couche intermédiaire où subsistent le quartz et la nontronite. Cette zone n'est pas très développée mais quand elle est présente dans le profil, les microconcrétions d'oxydes de manganèse ont tendance à se former tout près de son niveau supérieur plutôt que dans la zone limonite sous-jacente ;

➤ « Zone saprolite » (Saprolite grossière) : C'est la zone de décomposition de la mère et où la plupart des minéraux primaires sont encore présents et que les structures textures originales sont bien conservées. Cette zone renferme des fragments de la roche-mère (boulders), de veinules de garniérite et de quartz nickélifère et des nodules de manganèse (Wad).

La zone smectite-quartz est rarement présente et cette limonite peut être réduite ou totalement érodée. Ainsi donc un profil d'altération est rarement complet, certains horizons sont absents, d'autres sont érodés (ZEEGERS et LEPRUN, 1979 ; MAQUET, 1981).

2.2.5.- Evolution minéralogique

Comme les proportions des minéraux primaires dans la roche-mère font partie des principaux facteurs de l'évolution minéralogique au sein d'un profil, il nous semble utile de commencer par donner les minéraux de la roche-mère et de suivre l'évolution de chacun d'eux tout au long du profil.

Les roches ultrabasiques sont essentiellement composées de périclites et de pyroxène et dont les principaux minéraux sont :

- **Olivine** $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ très magnésienne, à $90 \pm 5\%$ de forsterite (SAOS, 1972) dont 40% SiO_2 , 50% MgO et 10% FeO ;

- **Orthopyroxène** (Mg,Fe)SiO₃ représenté souvent par l'enstatite dont le pourcentage est évalué à 88± 5% ;

- **Spinelle** (Mg,Fe)(Al,Cr,Fe)₂O₄. Il s'agit d'une substitution des ions Mg aux ions Fe et des ions Al et Fe aux ions Cr.

L'olivine et l'orthopyroxène sont souvent transformés en serpentine qui possède trois polymorphes : Chrystolite – lizardite - antigorite.

L'olivine est le premier minéral altéré, suivie par le pyroxène et enfin les minéraux serpentineux, mais les produits d'altération diffèrent selon la morphologie du paysage et les conditions de drainage (TRESCASE, 1973,1986).

➤ Evolution de l'olivine

C'est le premier minéral altéré, les bordures des cristaux sont corrodées ensuite les plages sont fragmentées en petits nodules résiduels noyés dans un résidu silico- ferrugineux qui soit amorphe (encore appelé gel ferrique par BESSET) ou soit cristallisé en nontronite selon la position topographique. A la fin toute trace d'olivine est effacée, le résidu silico-ferrugineux amorphe se désilicifie, la nontronite s'altère et les deux donnent le même produit : la goethite.

➤ Evolution du pyroxène (notamment l'orthopyroxène)

L'orthopyroxène est épigénisé par du talc et associé à un peu de quartz. Son altération commence par les fissures et libère du fer qui va être oxydé et cristallisé en goethite dans les plans de clivage.

➤ Evolution de la serpentine

La serpentine est très résistante, elle est le dernier minéral altéré. Son altération est reconnue par l'écartement des feuillets, qui étaient accolés et par l'amincissement des cloisons.

Sa destruction est proche d'une dissolution et ne laisse qu'une petite quantité de produits amorphes et un résidu ferrugineux qui évolue rapidement en goethite (Trescases, 1973).

Nous avons pris les travaux de NAHON et al.1982, pour montrer l'évolution de ces minéraux primaires selon la morphologie du paysage (Figure 8).

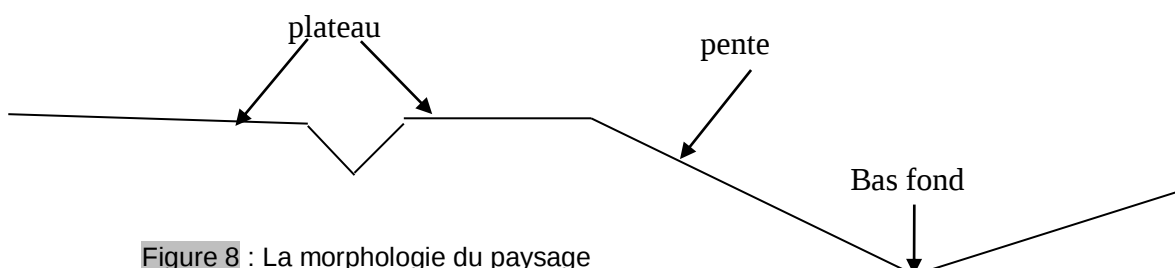


Figure 8 : La morphologie du paysage

Sur le plateau

- * Olivine → Iddingite → amorphes et oxyhydroxydes ferrugineux cristallins
- * Pyroxène → matériaux amorphes → talc + smectite → amorphes et oxyhydroxydes ferrugineux cristallins

Sur les pentes

- * Olivine → Chlorite → talc + smectite → amorphes et oxyhydroxydes de fer cristallins
- * Pyroxène → talc + (smectite) → amorphes et oxyhydroxydes de fer cristallins.
- * Serpentine → produits amorphes → amorphes et oxyhydroxydes de fer cristallins + quartz.

Dans les bas-fonds

- * Olivine → smectite + Mg Calcite + oxyhydroxydes de fer amorphe.
- * Pyroxène → Pyroxène + produits amorphes + talc + smectites → amorphes et oxyhydroxydes de fer cristallins.
- * Serpentine → serpentine + matériau amorphe → amorphes et oxyhydroxydes de fer cristallins.

Pour le talc, trémolite et chromite, qui sont des minéraux accessoires, ils sont stables durant le lessivage météorique. Sauf que pour la chromite, l'altération modifie la morphologie des grains, les bordures sont piquetées de nombreux petits trous. Ce qu'on peut donc retenir de cette altération latéritique, c'est qu'elle est caractérisée essentiellement par :

- l'élimination des constituants majeurs de la roche-mère ;
- la formation de résidus principalement ferrugènes.

2.2.6.- Evolution géochimique supergène

L'aspect le plus marquant d'altération latéritique est le processus conduisant à l'augmentation et à la diminution de certains constituants par rapport aux composants de la roche-mère saine.

Cette distribution est contrôlée par :

- les conditions environnementales (E_h , pH...) ;
- les propriétés et comportement de l'élément.

Comportement qui est caractérisé par la solubilité de l'élément (GOLDICH, 1938). La relation existante entre solubilité et potentiel ionique explique certains processus géochimiques (Figure 9).

GOLDSCHMIDT (1950) a distingué trois groupes d'éléments sur base de leur potentiel ionique (Figure 9) :

- groupe I : faible potentiel qui correspond aux éléments facilement solubles ;
- groupe II : éléments insolubles qui vont se précipiter sous forme d'hydroxydes ;
- groupe III : éléments relativement solubles.

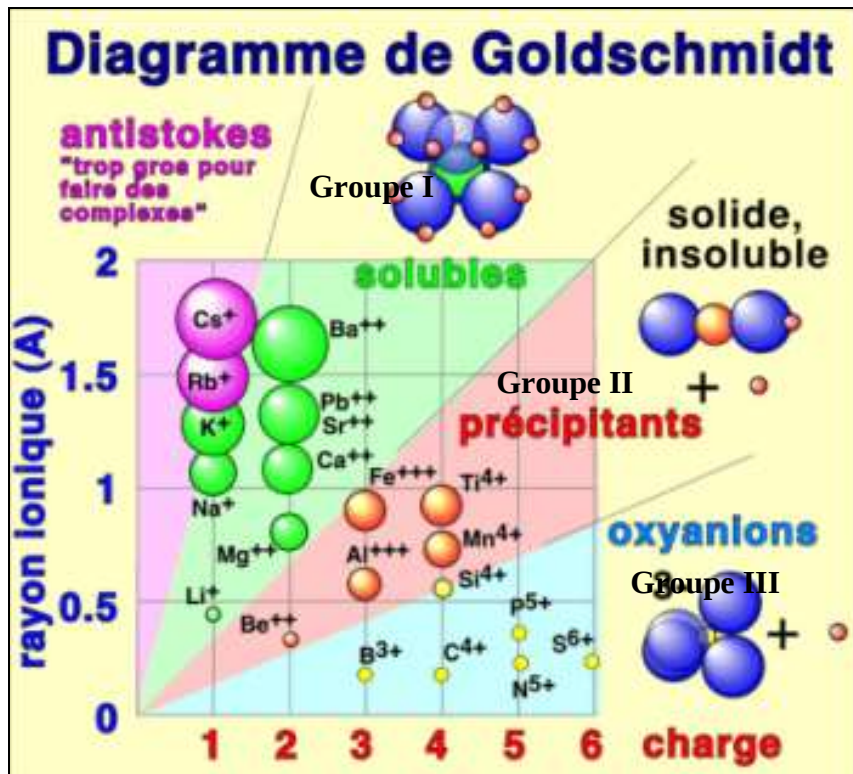


Figure 9: Diagramme de Goldschmidt montrant le groupement des éléments selon leur rayon ionique et charge ainsi que leur solubilité.

TRESCASES (1975) a donné une règle générale concernant le comportement des éléments :

« Tant qu'un élément est insoluble, il est immobile, un changement ultérieur des conditions physico-chimiques peut le rendre soluble. Lorsqu'un élément est soluble, il migre avec les eaux de drainage vers le bas du profil et des paysages, jusqu'à ce qu'une modification des conditions le rende insoluble. Il est alors fixé dans un édifice secondaire et soustrait à une nouvelle mobilisation tant que cet édifice n'est pas détruit. »

La séquence de stabilité des minéraux (Figure 7) montre que l'olivine est le minéral le moins stable. La figure 10 donne la nature des roches selon l'ordre de stabilité croissante des minéraux. Pour le cas des roches ultrabasiques l'ordre est la suivante : Olivine – Pyroxène – Amphibole et les minéraux serpentineux.

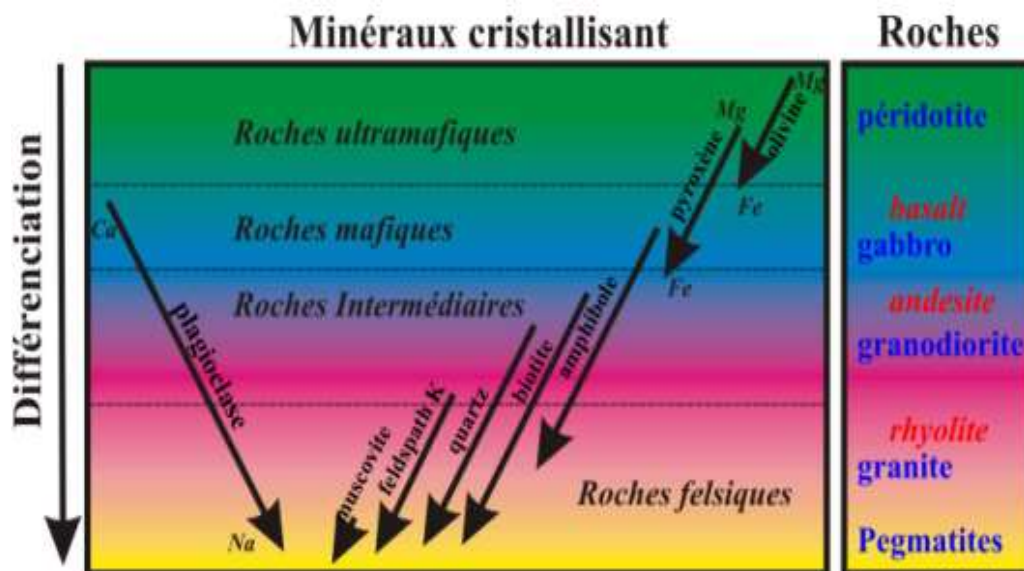


Figure 10 : Les séries de Bowen montrant les types de roches avec leurs minéraux principaux

La différence de stabilité des minéraux est fonction des conditions de leur cristallisation et de la plus ou moins grande continuité de leur structure.

Une fois que le minéral devient instable, le réseau est détruit et des éléments sont alors libérés et véhiculés par les eaux et ne s'arrêtent que lorsqu'ils sont piégés.

- Mg et Si sont les premiers éléments lessivés respectivement sous forme Mg^{2+} et $Si(OH)_4$. Le magnésium est plus mobile (plus lessivé). Une partie de la silice peut rester sur place sous forme amorphe seule (opale) ou combinée au fer pour donner des produits amorphes silico-ferriques (BESSET, 1978).

Après lessivage du magnésium et de la silice se produisent des accumulations des éléments résiduels Fe, Cr, Al, Mn, Co, Ni, Ti, qui constituent l'essentiel du profil d'altération. Ils sont, en principe, insolubles.

- Fe et Cr, pratiquement toujours insolubles, sont les plus résiduels et s'accumulent dans la partie superficielle du profil. Le fer est libéré sous forme Fe^{2+} qui rapidement s'oxyde en Fe^{3+} et devient insoluble. Il passe d'abord par l'état de gel, puis, sous forme de goéthite et constitue ainsi rapidement l'essentiel du profil puisque le Mg et le Si sont éliminés ;

- Al, Mn, Co, Zn, V, Cu sont plus mobiles que Fe, Cr et de ce fait appauvris dans les horizons superficiels, ils sont piégés dans l'horizon médian où ils co-précipitent parfois avec le Ni dans des concrétions d'absolane sinon il serait soluble ;

- Ti et Al sont enrichis dans les niveaux au-dessus de saprolites (ESSON et SANTOS, 1978). En outre le titane se retrouve dans toutes les latérites sous forme d'anatase (ZEISSINK, 1969).

La silice et le magnésium s'associent avec serpentine, montmorillonite, talc et chlorite.

La concentration élevée de Fe_2O_3 , Al_2O_3 et des oxydes mineurs NiO et MnO peut être expliquée par le lessivage de MgO et SiO_2 . Le fer est principalement associé aux magnétites et goéthites.

Ces diverses concentrations prennent place aux niveaux de « barrières géochimiques » spécifiques à chacun des éléments (TARDY, 1969 ; MILLOT, 1971).

En bref la dispersion des éléments dans un paysage est fonction de leur solubilité et accessoirement de la stabilité des édifices minéralogiques primaires et secondaires qui les accueillent.

2.2.7.- Les migrations du nickel

L'altération des roches ultrabasiques produit du fer, du nickel et de solution riche en silice. Le nickel, sous forme de Ni^{2+} est très stable dans les solutions aqueuses et capable de migrer sur une longue distance, ce qui le diffère de Mn^{2+} et Fe^{2+}

Lors de la migration de la solution vers le bas, le fer s'oxyde et se précipite pour donner des hydroxydes ferriques (goethite). Une partie du Ni est piégée dans la goethite et dans l'asbolane, tandis que le nickel restant migre vers le bas du profil avec Mg et Si pour néoformer les garniérites dans les fractures (TRESCASES, 1975).

3.1.- ESQUISSE GEOGRAPHIQUE

3.1.1- Localisation de la région étudiée

Ambatovy appartient entièrement à la région communément appelée le « Versant oriental de Madagascar ». Elle se trouve à une vingtaine de kilomètres au Nord-est de la ville de Moramanga située à 110 Km à l'Est de la capitale et desservie par le chemin de fer T.C.E (Tananarive- Côte-Est) et par la route nationale RN2. C'est une zone forestière située entre 900 et 1200 mètres d'altitude, limitée à l'Ouest par le fossé tectonique de Mangoro et à l'Est par la falaise de Betsimisaraka. La figure 11 représente la localisation de la zone d'étude.

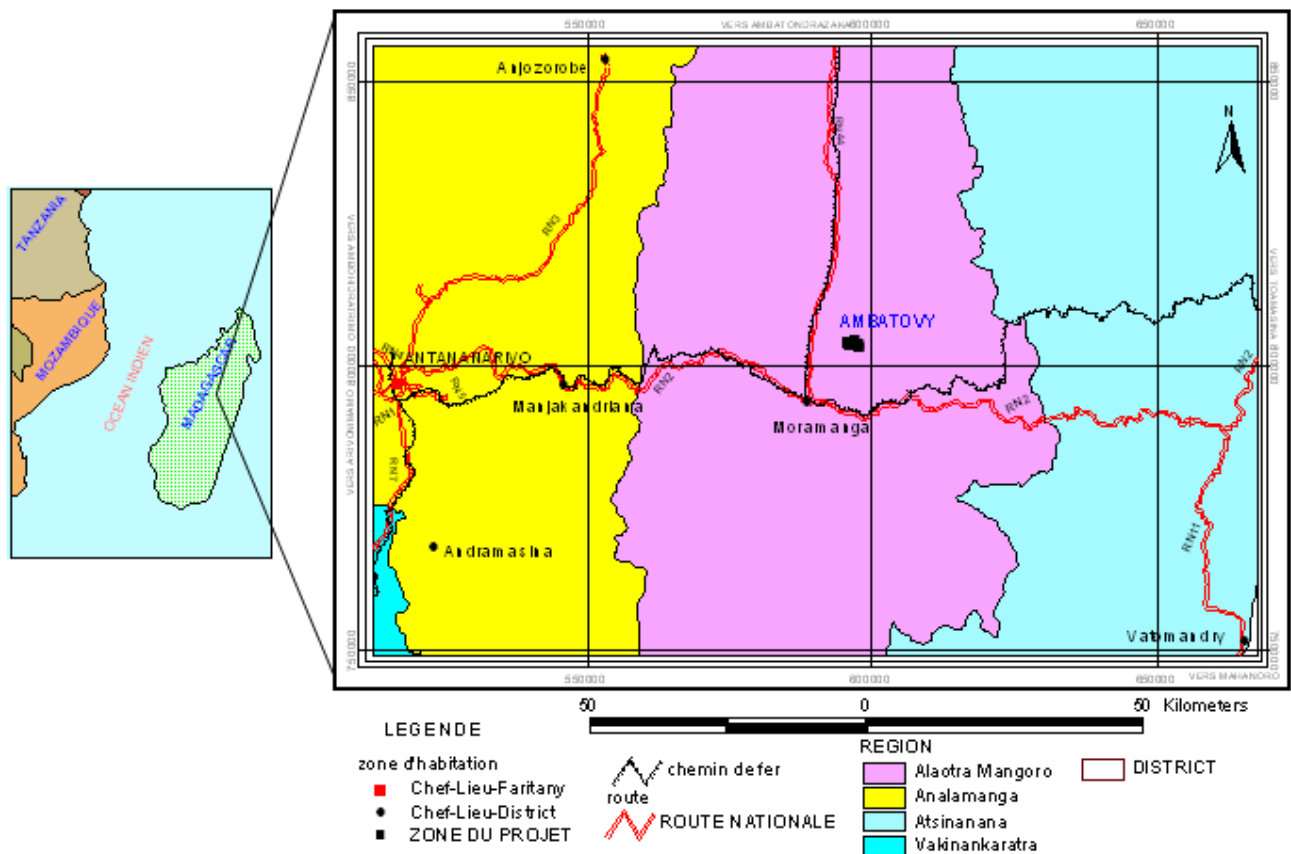


Figure 11: Localisation de la zone d'étude

La zone du projet, site d'Ambatovy appartient à la Région d'Alaotra Mangoro limitée à l'ouest par la Région d'Analamanga et à l'est par celle d'Atsinanana (figure 11).

Pour y accéder à partir d'Antananarivo, il faut prendre la route nationale 2 jusqu'à Moramanga et delà on emprunte la route nationale 44 jusqu'à Ampitambe.

3.1.2.- Climat

La pluviométrie annuelle de 1400 mm environ (selon le tableau 11) avec la température moyenne annuelle de 19°C sont favorables à l'altération météorique marquée qui a conduit au développement d'un profil plus ou moins complet à partir de la roche-mère péridotitique.

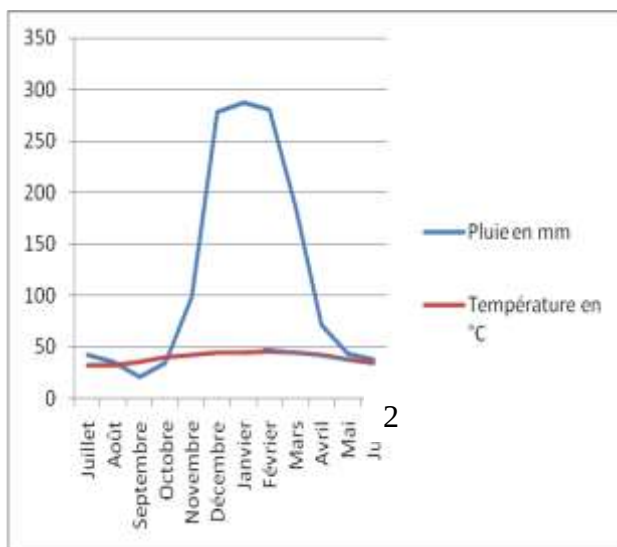
Tableau 11 : Les caractéristiques climatiques de Moramanga (1930 – 1950) fournies par I.R.S.M. (Institut de la Recherche Scientifique de Madagascar)

Mois	Pluie en mm	Jour de pluie	Température en °C
Janvier	287,2	18	22,5
Février	280,2	18	22,8
Mars	185,4	15	22
Avril	71,7	12	21
Mai	42,9	10	19
Juin	37,5	11	16,8
Juillet	42,2	13	15,9
Août	35,6	13	16,1
Septembre	20,9	9	17,5
Octobre	34,5	7	19,7
Novembre	97,9	10	21,3
Décembre	278,2	16	22,2
Moyenne annuelle	1414,2	152	19,73

La région est caractérisée par une pluviométrie annuelle de l'ordre de 1414,2mm dont les mois de Septembre et janvier présentent respectivement la pluviométrie la moins élevée (20,9mm) et la plus élevée (287,2mm). Les précipitations sont réparties sur 152 jours.

La température moyenne annuelle est de 19,73°C dont le mois le plus chaud est le mois de février avec une moyenne mensuelle de 22,8°C. La température minimale s'aperçoit durant le mois de juillet avec une moyenne mensuelle de 15,9°C.

Ces données climatiques ont permis d'établir la courbe ombrothermique (figure 12). Pour ce faire, les mois de l'année ont été portés en abscisse en commençant par le mois le plus froid.



Les ordonnées sont caractérisées par les températures exprimées en °C et les précipitations en mm.

La région est caractérisée, d'après ces courbes, par deux périodes bien distinctes :

- Une longue période humide de novembre en août ;
- Une période sèche de septembre à octobre.

En effet, la région faisant partie des zones les plus arrosées de Madagascar est définie par un climat tropical d'altitude humide et frais.

Figure 12 : Courbe ombrothermique de Moramanga

Les facteurs climatiques ($P=1414,2\text{mm}$; $T=19,73^{\circ}\text{C}$) tendent à uniformiser les processus d'évolution des sols et à masquer l'influence des autres facteurs.

Cette action se marque essentiellement par une altération poussée de la roche-mère et une grande profondeur du profil. La pluviométrie et la température moyennes annuelles augmentent d'Ouest en Est et dans la zone d'étude.

3.1.3.- Couverture Végétale

Les deux gisements sont situés dans une zone densément boisée. Ils sont constitués des vestiges d'un plateau érodé. Le plateau est bordé à l'ouest par la vaste plaine alluviale de la rivière Mangoro et à l'est par le complexe de marais de Torotorofotsy – Mokaranana et des collines couvertes de forêts.

Dans la zone d'étude cette couverture végétale est subdivisée en :

- la forêt ombrophile à sous-bois herbacé ;
- la végétation modifiée ou « savoka » ;
- la pseudo-steppe et la végétation de fonds marécageux.



Figure 13 : La morphologie et la couverture végétale dans la zone d'étude

La grande forêt, du type à feuilles persistantes, est constituée d'une haute futaie à sous bois herbacé et bien développée sur les pentes et dans les vallées tandis que les parties hautes du versant cuirassé sont peuplées de futaies moins hautes avec des arbres non ramifiés très serrés.

Le sommet de dômes cuirassés est recouvert d'une végétation buissonneuse type savoka à phillipis avec clairières de cuirasse nues.

C'est cette végétation qui contrôle en partie l'intensité de l'érosion et joue un rôle important dans le façonnement du modèle.

3.1.4.- La morphologie

La géomorphologie de la région est caractérisée par des pentes relativement abruptes, des collines et des vallées remplies d'alluvions.

La forêt généralement intacte recouvre un relief très accidenté et très disséqué dont l'ensemble des crêtes et talwegs présente un aspect caractéristique « en accordéon ».

Malgré cette densité de couverture forestière, la morphologie est bien visible et les lignes de crêtes sont fréquemment orientées Nord-Sud et apparaissent en « dents de scie » tandis que les flancs des alignements principaux sont découpés par une série de vallées en V. Le relief est tantôt moutonné arrondi tantôt accidenté. Sa forme, son aspect et son importance sont fonction de la formation géologique sous-jacente.

Pour le site d'Ambatovy, le relief est surtout marqué par une série de plateaux, d'altitudes variant de 1200mètres à 1050mètres, entaillés par des vallées plus ou moins profondes.

3.1.5.- Le réseau hydrographique

D'une manière générale, le site d'Ambatovy se trouve le long du sommet de la crête d'Ambavalabe qui constitue la ligne de partage des eaux dans la région. Dans la partie Ouest du site tous les écoulements se déversent dans la rivière Mangoro. Cette rivière coule vers le sud avant de tourner vers l'est et de se déverser dans l'océan Indien. La superficie totale du bassin versant de la rivière Mangoro est de 17 175 km². Dans la partie Est tous les écoulements rejoignent les affluents de Sahatandra, Vohitra et Rianala avant de se jeter dans l'Océan indien.

Au Sud Est du site d'Ambatovy se trouve les marais de Torotorofotsy. Les eaux des marais n'ont qu'un seul déversoir, la rivière de Firikana, qui est tributaire de la rivière Sahatandra qui coule à travers le village d'Andasibe et qui donne par la suite naissance à la rivière Vohitra.

3.1.6.- La pédologie

La région, en particulier le site d'Ambatovy, est constituée par quatre types de sol majeurs dont :

- Les sols à carapace ferralitique au niveau de la partie superficielle des plateaux. Ces sols sont recouverts d'une carapace indurée caractéristique riche en fer et contenant diverses concentrations de silice, d'aluminium et de titane ;
- Les sols pisolitiques situés sur des pentes variables plus basses renfermant des concrétions ferrugineuses ou des débris de cuirasse ;
- Les sols ferralitiques rouge/jaune sur les pentes, surtout vers le bas de pente ;
- Les sols hydromorphes ou organiques dans les bas fonds ou dans les dépressions.

3.2.- CONTEXTE GEOLOGIQUE

Madagascar est constitué pour les deux tiers orientaux de sa superficie par de terrains cristallins précambriens et pour le tiers restant par une couverture sédimentaire d'âge Karroo à Quaternaire. L'ensemble est coiffé par endroit par des roches volcaniques. (Figure 14). Une figure plus détaillée établie par H. Besairie en 1964 se trouve en annexe.

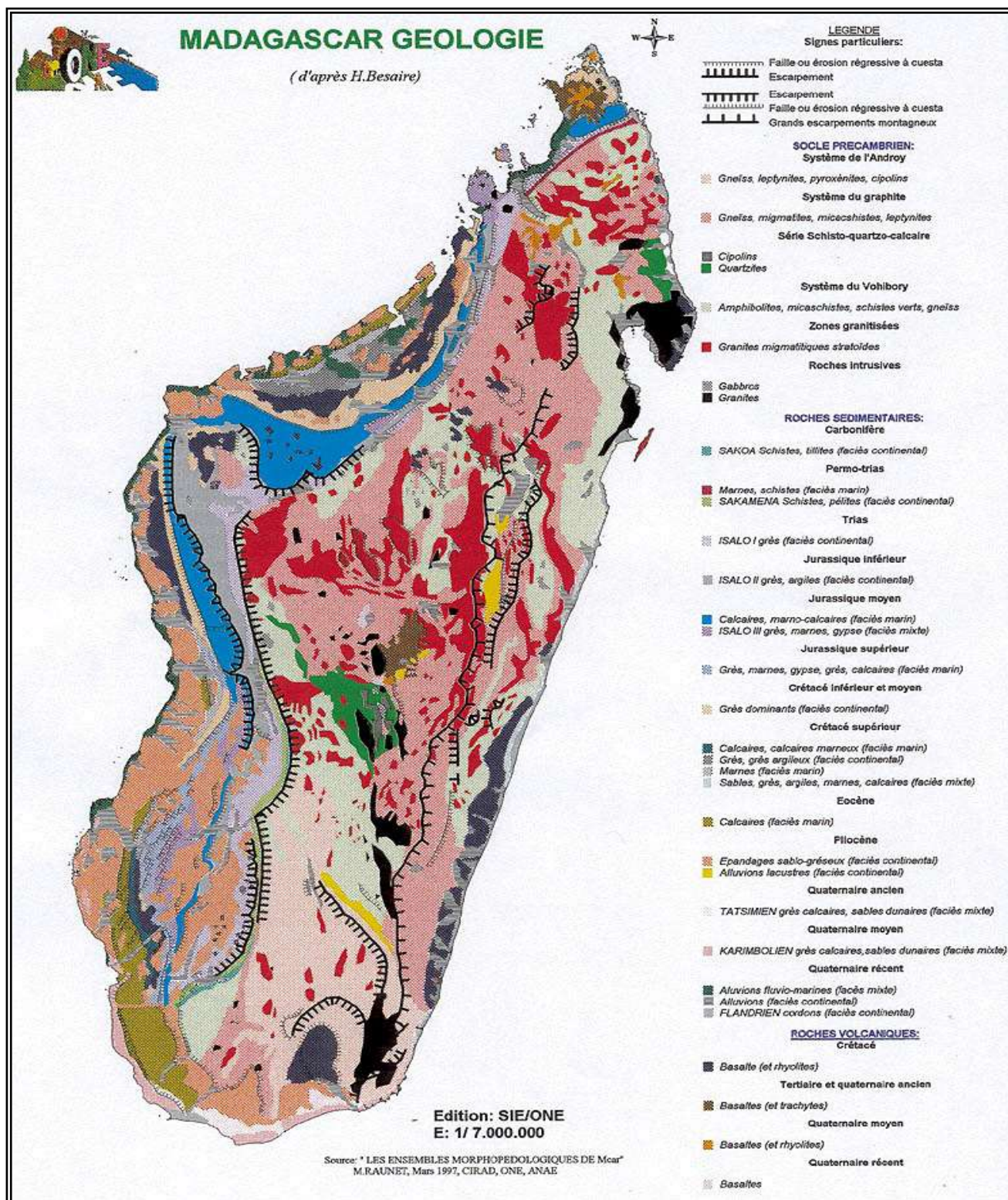


Figure 14 : Carte géologique générale de Madagascar d'après Besaire (1972).

3.2.1.- Le précambrien Malgache

Il a fait l'objet d'interprétations diverses et divergentes et qui ont été établies :

- **par BESAIRIE (1951)** qui présente le socle cristallin comme empilement des dépôts sédimentaires repris par le métamorphisme lors de l'orogénèse Shamvaïenne vers 2,6 milliards d'année. A partir de degré ou intensité du métamorphisme, il a distingué trois (3) grands systèmes :

- Le système Androyen, constitué des roches métamorphiques avec faciès granulite, est composé de trois groupes de Taolagnaro, de Tranomaro et d'Ampandrandava ;
- Le système du graphite, constitue la plus grande partie du socle cristallin. Ce système est particulièrement caractérisé par la fréquence et souvent l'abondance du graphite et des roches amphiboliques ;
- Le système de Vohibory, reconnu par sa richesse en formations mafiques à ultramafiques et des coulées basaltiques anciennes. Le métamorphisme d'intensité moindre avait transformé ces intrusions basiques et avait contribué à la minéralisation caractéristique aurifère et cuprifère du système.

Ce dernier système a été subdivisé en plusieurs groupes : celui de Vohibory ; groupe de Beforona –Alaotra et Andriamena constitué par des amphibolites et migmatites ; groupe de Maevantanana formé de schistes verts, gneiss, migmatites ; groupes d'Amborompotsy et la série Schisto-Quartzo-Calcaire (Série SQC).

La superposition de ces trois systèmes a été mise en observation dans l'extrême Sud, sur l'axe Taolagnaro-Toliara. Un autre système dit : « série schisto-quartzo-calcaire » localisé dans le centre avait été considéré comme la formation terminale du Précambrien. Il se place à la base du groupe d'Amborompotsy rattaché au système du Vohibory.

- **par BAZOT et al (1971)** qui ont étudié pour la première fois la répartition du métamorphisme à Madagascar. Ils s'accordaient sur un métamorphisme de type Barrow de forte intensité B₂₂ et surtout B₂₃ qui affectait la majeure partie de l'île surtout la partie Nord. La partie Sud est caractérisée par un faciès intermédiaire de forte intensité A₂₃ et B₂₃ associées.

Ces auteurs suggèrent que le métamorphisme observé résulte de la superposition de deux épisodes majeurs :

- un épisode de forte intensité lié à l'orogénèse **Shamvaïenne** d'âge 2,6 milliards d'années ;
- un épisode au moins localement d'aussi forte intensité liée à l'événement ou orogénèse **Panafricaine** de 500 millions d'années ou épisode intermédiaire entre 900 et 1600 millions d'années également repris en 500 millions d'années correspond à l'orogénèse **Kibarienne** que l'on associe à un métamorphisme de moyenne intensité.

- **par HOTTIN (1976)** qui prend la ligne Bongolava- Ranotsara comme point de départ et qui a aussi effectué des mesures géochronologiques. La figure 15 illustre un schéma synthétique de la géologie de Madagascar établie par Hottin. Mais en annexe se trouve une figure plus détaillée montrant le volcanisme, la tectonique cassante et les formations précambriennes à Madagascar.

Au Nord de la ligne Bongolava- Ranotsara

Pour G.Hottin, la majeure partie des terrains constituant les rides anticlinoriales granitisées des hautes terres n'appartient pas au système Antongilien, mais à la base silico-alumineuse, souvent graphiteuse du système supérieur. Le grand développement des migmatites et granites stratoïdes dans la zone centrale résulte de la présence dans ces séries graphiteuses, de type Ambatolampy et Andriba, de vastes ensembles régionaux de formations particulièrement réceptives (arkoses et surtout volcanites acides à neutre).

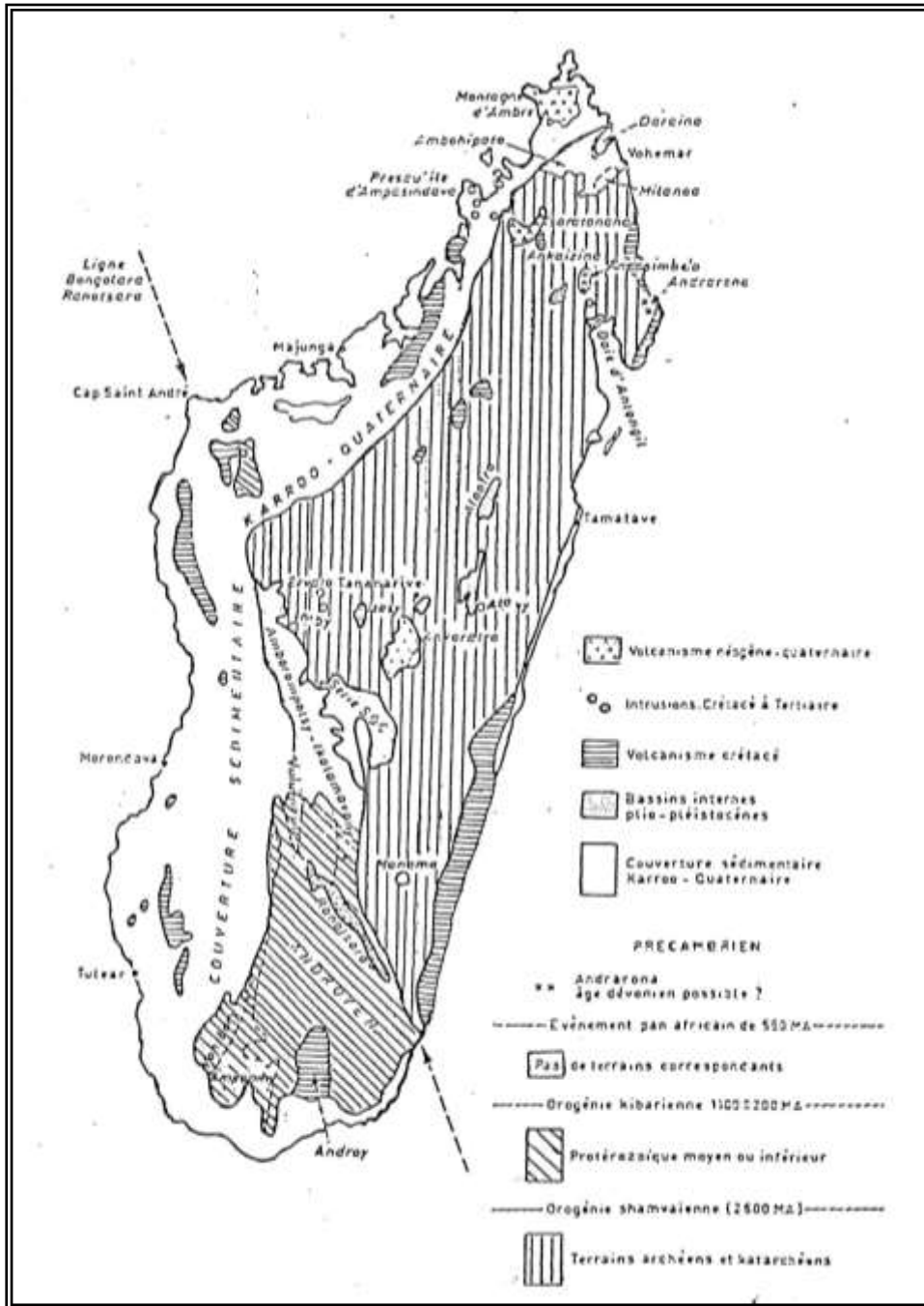


Figure 15: Un schéma synthétique de la géologie malgache par rapport à la ligne Bongolava-Ranotsara selon Hottin en 1976.

Au niveau de la ligne de fracture Bongolava- Ranotsara

C'est la série schisto-quartzo-calcaire à stromatolithes et ses équivalents latéraux Amborompotsy – Ikalamavony à une orogénèse « kibarienne » antérieure à 1 100 MA.

Au Sud de la ligne Bongolava- Ranotsara

La synthèse de G.Hottin en 1969 se fixe à l'information ultra- métamorphique androyenne comme un ensemble complexe comportant sans doute des noyaux d'âge archéens ou katarchéen, et des équivalents, apparemment dominants, de l'ensemble Amborompotsy –Ikalamavony. Pour les séries non datées de l'extrême Sud-Ouest, Ampanihy et Vohibory, comme pour celles de l'extrême Nord, Ambohipato et Daraina – Milanoa, il ne prend pas position et se contente de rappeler les définitions classiques de ces séries selon H. Besairie.

Le tableau 12 ci-après résume les mesures géochronologiques, la stratigraphie et les caractéristiques du socle par Hottin.

Tableau 12 : caractéristiques et stratigraphie du socle selon la nomenclature d'Hottin

Age absolu en M.A.	Echelle stratigraphique Internationale	Formation mise en place	Evénements géologiques principaux	Echelle stratigraphique locale
	Cambrien			
550			Orogenèse panafricaine mise en place de granite anatexie locale.	
1200			Rajeunissement généralisé des biotites	
	Protérozoïque supérieur	Pas de dépôts connus		
2000	Protérozoïque moyen	Dépôt de séries de Vohibory, d'Ampanihy, d'Amborompotsy – Ikalamavony et de la série S.Q.C.	Orogenèse kibarienne Métamorphisme dans le faciès amphibolite et mise en place des migatites, granites et charnockite.	Groupe de Vohibory et d'Ambohipato – Daraina – Milano. L'ensemble Amborompotsy Groupe d'Ampanihy.
2600				
	Protérozoïque	Volcanisme et sédimentation dans le Sud avec formation de séries de Fort-Dauphin, Ranotsara et Tranomaro	Episode thermique éburnéenne Formation de leptynite à partir de rhyolite d'âge 2600 Millions d'Année.	

Age absolu en M.A.	Echelle stratigraphique Internationale	Formation mise en place	Evénements géologiques principaux	Echelle stratigraphique locale
3000	Archéen	Dépôt de série graphiteuse et calco-ferromagnésienne d'Andriamena Manampotsy, d'Ambatolampy, Maevatanàna	Orogenèse shamvaïenne Plissement et métamorphisme des séries de Beforona-Andriamena et de série graphiteuse d'Ambatolampy	
	Katarchéen	Massif ou dôme granitique, migmatitique ou leptinitique de l'Antongil, de Behara, d'Ankazobe et de Masora.	Orogenèse de 3000 + 200 Millions d'Année.	

- **par WINDLEY et COLINS (2002)** qui ont émis l'hypothèse que le socle cristallin de Madagascar est un ensemble façonné par des événements tectono-métamorphiques successifs constitués par cinq (5) blocs stables, trois (3) nappes de charriage et une (1) zone de suture. La figure 16 illustre ces 9 unités tectono-métamorphiques :

- **le bloc d'Antongil** se trouvant dans le Nord Est forme le noyau de croûte primitive tonalitique à 3200 MA. Il est constitué de métasédiments à noyau granitiques et gneissiques stabilisés dans le faciès schistes verts au faciès amphibolite inférieur. Le métamorphisme et la déformation semblent être d'âge fin archéen et cette unité représenterait la bordure orientale du craton Dharwar de l'Inde. De plus il est considéré rattaché au Gondwana oriental ;
- **le bloc d'Antananarivo**, la plus grande unité tectonique Pré-paléozoïque de Madagascar, constitue l'ossature centrale de Madagascar. Il est composé de gneiss et granitoïde à 2500 MA intercalés avec des orthogneiss à 800 MA (granites, gabbros). Il a été repris par les événements panafricains, contribuant à la formation des granites stratoïdes alcalins à 630 MA et granites à 550 MA. Ce bloc présente deux particularités structurales majeures :
 - la virgation d'Antananarivo qui se manifeste par une inflexion vers l'ouest des lignes structurales qui sont Nord-Sud ;
 - le cisaillement d'Angavo, une zone de structures verticales qui est reconnue sur près de 600km entre le Sud de Fianarantsoa et le Nord d'Antananarivo ;
 -
- **le bloc de Taolagnaro- Ampanihy** qui est délimité au Nord par la structure cheveu-décrochante sénètre de Ranotsara, à l'Ouest par les terrains sédimentaires et un petit bloc de Vohibory. Dans l'ensemble ce bloc est caractérisé par de grandes zones de cisaillement vertical à linéation horizontale séparant des domaines plissés en dômes et bassins ;

- **le bloc de Vohibory**, situé à l'extrême Sud du socle cristallin, est faiblement métamorphisé. Des ultrabasites minéralisées en cuivre affleurent sur la bordure occidentale de ce bloc et ces formations sont interprétées comme étant un vestige d'ophiolite témoignant la fermeture d'un océan par extraction de la croûte océanique ;
- **le bloc d'Amboropotsy- Ikalamavony** qui est constitué par des gneiss et de migmatites, essentiellement migmatitisé ;
- **la nappe de Tsaratanana** formé de trois ceintures (Maevatanàna, Andriamena et de Befandriana – Alaotra - Beforona) composée de gneiss mafiques, de diorites quartzites (tolanites), de roches ultramafiques et métapélites dont certaines ont subi un métamorphisme de très hautes températures. Des instructions précoces ont été datées entre 2490 et 2750 MA et des gabbros à 800 MA sont plissés et recoupés par des charriages (à haut vers l'est) semblent postérieurs à l'intrusion de granites à 637 MA et sont responsables de l'allure en synforme de l'inutité. des mylonites ont été observées entre les unités basales de Tsaratanàna et le bloc d'Antananarivo ;
- **la nappe d'Itremo** constitue un vaste ensemble méta-sédimentaire qui s'étend vers l'Ouest jusqu'à la limite des terrains sédimentaires et, vers le Sud, jusqu'à la structure de Ranotsara. Cet ensemble est très vraisemblablement Protérozoïque, avec un large développement de roches carbonatées.
La sédimentation s'est produite entre 1855 MA (âge le plus vieux des zircons détritiques dans les quartzites) et 804 MA (âge le plus ancien des intrusions recoupant ce groupe). L'Itremo a été déformé en plis couchés isoclinaux avant l'intrusion de gabbros, syénites et granites à environ 800 MA, puis par des plis verticaux d'orientation principale N– S. Des intrusions de granites post-tectoniques sont datées à 550 MA ;
- **la nappe de Bemarivo** semble recouper (à l'échelle de la carte) les unités d'Antananarivo. d'Antongil et du Betsimisaraka. Sa partie sud est dominée par des méta-sédiments de faciès amphibolite profond et granulite. Sa partie nord comprend des massifs de granites en dômes et aussi des rhyolites datées à 715 MA qui ont été déformées par des plis isoclinaux verticaux. La partie sud a été déformée par des charriages à haut vers le sud qui sont contemporains du faciès granulite, avec des datations sur monazite et sphène marquant un refroidissement à 510-520 MA. Ces âges cambriens indiqueraient que le Bemarivo a été charrié sur un ensemble déjà amalgamé du centre de Madagascar ;
- **la suture Betsimisaraka** qui forme une bande à l'ouest du bloc d'Antongil. Elle est composée de gneiss alumineux à graphite associés à des méta-ultrabasites. Cette unité est un témoin de la croûte océanique entraînée dans une zone de subduction plongeant vers l'ouest.

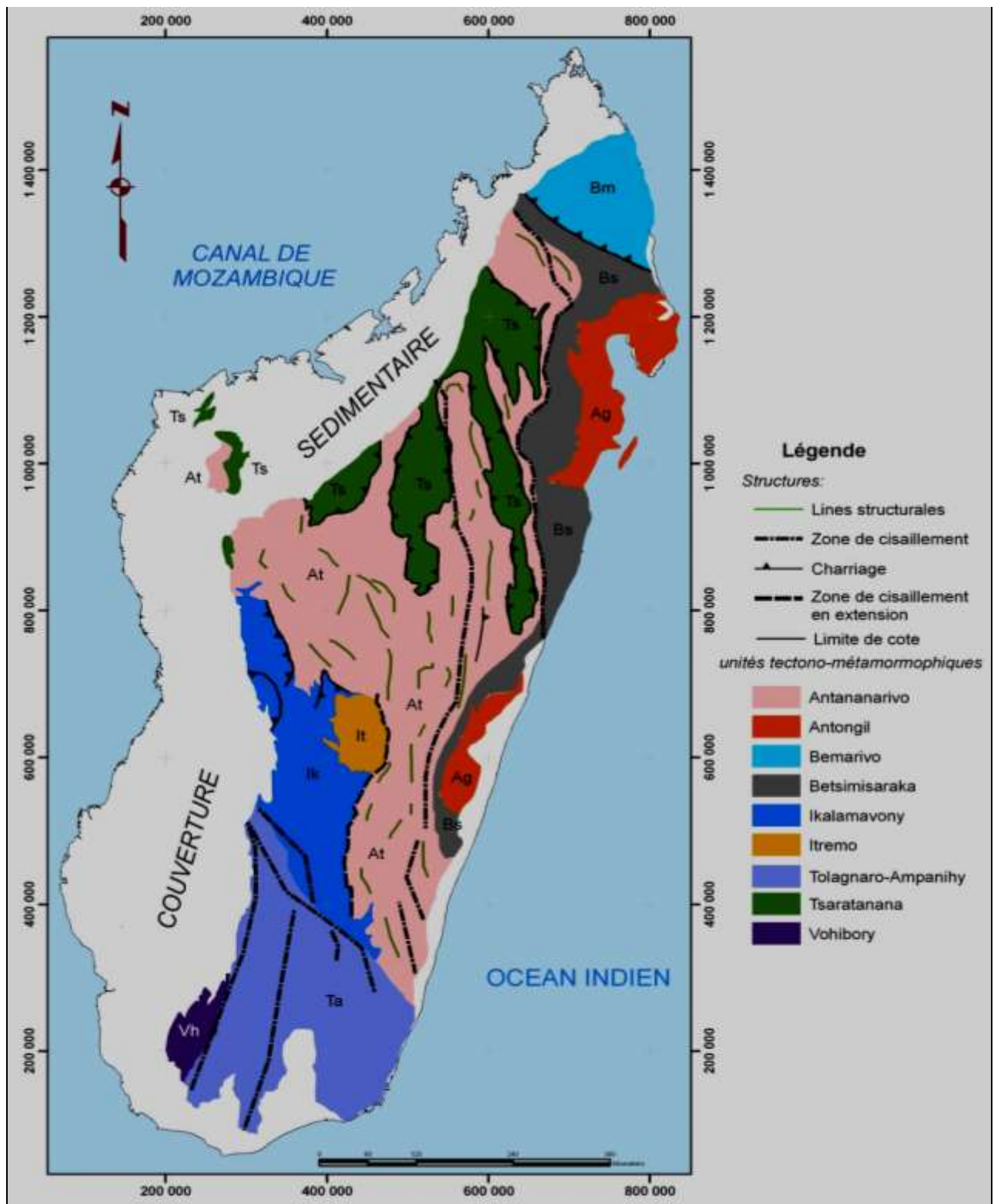


Figure 16 : Les 9 unités tectono-métamorphiques selon Windley et Colins (2002)

- par le PGRM (2012)

Le PGRM a procédé au renouvellement de la carte géologique de Madagascar, il a défini des nouvelles perceptions sur la géologie du socle précambrien de Madagascar et a introduit des nouvelles appellations en fonction des événements tectono-métamorphiques qu'affectent chaque formation (domaine, sous domaine, suite, groupe). Ce projet a subdivisé le socle cristallin malgache en six domaines tectono-métamorphiques représenté par la figure 17 ci-après.

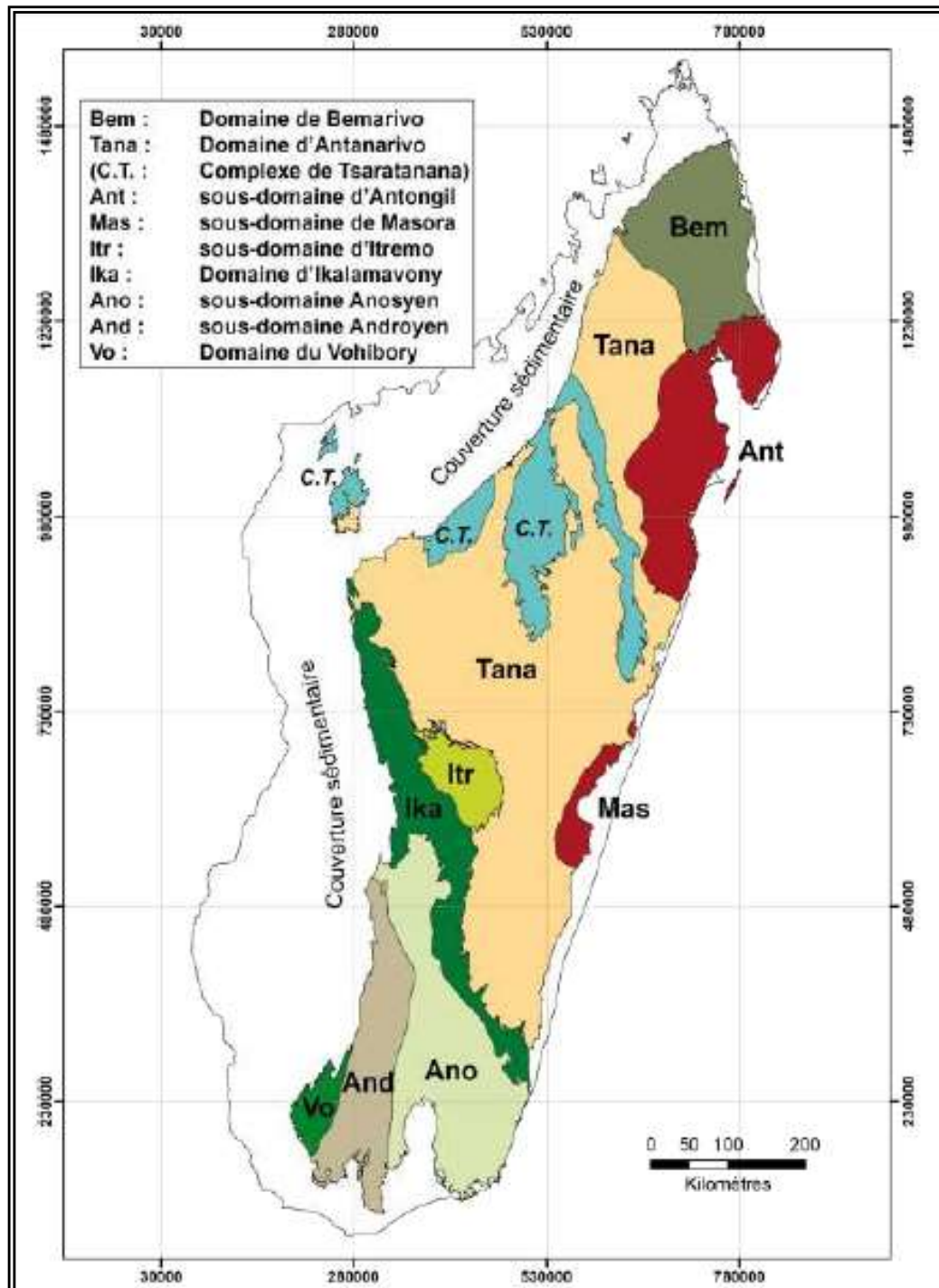


Figure 17 : Les domaines tectono-métamorphiques du Précambrien de Madagascar, d'après PGRM 2012

Du domaine plus ancien au plus récent on distingue :

- Antongil – Masora ;
- Antananarivo ;
- Ikalamavony ;
- Androyen- Anosyen ;
- Vohibory ;
- Bemarivo.

- **Domaine d'Antongil et Masora**

Considéré comme le noyau le plus ancien de Madagascar et issu des portions du craton Dharwar de l'Inde restant sur la côte Est lors de la séparation Madagascar – Inde. Il est composé essentiellement des roches archéennes à faciès granitique ou gneissique entourées par quelques métasédiments. Et subdivisé en deux sous domaines : Sous domaine d'Antongil et Sous domaine de Masora.

- **Domaine d'Antananarivo**

C'est la plus grande unité tectonique archéenne de Madagascar, considéré comme la portion du craton de l'Azania. Il est constitué par des granitoïdes (2550-2500MA), des syénites et des gabbros. Par la suite, la totalité de ce domaine a été réactivée avec le métamorphisme dans le faciès granulite (700-532MA) pour donner naissance au développement des structures gneissiques et à la formation des granitoïdes (630-561MA). Ce domaine est composé de Groupes de Sofia, de Vondrozo, de Manampotsy, d'Ambatolampy, d'Itremo et de Suites de Betsiboka, d'Imorona-Itsindro, d'Ambalavao-Kiangara- Maevarano.

- **Domaine d'Ikalamavony**

Ce domaine est composé en majeure partie par un mélange des roches volcaniques et métasédiments venus du domaine d'Antananarivo. Sa base constituée par de marbre, quartzite et des schistes est similaire au groupe d'Itremo.

- **Domaine d'Anosyen et Androyen**

Ce domaine est subdivisé en deux sous domaines :

- Sous domaine Anosyen est composé principalement par des roches quartzo-feldspathiques d'origine sédimentaire métamorphisées dans les faciès Amphibolite à Granulite (paragneiss quartzo-feldspathique) et de métagabbros et orthogneiss granitiques ;
- Sous domaine Androyen est composé par d'orthogneiss, du quartzite, de gneiss graphitique, de paragneiss quartzo-feldspathique, de gneiss psammitiques à quartzite et gneiss métapélitique.

- **Domaine de Bemarivo**

Situé à l'extrême Nord de Madagascar, il est limité au Sud par la Shear Zone de Sandrakota. C'est un domaine « exotique » caractérisé surtout par des sédiments et volcans archéens métamorphisés dans les faciès Schiste vert à Granulite, recoupés par des roches ignées plutoniques d'âge 750MA.

- **Domaine de Vohibory**

C'est le domaine situé à l'Ouest du Sous domaine d'Androyen et à l'Est de la couverture sédimentaire d'âge phanérozoïque. C'est un domaine dit « exotique » avec intercalations de metabasites, de roches volcaniques acides à intermédiaires et d'une séquence de roches métasédimentaires chimiques et terrigènes d'origine océanique.

La région étudiée, incluse dans la série de migmatites et migmatites granitoïdes des rides anticlinales internes selon la nomenclature de Hottin, 1976, fait partie du bloc d'Antananarivo d'après les travaux de Windley et Collins (2002) et du groupe de Manampotsy appartenant au domaine d'Antananarivo selon la nouvelle cartographie géologique de Madagascar (PGRM, 2012). Malgré ces différentes nomenclatures aucune article ou publication, mettant d'accord tous les chercheurs sur le contexte actuel du précambrien malagasy, n'est pas encore apparue. Donc le débat reste entier mais pour notre zone d'étude, elle est constituée essentiellement par un ensemble de migmatites avec intercalation de formations résiduelles d'ectinites et d'intrusions basiques et ultrabasiques plus ou moins orthogneissifiées (micaschistes, quartzites, gneiss, charnockite, amphibolites, pyroxénites, gabbros et péridotites).

3.2.2.- Environnement géologique de la région étudiée : « le Complexe d'Antampombato »

La région étudiée, faisant partie du « Complexe d'Antampombato » d'âge Crétacé, est représentée par un grand massif intrusif de 80 km² environ et de forme elliptique qui est constitué essentiellement par du gabbro, par une masse syénitique formant un grand « ring dyke » et par deux petits massifs péridotitiques (Ambatovy et Analamay). Ce grand massif, recoupé par de nombreux filons de basalte, dolérite, rhyolite et trachyte, est cintré et dominé par de formations gneissique et migmatitique de direction Nord-Sud.

La figure 18 ci-dessus illustre la variété et la diversité des formations rencontrées dans la région étudiée.

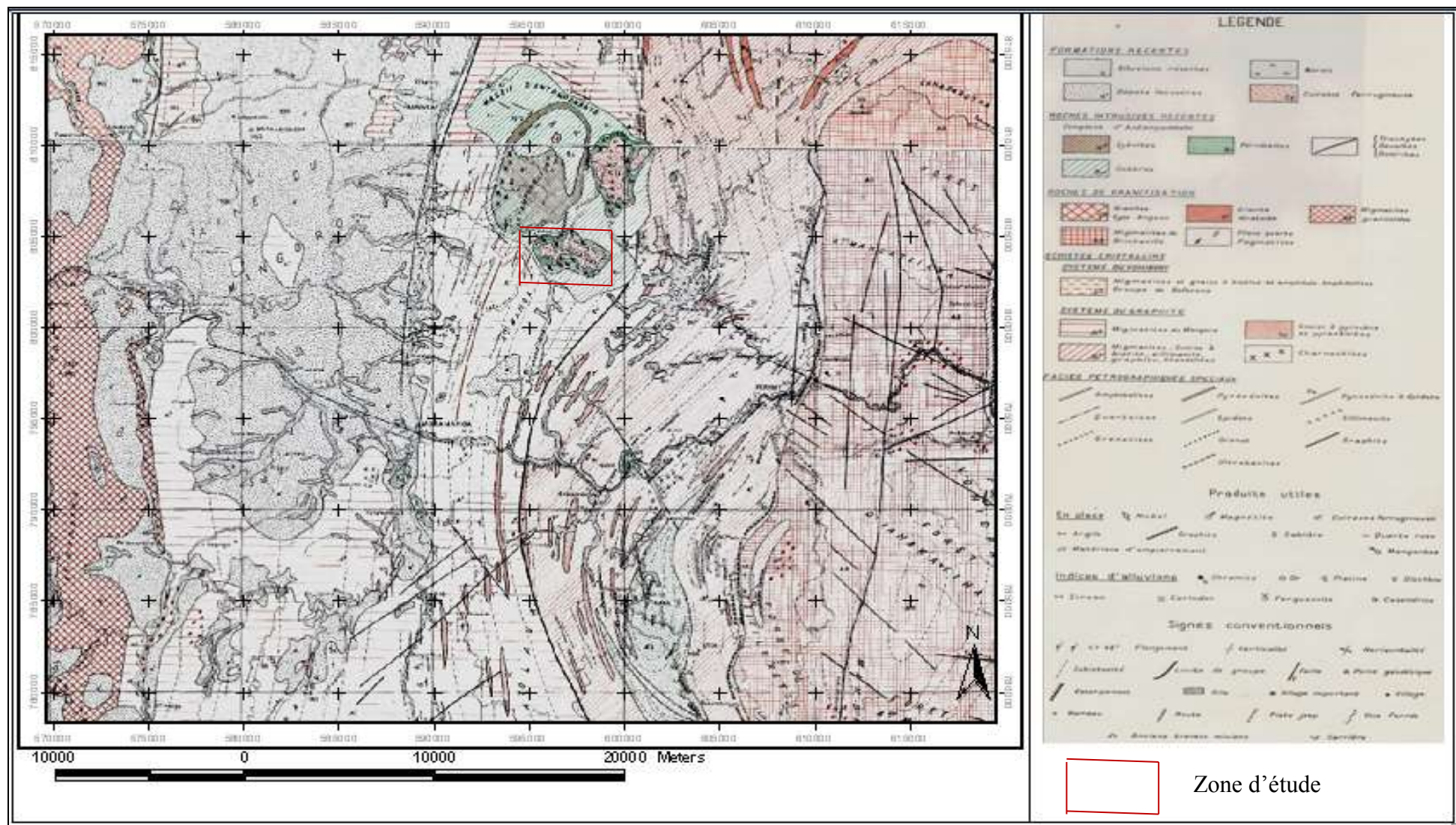


Figure 18 : Carte géologique de la région extraite de deux cartes géologiques (source : service géologique de Madagascar)

C'est surtout à cause de ses diversités pétrographiques allant de roches acides (syénite) à des roches basiques (gabbro) et ultrabasique (péridotite) qu'on a attribué à ce massif le nom « Complexe d'Antampombato ».

Pourrait-on dire que c'est une belle démonstration de différenciation magmatique par gravité ?

Les travaux très récents de MELLUSO et all (2006), concernant la datation par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (89.9+/- 0.4 Ma) et U- Pb (90 +/- 2 Ma) ont confirmé l'âge crétacé de ce complexe qui dispose de deux affleurements de roches ultramafiques composées, de dunite (olivine +/- cpx rare), de wehrlite (olivine+cpx+/-spinelles) et clinopyroxénite (cpx+/-ol + / - spinelle)..

3.2.2.1- Les Gabbros

Il s'agit en général de gabbro à diallage, à grain grossier riche en olivine et magnétite. Dans certains endroits les gabbros se transforment en pyroxénites feldspathiques.

Au contact des péridotites supportant les cuirasses ferrugineuses, on rencontre des roches intermédiaires entre gabbro et péridotites, qui sont entièrement formées de pyroxène, elles s'apparentent aux diallagites.

3.2.2.2.- Les Péridotites

D'après leur composition minéralogique qui est surtout dominée par l'olivine, avec un peu de magnétite, de serpentine et de rares grains de chromite, on peut classer ces péridotites dans les « DUNITES ».

Ces péridotites s'altèrent d'abord en serpentine montrant souvent des veinules de garniérite pour donner des péridotites serpentinisées qui, par altération météorique, donnent naissance aux latérites nickelifères.

3.2.2.3.- Les Syénites

Les syénites présentent une structure des roches éruptives souvent à grain grossier. Elles sont constituées essentiellement par des feldspaths qui sont soit des plagioclases, soit de l'orthose perthitique, par des pyroxènes (enstatite) par des amphiboles (hornblende verte et brune, aegyrine) par des micas (biotite et muscovite). Elles ont un développement important à l'Ouest du massif et semblent former un « **ring-dyke** » au sein de l'ensemble gabbroïque.

3.2.2.4.- Les Filons

Ils sont nombreux et fort variés allant des rhyolites, trachytes, syénites, dolérites aux basaltes.

3.2.2.5.- Les Cuirasses ferrugineuses

Elles présentent une morphologie assez douce et leur altitude varie de 1050 à 1200 mètres, elles sont limitées pourtant par des thalwegs profonds. Il s'agit d'une cuirasse qui épouse généralement la surface topographique..



Figure 19 : Cuirasse ferrugineuse sous couverture végétale

Remarquable par sa couleur rouge brun avec un éclat métallique, par sa dureté et sa densité, elles présentent souvent un aspect vacuolaire mais il arrive que la masse soit entièrement compacte. Elles sont constituées essentiellement de goethites et d'hématite, de limonite, de stilpnosidérite.

En général la puissance de ce niveau cuirassé varie de 1,20 à 2 mètres. D'importantes zones de pisolites se trouvent généralement au pourtour de ces cuirasses ferrugineuses.

3.2.3.- Le gisement latéritique nickélifère d'Ambatovy

C'est un gisement classique rattaché à l'altération météorique des péridotites dont l'évolution conduit à la formation de cuirasses ferrugineuses et des latérites ou limonites nickélifères. Ce gisement occupe une superficie d'environ 4,5 km². La figure 20 ci-après montre le profil latéritique d'Ambatovy.

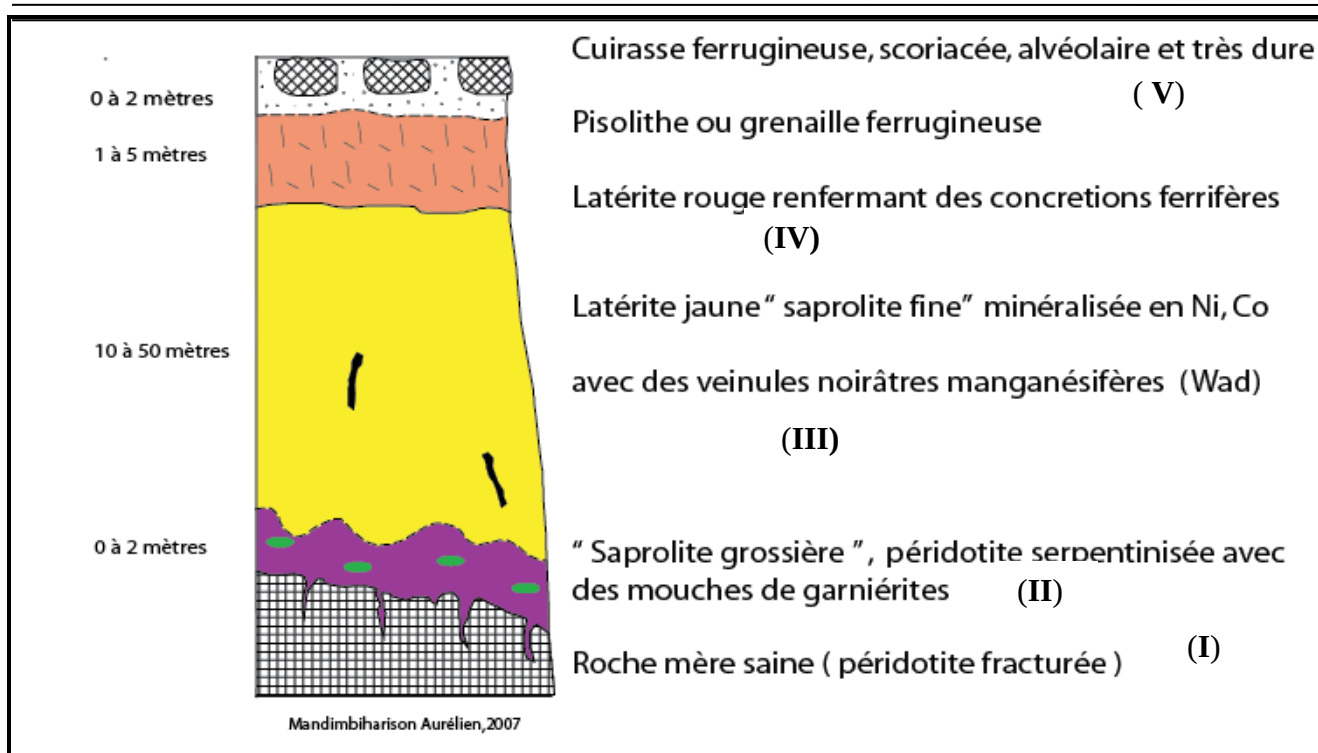


Figure 20 : Profil latéritique d'Ambatovy (Mandimbiharison Aurélien, 2007)

L'épaisseur de la partie minéralisée « saprolite fine », niveau (III) est très variable et selon la morphologie (de 5 à 50m environ), elle peut atteindre jusqu'à 80 m pour la zone du plateau.

Chapitre 4 : CARACTERES MINERALOGIQUE, PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE

C'est au niveau du petit massif péridotitique d'Ambatovy seulement que les échantillonnages et l'étude ont été menés. Certains échantillons sont prélevés en surface, d'autres ont fait l'objet de rainurage ou talutage suivi de quartage et le dernier groupe d'échantillons est obtenu par sondage.

4.1.- DESCRIPTION DES PROFILS ET DES POINTS DE PRELEVEMENT

La figure 21 montre la localisation des profils étudiés et les différents points de prélèvement des échantillons (sondage, rainurage, talutage).

Le profil appelé « profil S1 » est issu d'un sondage du SIF Bachy au point de coordonnées Laborde (X=804 550m, Y=596 550m) et le deuxième nommé « Zone C » provient d'un rafraîchissement d'un affleurement de coordonnées Laborde (X= 803 290m, Y= 595 600m)

P et T suivis d'un chiffre sont les points de prélèvement effectués par le Service Géologique en 1961

AMB1 jusqu'en AMB26 sont des points de prélèvement effectués par l'auteur.

AMB219 point de sondage effectué par Phelps Dodge en 1998 ; DAM134 point de sondage effectué par Dynatec Ambatovy lors de la campagne 2003/2004 et AM210-610 point de sondage effectué par Ambatovy SA lors de la campagne 2008/2009.

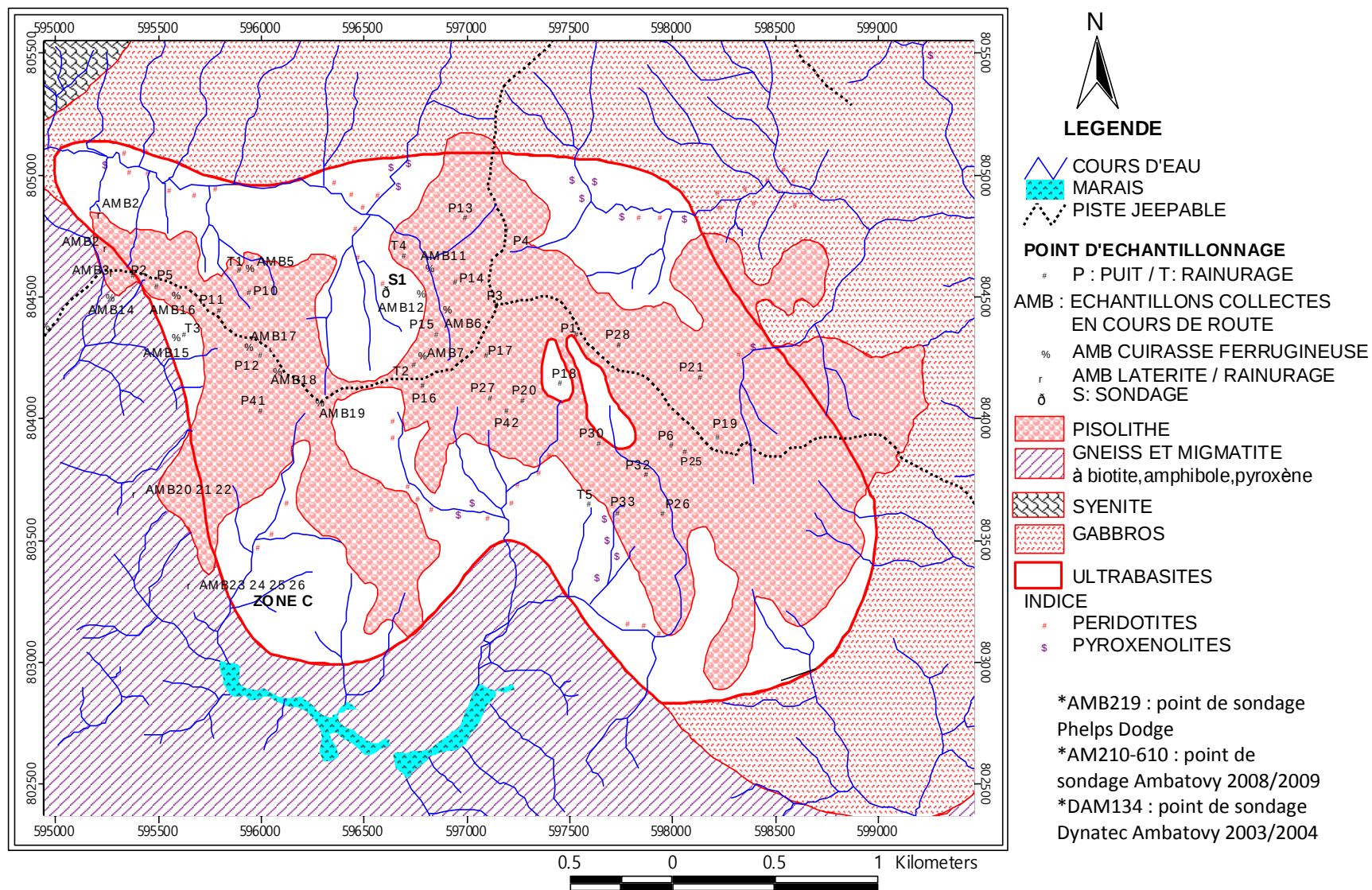


Figure 21 : Localisation des points de prélèvement au niveau du massif d'Ambatovy

4.1.1.- « Zone C »

Vu l'importance de la couverture végétale et l'épaisseur du manteau d'altération, la roche-mère ne sera atteinte que par sondage. Pour des essais de fusion menés par une société nord coréenne en 1972, un profil en gradin dénommé « zone C » a été créé artificiellement en vue de prélever des échantillons. Ce profil, situé sur le flanc d'un versant à 970 mètres d'altitude, présente une épaisseur de l'ordre de 8 à 10 mètres où l'on peut distinguer d'après la figure 22, cinq horizons :

- au sommet se trouve une mince couche de sol développée sur la cuirasse ;
- vient ensuite une couche de cuirasse ferrugineuse de 1 à 2 m d'épaisseur ;
- puis la latérite brun violacée de 2 à 3 m d'épaisseur ;
- suivie de latérite brun violacée avec des veinules d'hématite de 2 m d'épaisseur ;
- enfin la latérite brun jaunâtre avec des veinules d'hématite sur plus de 2 m d'épaisseur.

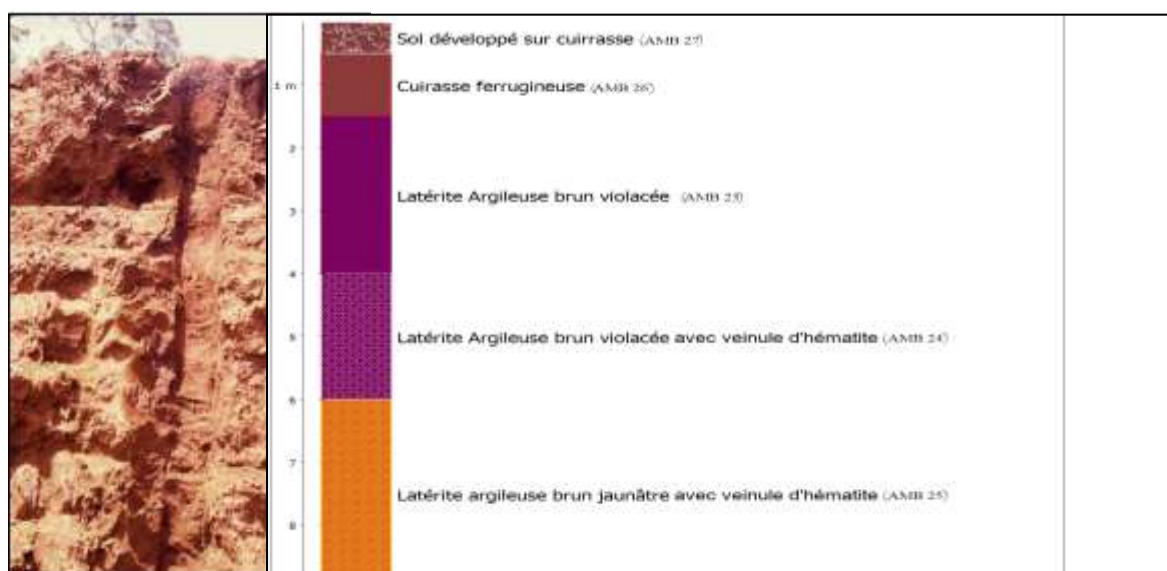


Figure 22 : Profil latéritique de la zone C

4.1.2.- Profil « S1 »

En 1980 – 1981 la S.I.F. (Société d'Injection et de Forage) a effectué une série de sondage dans la région d'Ambatovy. Le sondage S1 mentionné dans la carte ci-dessus (figure 21) en est un.

La répartition sur un profil vertical de l'ensemble de faciès d'altération est donnée par la figure 23 suivante dont on distingue, de haut en bas :

- la « cuirasse ferrugineuse », scoriacée, alvéolaire et très dure. Dans certains elle est pisolitique ;
- la latérite brun violacée parfois jaunâtre qui renferme de concrétions ferrifères, c'est la « latérite rouge ». La puissance de cet horizon est faible, de 1 à 5 mètres environ ;
- la « latérite jaune » ou « saprolite fine » où la structure de la roche-mère est reconnaissable à la base de cet horizon. Notons toutefois que le contact entre la saprolite fine et la saprolite grossière est progressif. Des fantômes de la roche-mère serpentineuse renfermant des « mouches » noires manganésifères y ont été observées ;

- la « saprolite grossière », la roche-mère péridotite serpentinisée est altérée mais la structure originelle est conservée. Ce niveau, un épais mesurant environ 1,20 mètres, renferme des « mouches » de garniérites ;
- la « roche-mère », elle est constituée essentiellement de péridotites plus ou moins serpentinisées, avec quelques fissures où tapissent des garniérites.

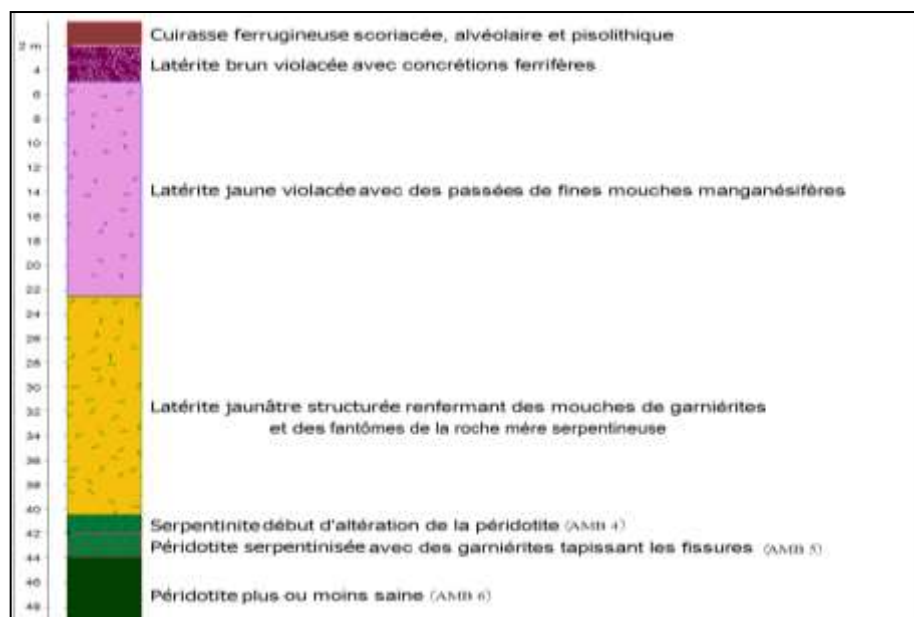


Figure 23 : Profil vertical du sondage S1

4.1.3.- Les points de prélèvement effectués par le Service Géologique (1961)

Il s'agit des échantillons prélevés soit par talutage (T), soit par des puits (P) sur une épaisseur moyenne de 2m, suivis par une opération de quartage avant les analyses.

4.1.4.- Les autres points de prélèvement

Lors de sa descente sur le terrain et au cours de son itinéraire, l'auteur a effectué des prélèvements sur des échantillons en surface. Il s'agit soit des cuirasses, soit de terre rouge sous cuirasse renfermant des petites concrétions ou des fragments de cuirasse. Tous les échantillons prélevés ne sont pas analysés, d'autres font l'objet d'une description macroscopique seulement.

Pour compléter la série des données tant en surface qu'en profondeur, nous avons prise et utilisée les résultats d'analyse dans TBG 111 et nous avons effectué une demande d'obtention des données de sondage auprès de la Société Sherritt. Des données sur 3 points de sondage situés au Nord Ouest d'Ambatovy nous ont été offertes généreusement. Le tableau 13 ci-dessus résume les caractéristiques de ces points.

Tableau 13 : Caractéristiques des 3 points de sondage (source Sherritt)

			coordonnées UTM					
section	nom du trou	date	X	Y	Z	ZONE	profondeur	type de roche
2100NW	AMB219	31/12/1998	214806,60	7912803,00	1053,70	OUEST	82,55	
	AM210-610	22/01/2009	215716,00	7912987,61	1102,66	OUEST	36,60	GB/PER
	DAM134	30/04/2004	216613,30	7913166,00	1080,10	CENTRE	63,44	DN

4.1.5.- Sélection des échantillons et préparations

Pour le profil « S1 », chaque niveau fait l'objet d'analyses minéralogique, pétrographique et chimique, Pour le profil « Zone C » on a analysé quatre (04) échantillons : AMB 26, AMB 23, AMB 24, AMB 25; (fig. 22) obtenus par rainurage et quartage. Deux autres échantillons AMB 17 et AMB 11 (fig. 21) prélevés en surface ont aussi été observés sous microscope optique (MANDIMBIHARISON, 1987)

Pour les trois points de sondage, une description lithologique (Litho_log, litho_code) et analyse chimique pour chaque niveau du profil ont été fournies par Sherritt.

Comme les cuirasses ferrugineuses sont très dures, faut les concasser préalablement en fins morceaux, puis les broyer dans un mortier avec un pilon en agate et enfin les tamiser pour avoir des poudres inférieure à 300µm. Pour les échantillons terreux, parfois on les tamise directement pour des fractions inférieures à 300µm sans passer par le broyage.

4.2.- CARACTERISTIQUES MINERALOGIQUES

La diffraction aux rayons X des échantillons des profils « S1 » et « zone C » a été réalisée au laboratoire de géologie des argiles à l'Université de Liège. Un échantillon par horizon a été analysé pour mieux cerner l'évolution minéralogique dans chaque profil. L'analyse porte sur « poudres totales » et sur « fractions argileuses inférieures à 2µm ».

4.2.1.-Technique d'analyse

Pour obtenir un diffractogramme sur poudre totale, la poudre doit être désorientée afin d'observer tous les plans réticulaires. Concernant les fractions argileuses, une orientation préférentielle des minéraux argileux dans le plan (001) est indispensable.

Chaque matériau a été transféré préalablement dans de l'eau distillée. Cette technique est utilisée de manière à perturber le moins possible la nature originelle de l'échantillon. La préparation de l'eau distillée effectuée par le laboratoire de géologie des argiles à l'Université de Liège fait appel à un minimum de manipulation.

Placé dans un bêcher rempli d'eau distillée et à l'aide d'un microhomogénéiseur, le matériau est dispersé sans addition de dispersant, ni de flocculant.

Par sédimentation différentielle (10mn de suspension) et centrifugation successive (à 3600 tours par minute pendant 5mn) on extrait la fraction granulométrie inférieure à 2µm selon la loi de stokes. Après 50mn on prélève le premier centimètre supérieur de suspension qui est sensé convenir à la fraction argileuse inférieure à 2µm.

Cette fraction est séchée, sur une lame de verre parfaitement horizontale, à la température ambiante du laboratoire, pour obtenir un dépôt orienté par sédimentation.

La technique d'agrégat orienté permet de conserver et de renforcer les seules réflexions (001) aux dépens de réflexions (hok) des minéraux argileux. Les composants argileux sont par la suite traité en routine : au nature (N), traitement à l'Ethylène – Glycol (EG), au chauffage à 490 ou 500°C.

Après ces trois traitements N – EG – 500°C, l'analyse par diffraction des rayons X a été réalisée à l'aide d'un diffractogramme de type PHILLIPS PW 1130 / 90 / 96 d'un monochromateur. Le diffractomètre utilise une radiation CuK et la vitesse d'exploration du goniomètre est de 2° 2θ par minute.

4.2.2.- Identification des minéraux par diffraction aux RX

Le dépouillement des diffractogrammes des « poudres » totales obtenus est fait à l'aide de l'index de valeurs du ***powder diffraction data for minerals***. Pour les minéraux argileux nous avons référé au manuel de minéralogie et géologie des argiles de THOREZ (1986).

Les diffractogrammes de la fraction argileuse inférieure à 2µm permettent d'identifier les minéraux suivants : Al₁₇, Illite, Chlorite secondaire C², talc, Sméctite Interstratifiés (10 – (10 – 14_c)-14_c) , Amorphes et les Indéterminés .

***Chlorite**

Elle est présente à travers le profil d'altération sous forme de chlorite secondaire à C². Cette chlorite C² définie par THOREZ (1985) provient de l'altération de l'illite très dégradée, soit d'une sméctite ou même d'une chlorite originale dont les espaces interfoliaires vidés se regarnissent d'Al hydroxylé voire hydroxyde de Fe. Elle s'identifie au traitement naturel (N) surtout sur la base de réflexions.

***Illite**

Elle se présente sous forme de l'illite ouverte et se rencontre surtout au niveau inférieur du profil et à la base du niveau « saprolite fine ». Sa structure est proche de la muscovite, son identification est basée sur la réflexion principale (001) située vers 10 Å pour les trois tests de la routine (N, EG, 500°C). On distingue les illites à pic aigu (I_{pa}) à pied large (I_{pl}) et ouverte I_o (TRAUTH et al, 1968). On le rencontre dans le niveau « Saprolite fine » entre 39,50 – 40,5m de profondeur.

***Interstratifiés.**

- **Al₁₇** est un interstratifié dérivant de phyllosilicates types 2 : 1 très dégradé et dont les espaces interfoliaires sont bloqués par les matériaux de nature aluminique (Al – hydroxylé). La réflexion principale de ce type d'interstratifié est à 17 Å mais elle est généralement très élargie peut intense, elle émerge à peine du bruit de fond à côté des petits angles (THOREZ, 1985).

- **10 – (10 – 14c) – 14c** est un interstratifié irrégulier à feuillet illitiques avec des interfoliaires à comportement chloritique.

***Smectite**

Sa séquence caractéristique en routine (N – EG – 500°C) est de (12 – 15) – 17 – (9,6 – 10)

Il existe deux sous groupes de smectites :

- sous groupe de smectite dioctaédrique qui comprend : la Montmorillonite, la Beidellite et la Nontronite ;
- sous groupe de smectite trioctaédrique qui rassemble la Saponite et l'Hectorite.

Les smectites sodiques ont leur raie (001) à 12,5 - 13Å tandis que les smectites calciques apparaissent vers 14Å.

Du dépouillement des diffractogrammes ressort une smectite alumineuse notée : Sm_{Al} par THOREZ (1986). C'est un édifice interstratifié dont les espaces interfoliaires instables sont garnis d'Al hydroxylé. Au chauffage le tassement est incomplet et donne lieu à une bande de diffraction 10 - 12Å. THOREZ (1975) a établi une classification de cristallinité de smectite (fig 24). Les composants smectitiques identifiés sont mal cristallisés et représentent des feuillet smectitiques inférieurs à 40%. Pour l'échantillon situant entre (42,8 – 43,2m) le rapport $v/p = 0$ ce qui correspond à la variété D de la classe de THOREZ (1975). L'échantillon se trouvant entre (43,2 – 44,6m) présente un rapport $v/p < 0$ ce qui correspond à la classe E de la Figure 24.

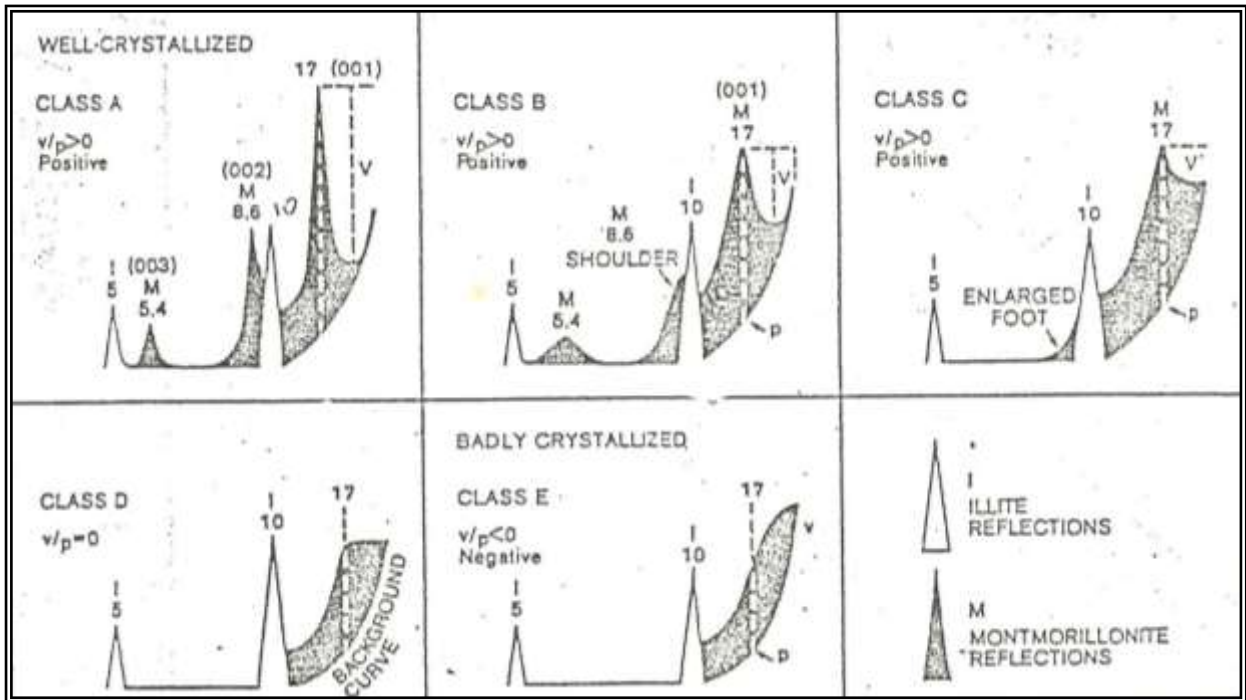


Figure 24 : Classe de cristallinité de Smectite (Thorez, 1975)

*Serpentine

Même structure que la kaolinite mais son identification est basée sur la réflexion principale (001) et surtout sur la réflexion de (060) qui est plus élevée que celle de la kaolinite. Le tableau 14 ci-dessus montre les différents types de serpentine.

La réflexion caractéristique est de 7,30 – 7,36Å, elle est stable au traitement éthylène – glycol (EG) et au chauffage à 500°C.

Tableau 14 : Les différents types de serpentine

Minéral	Base en Å	(060) en Å
Clino - chrysolite	(002) 7,36	1,536
Clino ortho-chrysolite	(002) 7,36	1,531
Lizardite	(002) 7,35	1,534
Lizardite clino-chrysolite	(002) 7,35	1,535
Lizardite ortho-chrysolite	(002) 7,36	1,534
Greenalite	(001) 7,21	1,60
Ni- serpentine	(001) 7,28	1,542
Co- serpentine	(001) 7,53	1,55
Antigorite	(001) 7,30	1,541
6 couches d'orthoserpentine	(001) 7,33	1,535

d (001) et d (060) pour le groupe de serpentine (Thorez 1975)

*Amorphes

Les substances amorphes sont détectées par la montée du bruit de fond entre 3,10 et 4,52Å en général. Beaucoup de nos diffractogrammes montrent ces substances amorphes. La question se pose si on peut les assimiler aux gels silico – ferriques décrits par BESSET (1978).

Les restes de diffractogrammes non identifiés ont été assimilés comme **indéterminés**. Soulignons ici l'absence du pic à 7Å, qui caractérise la kaolinite, dans tous nos diffractogrammes.

En ce qui concerne l'analyse de « poudres totales » les diffractogrammes montrent une « forêt » de pic. Dès lors il n'est guère possible de déterminer tous ces pics mais nous avons pu reconnaître certains minéraux tels que :

- **goethite** dont les raies caractéristiques sont à 4,15 -4,19Å ;
- **gibbsite** caractérisée par la réflexion 4,83 – 4,85Å ;
- **anatase** qui se distingue par sa réflexion à 3,52Å ;
- **quartz** remarqué par sa réflexion principale 3, - 3,35Å ;
- **hématite** caractérisée par une réflexion intense à 2,69Å ;
- **amphibole** se distingué par une réflexion à 8,40Å ;
- **magnétite** dont le pic de réflexion est intense à 2,53Å.

4.2.3.- Minéralogie quantitative

Pour les diffractogrammes obtenus à partir d'analyse par « poudres totales », la quantification exacte des minéraux identifiés est impossible. Pour cela nous avons fait seulement une estimation semi – quantitative. Concernant les diffractogrammes des fractions inférieures 2µm, seuls les assemblages des minéraux argileux des échantillons situés entre (42,8 – 43,2m) et (43,2 – 44,6m) ont été quantifiés, en utilisant les facteurs correctifs adoptés par le laboratoire des Argiles de l'Université de Liège (tableau 15). Les valeurs quantitatives de ces 2 échantillons sont présentées sous forme de tableau (tableau 16). Soulignons que ces valeurs quantitatives ne sont que relatives.

Tableau 15 : Les facteurs correctifs

Nature de composants	Facteur correctif
Illite	X 1
(10 – 14Sm) I	X 0.7
(10 – 14c)	X 0.4
10 – (10 – 14c) – 14c	X 0.4
Smectite	X 0.25
Chlorite secondaire C ²	X 0.34
Vermiculite	X 0.34
(10 – 14v)	X 0.4
(14c – 14v)	X 0.4
Kaolinite	X 0.75
Al ₁₇	X 0.25
Serpentine	X 0.7
Amphibole	X 1

Tableau 16 : Valeurs quantitatives de 2 échantillons

	Nature des composants	Intensité(I)	Facteur correctif (f.c)	Ix f.c	% corrigé
43.2 à 44.6m Péridotite serpentinisée (début d'altération)	Al ₁₇	4	X 0.25	1	4.9
	Serpentine	9.5	X 0.7	6.65	32.5
	Amphibole	6.2	X 1	6.2	30.3
	Illite (Io)	3.5	X 1	3.50	17.1
		2.5	X 0.4	1	4.9
	10 – (10 – 14c) – 14c	4.5	X 0.34	1.50	7.3
	C ² Sm _{AL}	2.5	X 0.25	0.60	2.9
42.8 à 43.2m Saprolite grossière (SAP)	Serpentine	16.3	X 0.7	11.4	80
	Sm _{Al}	4.5	X 0.25	1.10	7.7
	Al ₁₇	3	X 0.25	0.75	7
	10 – (10 – 14) – 14c	2.5	X 0.4	1	5.3

Ce tableau ne permet pas de tirer des conclusions sur l'évolution des minéraux mais on peut cependant remarquer l'augmentation du taux de la serpentine dans la zone « saprolite» grossière.

4.2.4.- Description et résultats

Tous les échantillons des 2 profils étudiés ont été analysés par diffraction de rayons X. Les résultats de ces analyses sont portés dans le tableau 17 et les figures 25 et 26.

Tableau 17 - Résultat des analyses par diffraction au rayon X

GO	HE	AN	GI	Q	SM	SE	AM	TA	MG	IL	OL	Am	CH	Int	K	Echt	prof
+++	++	(+)	-	++	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	AMB 27	0,5
+++	+++	++	(+)	+++	-	-	-	-	-	-	-	(+)	-	-	-	AMB 26	1,5
+++	+++	++	(+)	++	-	-	-	-	-	-	-	(+)	-	-	-	AMB 23	4
+++	+++	++	++	++	-	-	-	-	-	-	-	(+)	-	-	-	AMB 24	6,5
+++	+++	++	++	++	-	-	-	-	-	-	-	(+)	-	-	-	AMB 25	9
MINERALOGIE DE LA ZONE C																	
++	++	++	+++	(+)	-	-	-	-	-	-	-	(+)	-	-	-	C.F.	2
+++	++	(+)	+++	(+)	-	-	-	-	-	-	-	(+)	-	-	-	L.R.	5
+++	(+)	-	++	(+)	-	-	++	-	-	-	-	++	-	(+)	-	L .J.	40,5
+++	-	-	(+)	++	-	-	-	-	-	-	-	(+)	-	-	-	L.J.	42
(+)	-	(+)	-	++	++	+++	-	-	-	-	++	++	-	-	-	AMB4	43,2
(+)	-	(+)	-	(+)	++	+++	++	++	(+)	-	+++	++	(+)	(+)	-	AMB5	44,6
(+)	-	-	-	-	(+)	+++	-	-	++	(+)	+++	++	-	-	-	AMB6	45
Légende : +++ : dominant ; ++ : présent ; (+) : trace ; - : absent GO : Goethite ; HE : Hématite ; AN : Anatase ; GI : Gibbsite ; Q : Quartz ; SM : Smectite ; SE : Serpentine AM : Amphibole; TA : Talc; MG : Magnétite; IL : Ilménite; OL : Olivine; Am : amorphe CH : Chlorite C ² Int : Interstratifié (10- (10-14c)-14c) ; K : Kaolinite																	

« Roche – mère » et « saprolite grossière » ou « niveau d'altération pistache »

Les diffractogrammes montrent la prédominance des minéraux silicatés (olivine, serpentine). Ils révèlent aussi la présence de magnétite. L'ilménite, la smectite, la goëthite et les interstratifiés sont présents à l'état de trace. Au niveau 43,20 – 44,60m, correspondant à la péridotite serpentinisée très légèrement altérée apparaissent le talc, l'amphibole, la chlorite secondaire et le quartz. Ce quartz qui est présent dans les échantillons du profil sauf dans la roche – mère fraîche s'identifie sur base de réflexion à 3,55 – 3,43Å (fig.25a).

Les goëthites apparaissant à la base de profil à l'état de trace sont mal cristallisées. Au sommet de la « saprolite grossière » commence l'individualisation de la goëthite. On y remarque aussi la présence de la gibbsite. La présence des amorphes très remarquée à la base du profil se caractérise par la remontée spectaculaire du bruit de fond (fig. 25b).

Au sommet de la saprolite grossière, l'olivine tend à disparaître tandis que les minéraux serpentineux maintiennent leur stabilité.

« Latérite jaune » ou « saprolite fine »

Les silicates primaires sont totalement disparus, tandis que les silicates secondaires néoformées (talc, amphibole) sont stables dans le niveau inférieur de la saprolite fine (39,5 – 40,5m.). A partir de ce niveau, les goëthites commencent à montrer leur abondance. Elles sont toujours mal cristallisées comme le montre la largeur de raies de diffraction de rayon X (fig. 25c). L'hématite, qui n'était pas discernée à la diffraction de RX à la base du profil, fait son apparition mais encore à l'état de trace.

« Latérite rouge » et « cuirasse »

Les deux profils montrent la prédominance de la goëthite dans la partie supérieure du profil. A côté de cette goëthite se distingue la présence et parfois même l'abondance de l'hématite.

Pour le profil « S 1 », la présence et l'abondance de la gibbsite dans les 4 niveaux sont remarquables, tandis que le quartz et les amorphes sont à l'état de trace (fig 26b).

Pour le profil « C », au niveau « cuirasse », l'échantillon AMB 26 révèle l'abondance de la goëthite, hématite et quartz (fig 26a). L'anatase est également présente, contraire à l'observation réalisée dans le profil « S1 », la gibbsite est peu développée dans le profil « C ».

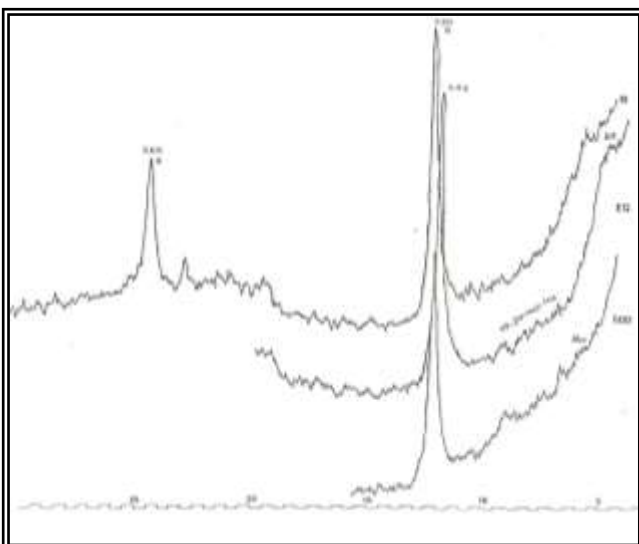


Figure 25b : Diffractogramme RX du saprolite grossière

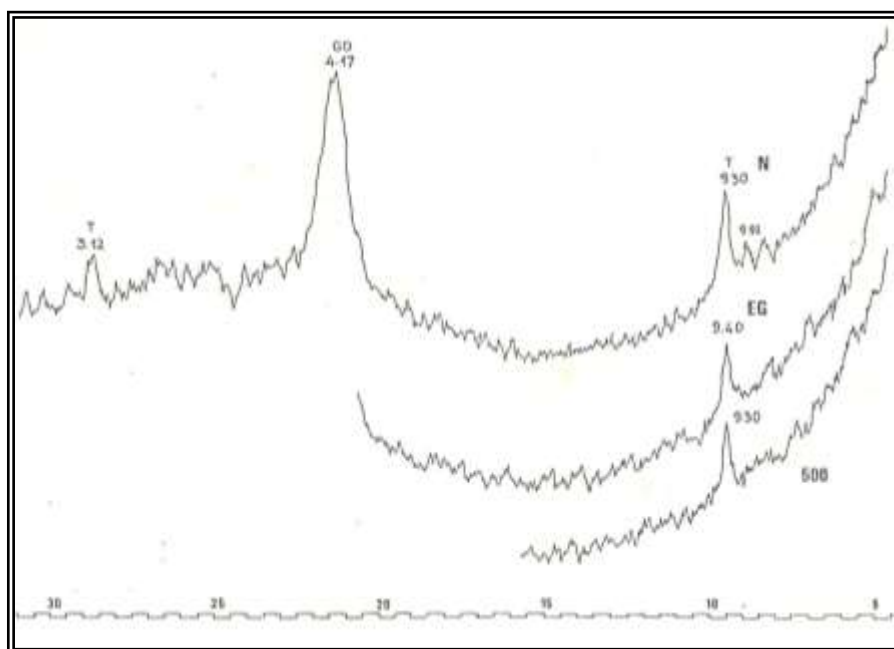


Figure 25c : Diffractogramme RX du saprolite fine

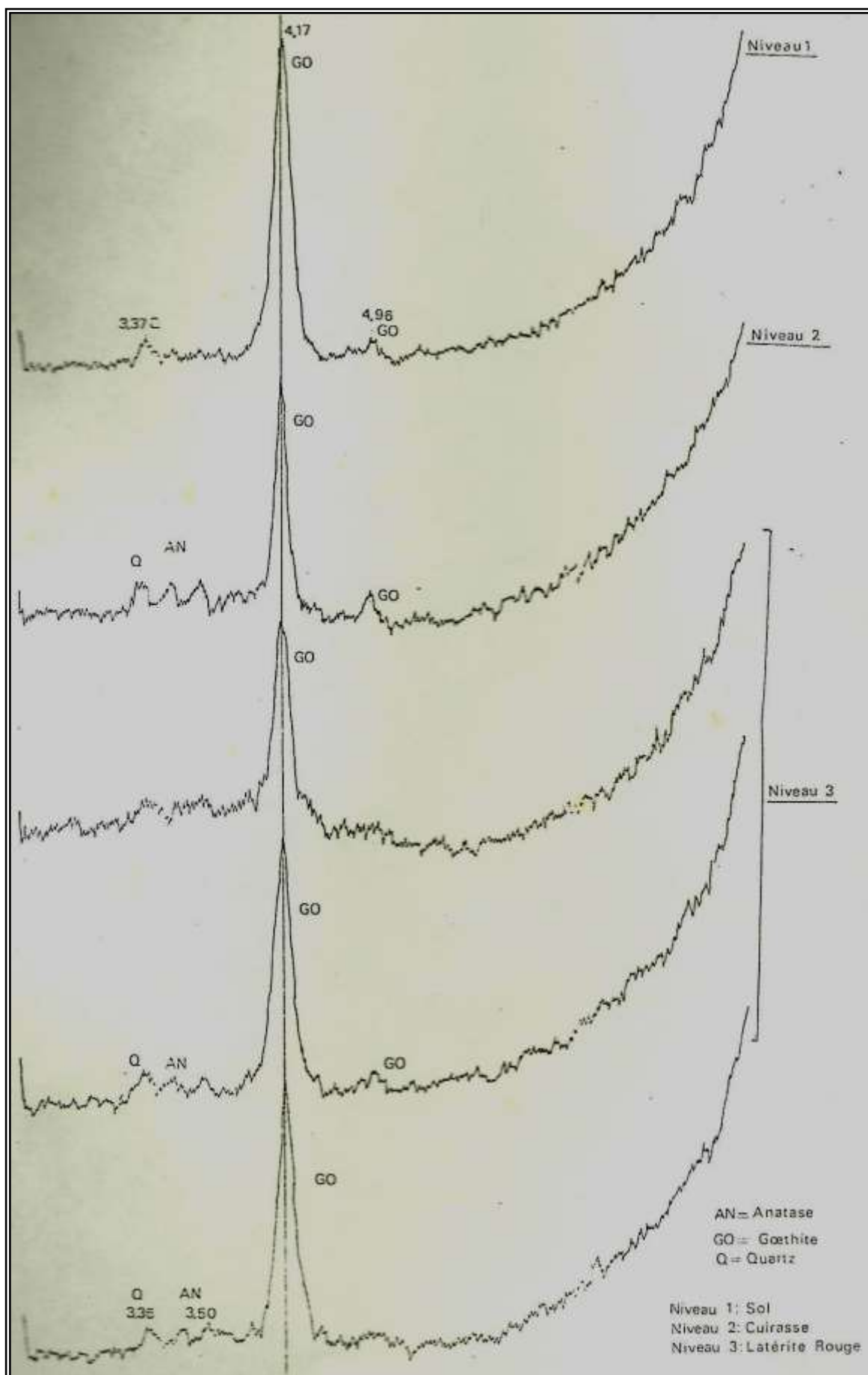
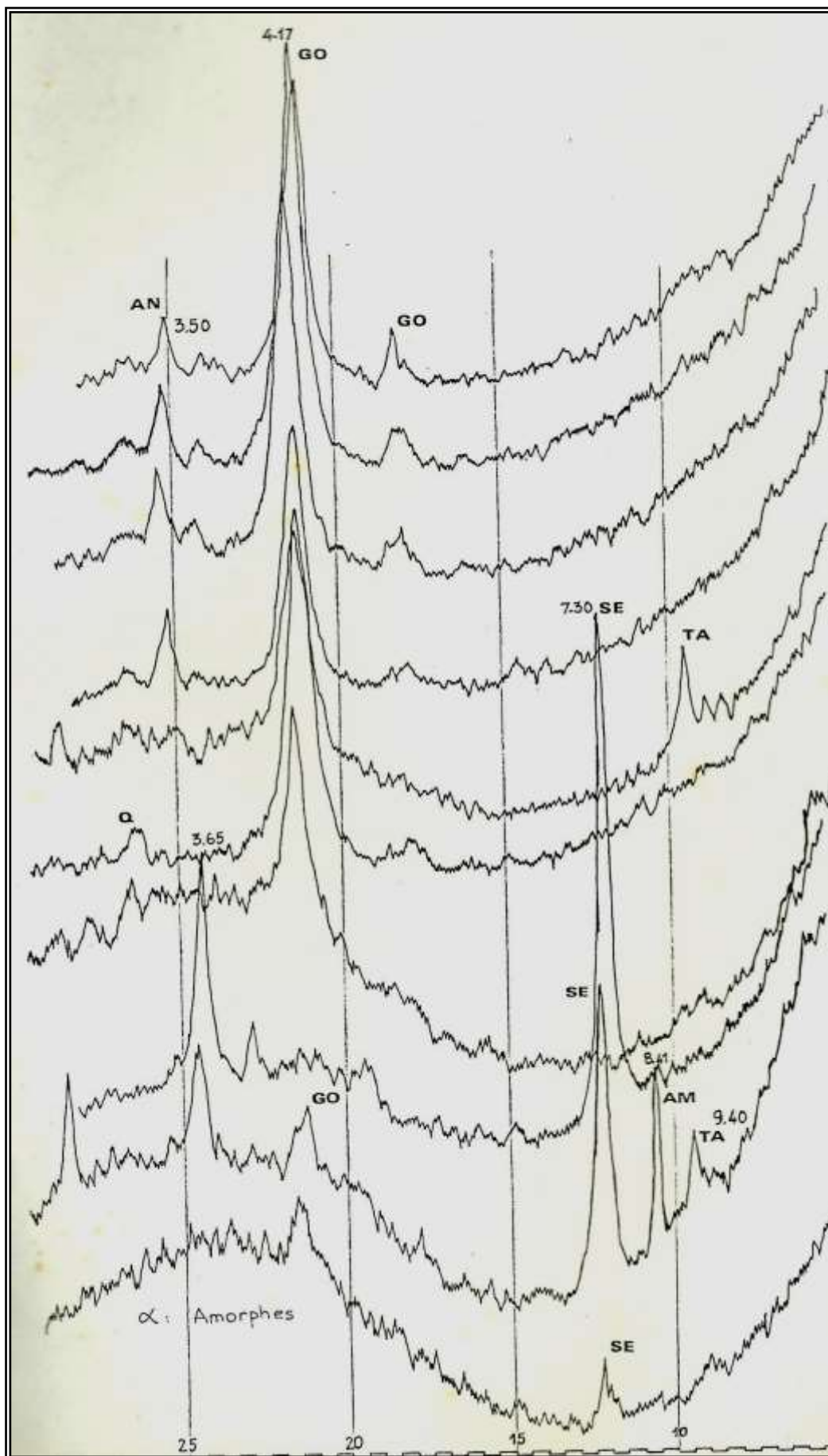


Figure 26a : Diffractogramme RX du profil « Zone C »



Cuirasse

Latérite

brun violacée

brun jaunâtre

Latérite jaunâtre

Saprolite fine

Saprolite
Grossière

Péridotite
sérpentinisée

Q = Quartz
GO= Goethite
AN= Anatase
SE= Serpentine
AM= Amphibole
TA= Talc

Roche mère

Figure 26b : Diffractogramme RX du profil « S1 »

4.2.5.- Discussions partielles

Le bruit de fond élevé à la base du profil « S1 » révèle la présence abondante des produits amorphes qui évoluent partiellement en smectite mal cristallisée type **nontronite**.

Ces observations correspondent aux propos de BESSET (1978) pour qui la présence de substances amorphes à la base du profil caractérise une amorphisation et silicification de la goëthite.

TRESCASE (1975) note que l'hydrolyse des noyaux d'olivine provoque la précipitation d'oxydes hydratés amorphes. La plupart des auteurs ont décrit l'altération de l'olivine en smectite type nontronite SHERMAN et UEMARA (1956), WLLSHIRE (1958)...

L'analyse par diffraction de rayon X montre la stabilité des minéraux serpentineux. Cette stabilité est matérialisée par l'individualisation des pics de minéraux serpentineux à des stades plus avancés de l'altération en l'occurrence dans le niveau supérieur de la « saprolite grossière ».

La disparition de l'olivine dans notre cas est concomitante de l'apparition des produits néoformés comme le « **talc nickélique** » ou « **Willemseite** » et la « **Chlorite secondaire** ».

D'après TRESCASES(1975), le talc et la chlorite sont absents dans le profil sur **DUNITE**, ils sont spécifiques de l'Enstatite. Le fait que nous avons observé dans notre étude (apparition des produits néoformés tels que talc, chlorite) n'est pas conforme à ces observations de TRESCASES.

La prédominance de la goëthite dans la partie supérieure des profils a été notée également par des nombreux auteurs. SEGALIN (1964) rapporte que les produits ferrugineux se présentent sous forme cristallisée ou amorphe, ou seront inclus dans des molécules complexes.

Suite à l'altération météorique, les minéraux ferromagnésiens de la roche – mère sont remplacés progressivement par des minéraux néoformés tels les oxyhydroxydes de Fe ou d'Al, Smectite, Quartz et les oxydes de Mn (TRESCASES, 1975 ; PELLETIER, 1983).

En résumé, les silicates primaires (olivine et serpentine) sont rapidement détruits lors de l'altération. L'olivine qui est le premier minéral altéré, abandonne des produits amorphes, d'où l'importance et l'abondance des amorphes à la base du profil. Les minéraux serpentineux résistent beaucoup plus que l'olivine et lors de leur destruction ils laissent aussi des résidus amorphes.

Les silicates secondaires néoformés comprennent le talc, le chlorite secondaire et l'amphibole et se rencontrent dans le niveau inférieur de la « latérite jaune ».

Les oxyhydroxydes, en l'occurrence la goëthite, prédominent la « zone limonite ». Ces goëthites présentent le terme ultime de l'évolution de péridotite en surface.

4.3.- ANALYSE PETROGRAPHIQUE

Pour mieux suivre l'évolution de l'altération de la roche – mère serpentinisée et d'identifier les différents constituants afin d'établir les paragenèses minérales, nous avons utilisé le microscope polarisant en lumière transmise et en lumière réfléchie.

Ainsi pourrions- nous décrire certaines phases minérales porteuses d'un tel élément avec ses caractères optiques ?

Des lames minces et des sections polies ont été taillées dans les échantillons à la base du profil tels qu'AMB 4, AMB 5, AMB 6. Et pour les échantillons terreux (AMB 23, AMB 24, AMB 25) et les cuirasses ferrugineuses (AMB 11, AMB 26 du haut du profil Zone C) ils sont taillés en sections polies.

4.3.1.- Description des minéraux en lumière réfléchie

Les minéraux opaques ont été observés sur des sections polies en lumière réfléchie avec un microscope polarisant type « OLYMPUS ». L'objectif x 10 est utilisé pour avoir une vue d'ensemble de la section, mais pour les détails nous avons utilisé les objectifs x 40 ou x 50.

Section polie AMB 6 (péridotite serpentinisée)

Les noyaux d'olivine (gris clair), dont les bordures sont plus au moins corrodées, sont isolés par de doubles cloisons serpentineuses (gris moyen) plus ou moins épaisses (Figure 27).

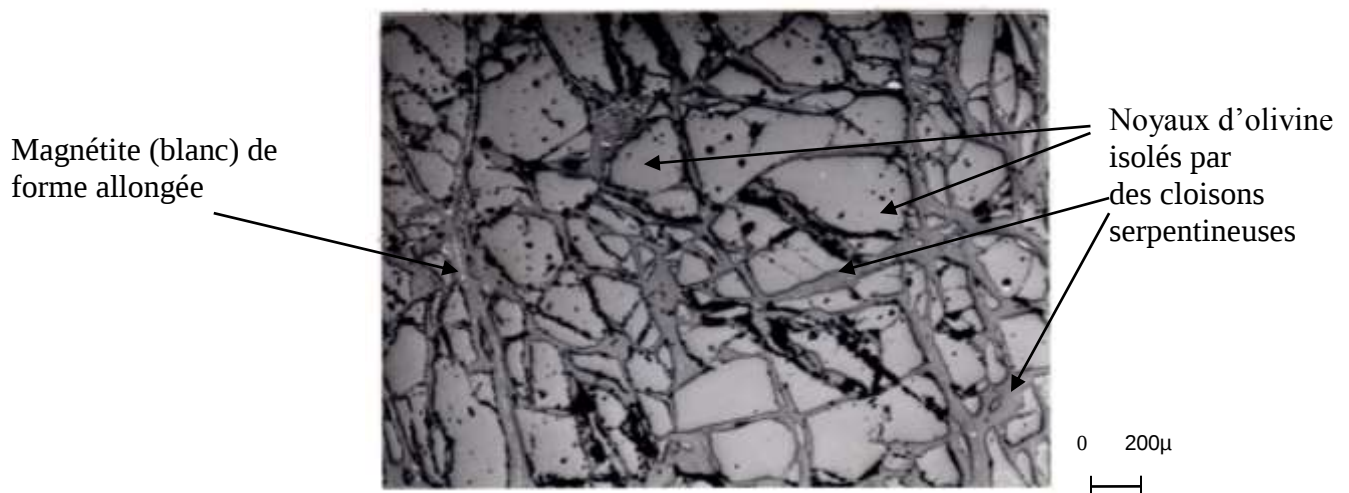


Figure 27: Vue d'ensemble des noyaux d'olivine légèrement corrodés en bordure mais isolés par des cloisons serpentineuses

Dans le plan axial de ces cloisons serpentineuses est accumulée la magnétite (blanc) sous forme de lignées (allongées) ou sous forme cubique (Figure 27).

Au sein de cette section polie, le degré d'altération ou de déformation des minéraux diffère d'un endroit à un autre. Là où il y a abondance de ces matières bruns jaunâtres (sombre), les bordures de filonnets serpentiniteux sont assez corrodées et leurs épaisseurs ont tendance à s'amenuiser et que les grains de magnétite, rencontrés à l'état frais contour net et automorphe, commencent à être corrodés et dans certains cas, la magnétite est légèrement altérée en maghémite (Figure 28). Ces matières brunes et jaunâtres (sombres) sont des produits ferrugineux libérés lors de l'altération de l'olivine.

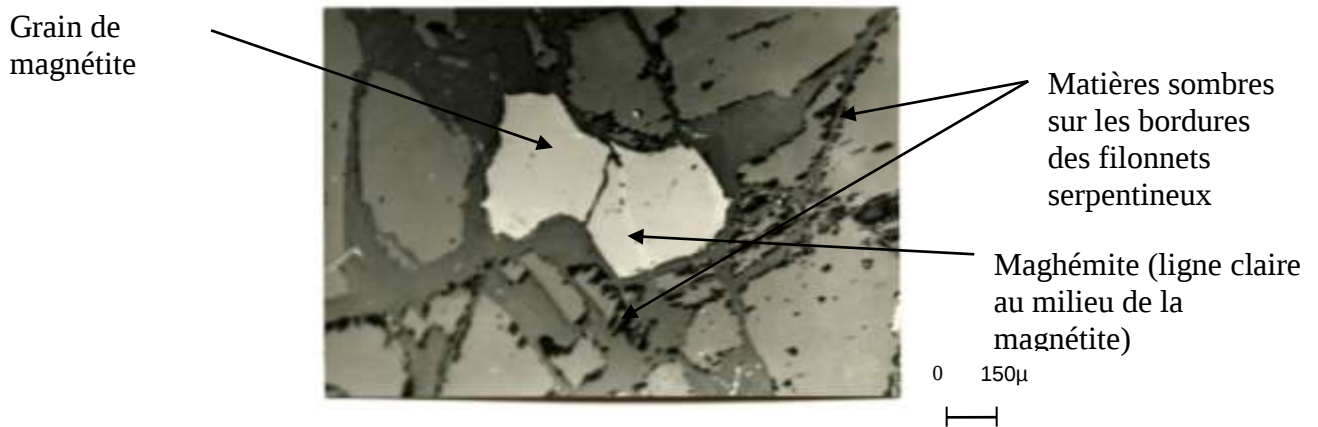


Figure 28 : Un grain de magnétite à contour net et filonnets serpentiniteux à bordure +/- corrodés

Toujours dans le plan axial de ces cloisons serpentiniteuses, on observe des rares cristaux blancs constitués d'hématite qui proviennent d'une phase de remplacement de la magnétite en hématite (phénomène de martitisation) et au fort grossissement x 50 de cristaux de pyrite placés à côté de la magnétite (Figure 29) .

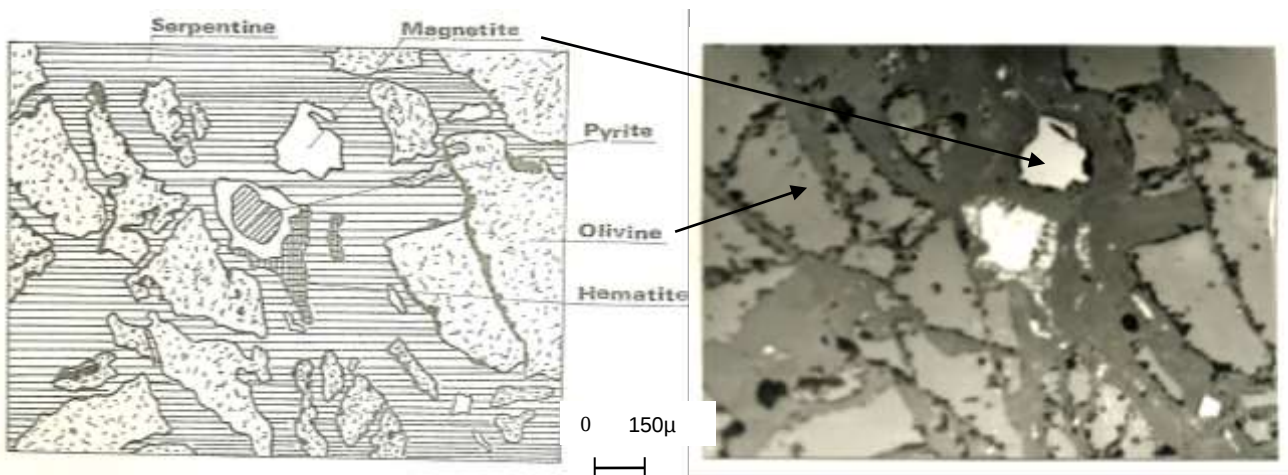


Figure 29 : Les cristaux d'hématite, magnétite et de pyrite au fort grossissement de l'échantillon AMB6

Sections polie AMB 5 (sapolite grossière)

Dans cette section, le réseau serpentiniteux est beaucoup moins marqué que dans AMB 6, mais les noyaux d'olivines possèdent des nombreux petits trous, à part les craquelures. Ce sont des trous de dissolutions de l'olivine. Des petits granules de magnétites (blanc) abondent la plage, ils sont disséqués en bordure et ne sont plus automorphes. Leur dimension diminue par rapport à celle de AMB 6 (Figure 30).

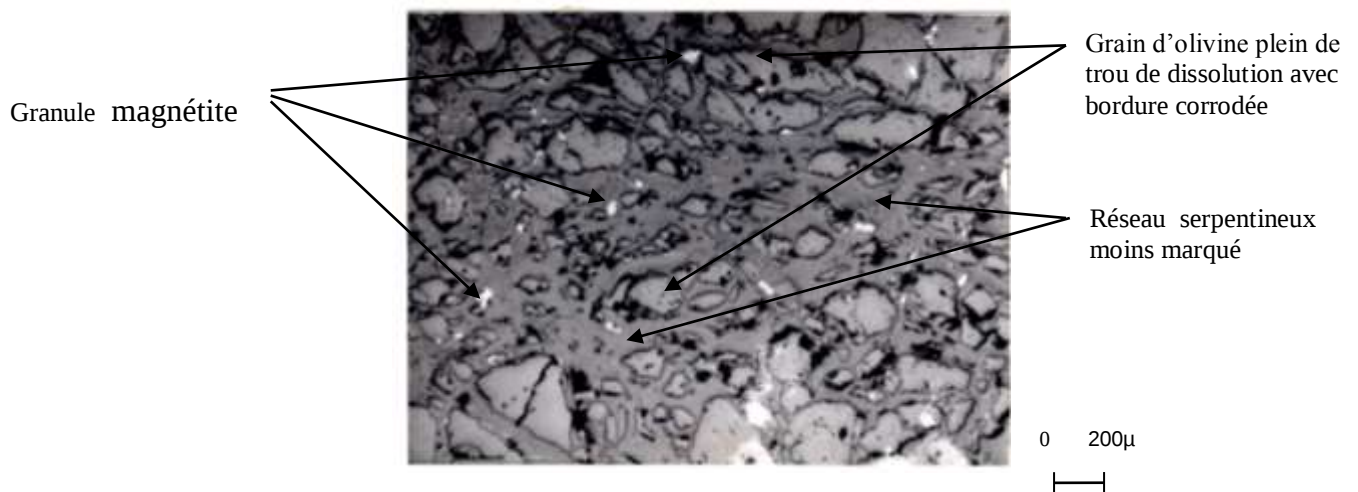


Figure 30: Stade avancé de l'altération de l'olivine

Cette section nous montre l'évolution de l'altération d'un grain d'olivine dont le produit final obtenu est la goëthite. Cette altération commence en bordure de grains d'olivine puis il y a épigénisation progressive de l'olivine par l'hydroxyde de fer (goëthite).

Nous avons observé de grains mixtes de magnétite - ilménite dont le contact est marqué par un cordon d'hercynite $\text{Fe Al}_2 \text{O}_4$ et des exsolutions d'ilménite dans la magnétite (figure 31).

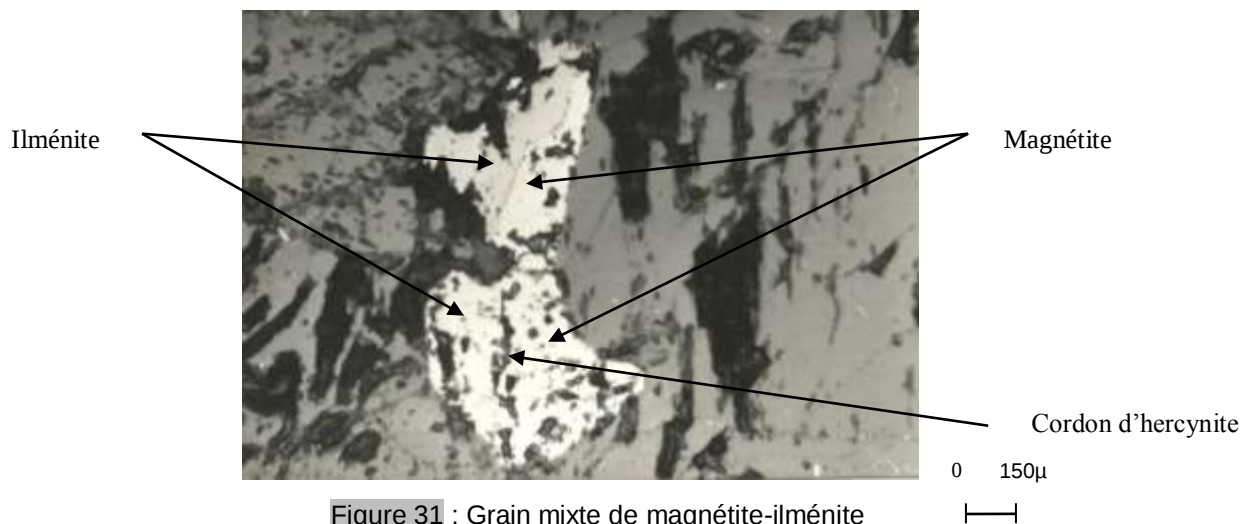


Figure 31 : Grain mixte de magnétite-ilménite

Dans l'ensemble, l'ilménite est encore à l'état frais et se présente sous forme de baquettes. De très rares exsolutions de spinelles dans la magnétite ont été aussi observées ainsi que des grains sulfurés polyphasés qui s'altèrent et évoluent vers la goëthite (Figure 32). Quelques points verts de dimension 10μ à peu près ont été remarqués au sein des noyaux d'olivine, ceux – ci représentent des « mouches » de garniérite.

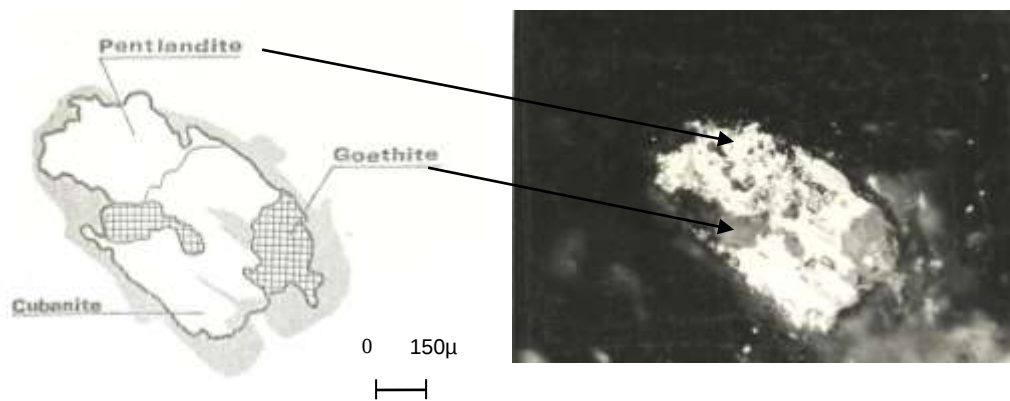


Figure 32 : Un grain sulfuré (pentlandite et cubanite) évoluant vers la goethite

Section polie AMB 4

Cette section nous montre des réseaux serpentineux beaucoup plus importants et leurs contours sont corrodés et teintés par des matières brunâtres (hydroxyde de fer).

C'est le début d'altération de ces filonnets, cependant dans d'autres endroits, l'altération est déjà plus poussée car les filonnets sont fortement dégradés et que les grains d'olivines sont plus ou moins disparus et pseudomorphisés par ces matières brunâtres constituées d'hydroxydes de fer.

Les granules de magnétite qui étaient automorphes subissent aussi la corrosion à leur bordure et parfois même craquelées. Quelques cas montrent une martitisation.

A côté de ces minéraux : olivine, serpentine, magnétite, hématite et hydroxyde de fer, on a observé surtout au fort grossissement, de grains sulfurés à pouvoir réflecteur élevé par rapport à la magnétite (figure 33). Ce sont : Pyrite, Pentlandite, Pyrrhotine. La pentlandite est remplacée soit par la Bravoite, soit par de la violarite. Ces grains de pentlandite sont disséminés dans les filonnets serpentineux.

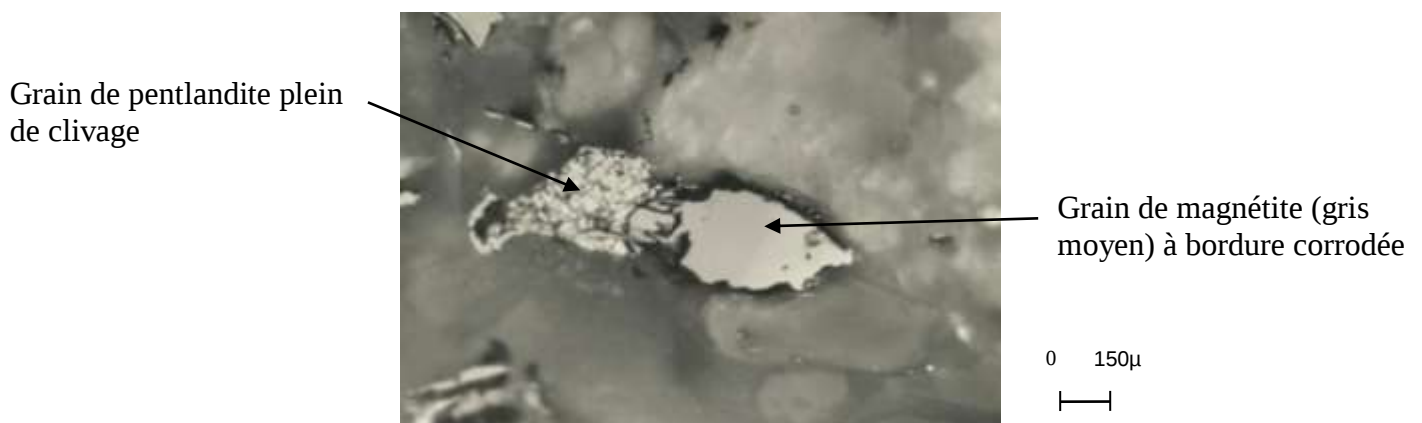


Figure 33: Association des grains d'oxyde de fer (magnétite) et de sulfure (pentlandite)

Section polie AMB 26 (cuirasse ferrugineuse)

Une vue d'ensemble nous permet de dire que la section est remplie de structures nodulaires qui sont essentiellement constituées de goëthites (figure 34).

Des matières collomorphes sous forme de fibres constituent la partie extérieure de ces nodules et selon BESSET (1978), ce sont des gels ferriques.

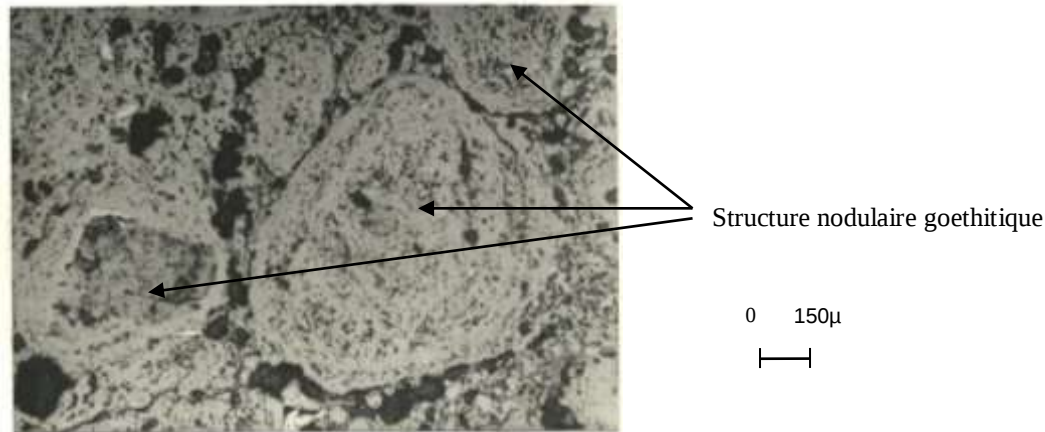


Figure 34 : Cuirasse ferrugineuse sous forme nodulaire

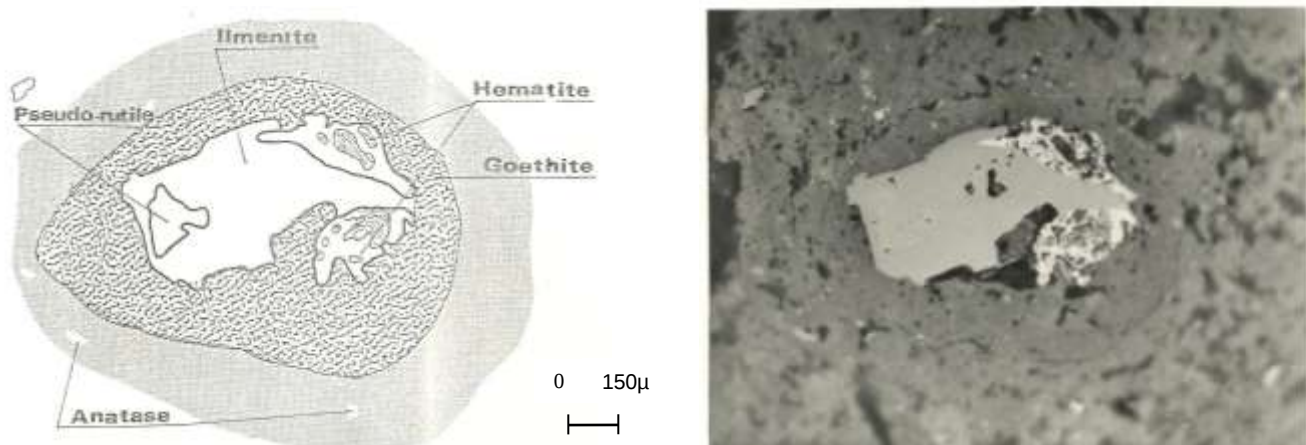


Figure 35 : Les différents composants de la structure nodulaire au fort grossissement : goëthite, hématite, magnétite.

Ces structures nodulaires sont parfois jointives et cimentées par des imprégnations hématitiques.

On observe parfois des cristaux de pyroxène ou d'ilménite au centre de ces nodules. L'ilménite, soit à l'état frais, soit remplacé progressivement par de l'hématite qui forma alors des agrégats poreux, sa structure devient alors squelettique. L'évolution de l'ilménite vers l'anatase à contours polygonaux a été observée.

Dans l'ensemble de la section, l'ilménite encore fraîche prédomine sur l'ilménite à l'état de transformation. Des exsolutions d'ilménite dans la magnétite ont été observées. Ces magnétites possèdent des nombreuses fissures où tapissent de goëthites ou de grains de garnierite (figure 36).

Des grains de quartz qui forment en certains endroits une petite concentration. Ces grains automorphes présentent deux faciès : soit sous forme allongée, soit sous forme losangique. Ce sont des produits de néoformation (Figure 40).

En fait, dans cette section polie, c'est la goëthite qui prédomine ; la magnétite et l'hématite sont en voie de transformation ou déjà transformées en goëthite. Et à côté de ces évolutions magnétite – hématite – goëthite, l'ilménite qui est pour la plupart encore intacte et présentant une structure plus ou moins automorphe dans l'ensemble, est aussi assez fréquente dans la section (figure 35).

Section polie AMB 11 (cuirasse ferrugineuse)

L'ensemble de la plage de couleur grise est constitué de goëthite. On voit des structures concentriques qui indiquent une phase d'altération et dont le pourtour est constitué de fibres (gel ferrique).

Des grains, souvent automorphes d'ilménite et encore à l'état frais, sont disséminés dans cette plage de goëthite.

La magnétite fraîche ne se rencontre pas dans la section, elle est déjà oxydée et se transforme en hématite (martitisation) qui est aussi à l'état de transformation vers la goëthite. La figure 36 montre un fantôme de magnétite complètement altéré en hématite et qui donne une texture particulière appelée « martite ». Et dans le plan de clivage d'ilménite, on voit des grains d'hématite qui sont en voie de dégradation pour donner de la goëthite.

En fait au fort grossissement, on peut déterminer trois phases :

- la phase magnétite – hématite – goëthite (figure 36) ;
- la phase hémio – ilménite ;
- la phase ilménite – magnétite – maghémite.

On n'a pas remarqué la décomposition d'ilménite vers l'anatase.

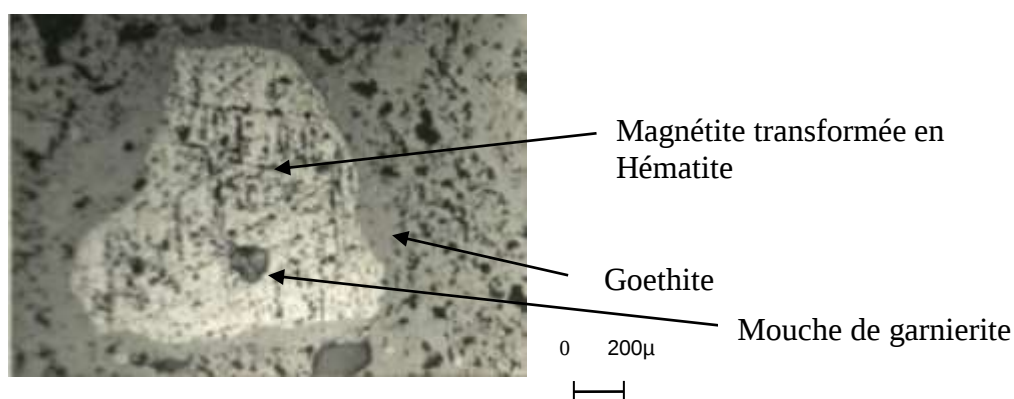


Figure 36: Structure (111) résiduelle de magnétite transformée en hématite dans une plage de goëthite

Section polie AMB 25 – AMB 24 – AMB 23

Pour les échantillons terreux (latéritiques), des grains de dimensions variables et de formes différentes sont répartis dans une matrice résineuse. En général ces grains sont plus ou moins arrondis à contour régulier et fortement corrodés. L'ensemble de la plage est dominée par la goëthite caractérisée par des réflexions internes rouges très abondantes et dans certaine plage on peut distinguer de granules d'or (figure 37). Ces goëthites présentent de structures nodulaires souvent jointives (figure 34). Certains grains sont très dégradés et possèdent une structure squelettique ou spongieuse car on y remarque beaucoup de trous, de pores et de nombreuses fibres fines. Quelques grains d'anatase de forme cubique peuvent se rencontrer dans cette structure vacuolaire (figure 38). Dans certains endroits, la réflexion interne est quelquefois jaunâtre. Ce qui indique une autre variété d'hydroxyde de fer, le « stilpnosidérite »*. Quelques cristaux d'hématite sont observés dans cette masse de goëthite. Ils sont corrodés et subissent de « lessivage », de transformations, d'où leur structure vacuolaire ou spongieuse (figure 38).



Figure 37 : Granule d'or (blanc) dans une matrice latéritique (goëthite)

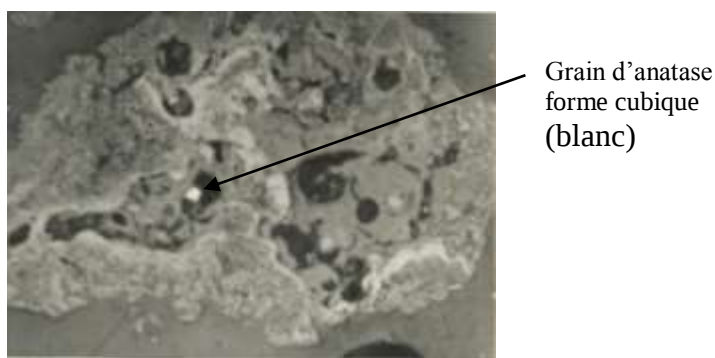


Figure 38 : Structure spongieuse de goëthite

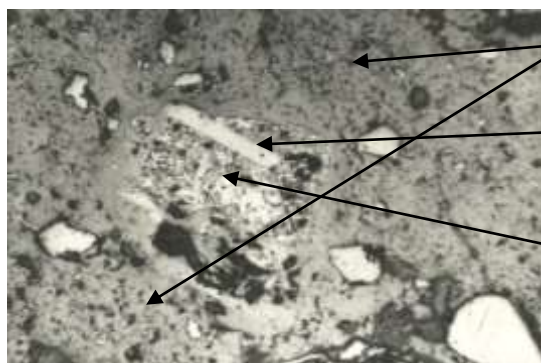


Figure 39 : Grain complexe à structure nodulaire

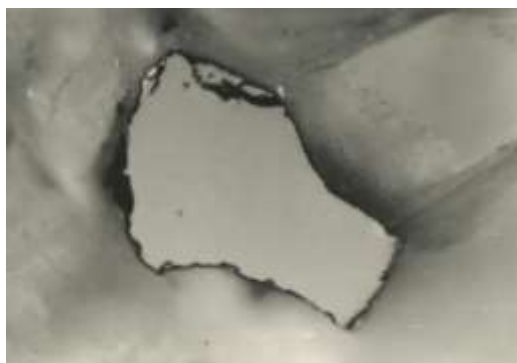


Figure 41 : Un grain de chromite dans la masse goëthitique

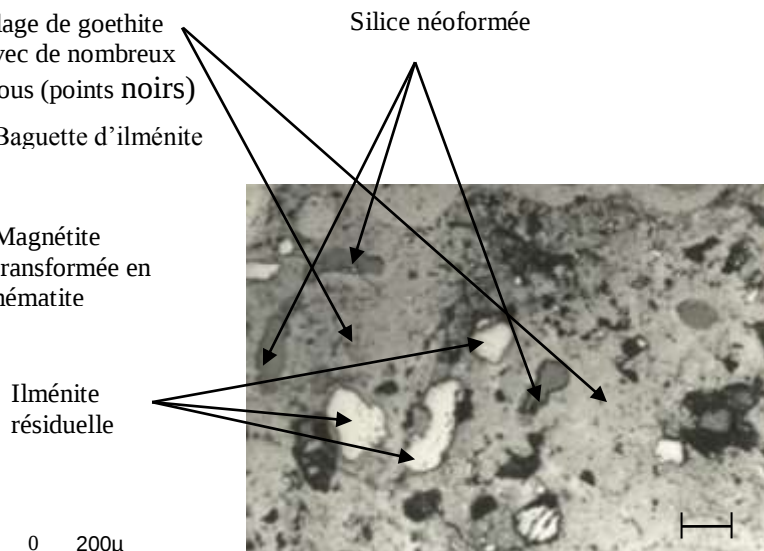


Figure 40 : Grains de silice et d'ilménite noyés dans la goëthite

D'après NALOVIC (1971) **Stilpnosidérite** est un hydroxyde hydraté de fer auquel on attribue la formule $Fe_2O_3 \cdot n H_2O$ et le qualificatif « amorphe » de par ses propriétés physiques.

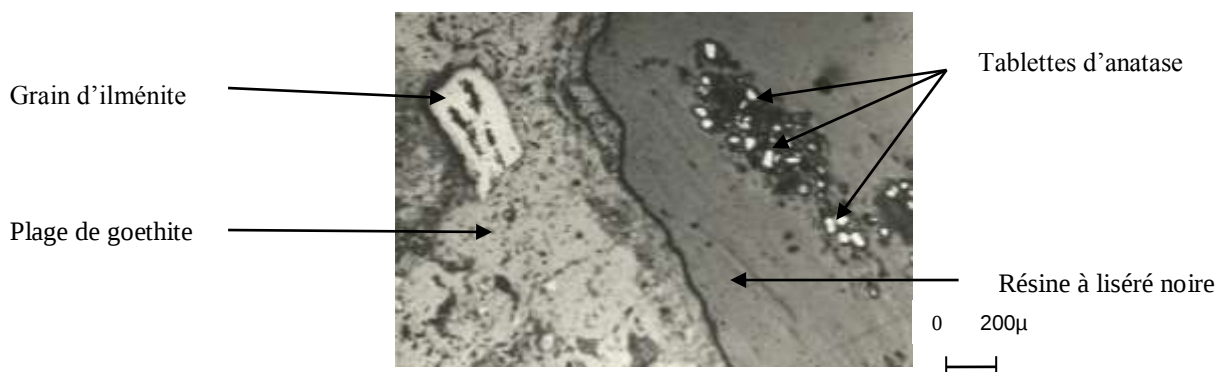


Figure 42 : Libération et reprise des anatases dans la résine lors du polissage

De structures résiduelles d'hématite qui nous montrent la phase de remplacement de l'hématite à la goëthite. A l'intérieur de nombreux grains (goëthite) à contour plus ou moins régulier, on voit des nombreux filonnets gris qui sont en forme de fibres. Ce sont des produits amorphes colloïdaux présentant une alternance de filonnets bruns et de filonnets gris clairs. Des grains d'ilménite encore intacte sont observés dans certaines plages, mais dans la plupart des cas, ils présentent de craquelures et sont corrodés en bordure. La structure résiduelle d'ilménite transformée en hématite et l'existence de fantômes de magnétite, d'hématite et d'ilménite sont encore reconnaissables même si c'est fortement dégradée et transformée en goëthite.

Dans certaines fissures on rencontre de petits points verts de garniërite. Des cristaux d'anatase blanc en L.N. (figures 38,42), en forme de fer de lance ou cubique ont été observés, ainsi que des rares granules d'or et de grain de chromite (figures 37, 41) noyé dans une matrice latéritique (masse goëthitique). Dans la figure 42, le grain d'ilménite est quasi intact surtout la bordure mais les anatases sous forme cubique sont facilement libérées de la masse goëthitique par polissage.

4.3.2.- Description des minéraux en lumière transmise

L'observation des minéraux transparents a été faite sur les échantillons AMB 4, AMB 5 et AMB 6 qui sont constitués de péridotites serpentinisées plus ou moins altérées. La détermination est faite avec un microscope polarisant « ZEISS ».

Echantillon AMB 6

L'observation au microscope nous montre essentiellement des cloisons serpentineuses, des noyaux d'olivine et des minéraux opaques (Figure 43).

Les minéraux serpentineux se présentent en fibres allongées d'apparence amorphe et sont de deux espèces : une espèce lamellaire longue et épaisse ; une espèce de fibres perpendiculaires à la première. Ces fibres de serpentines en elles – mêmes sont représentées par des alternances de fibres de couleurs brunâtre et jaunâtre.

Et en général les bordures de ces minéraux fibreux sont brunâtres.



0 200μ



Figure 43 : Noyaux d'olivines entourés par des cloisons serpentineuses

Au fort grossissement les craquelures au sein des grains d'olivine sont constituées essentiellement des fibres brunâtres correspondant aux oxyhydroxydes ferriques amorphes.

Et à l'intérieur des minéraux fibreux serpentineux se trouvent des lignées de minéraux opaques sous forme allongée et quelquefois ces cristaux opaques sont automorphes.

Les noyaux d'olivines sont isolés par des cloisons serpentineuses, parfois leurs bordures sont colorées par une matière brunâtre. Des nombreux minéraux opaques sous formes allongée et sous forme cubique suivent le plan axial de réseau serpentineux.

Echantillon AMB 5

Cette lame mince et surtout caractérisée par l'abondance des trous de dissolution de l'olivine (figure 44)

L'épaisseur des minéraux serpentineux fibreux est très réduite et ces minéraux sont fortement colorés en brun et en général ils forment de « réseau maillé perpendiculaire » (figure 44). Mêmes les olivines à structure grenue ont des teintes brunâtres dans certains endroits de la lame.

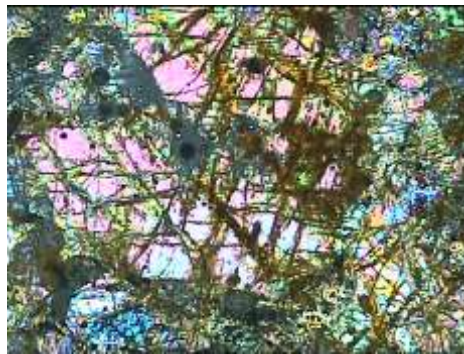
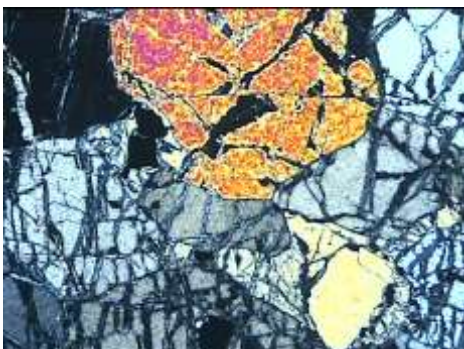


Figure 44 : Fibres serpentineux en réseau maillé perpendiculaire



0 200μ



Figure 45 : Un grain d'olivine à bordure corrodée

L'altération de l'olivine se manifeste par la corrosion en bordure de grain (Figure 45).

A part de ces grains d'olivine et ces cloisons serpentineuses on rencontre aussi dans cette lame d'autres minéraux tels que :

- Le pyroxène facilement distingué de l'olivine par sa couleur brun foncé à brun clair (L. N) et surtout par son clivage et son extinction droite. C'est de l'Enstatite.

- l'amphibole très remarqué avec son clivage losangique et par sa couleur jaune un peu brunâtre (L .N).

Ces minéraux sont parfois recoupés par des fibres serpentineuses, et dans le plan de ses clivages on observe des teintes brunâtres.

Echantillon AMB 4

L'épaisseur des fibres serpentineuses est réduite par rapport à celle de AMB 6 mais elles sont beaucoup plus abondantes et que leurs bordures sont fortement corrodés dans la plupart des cas.

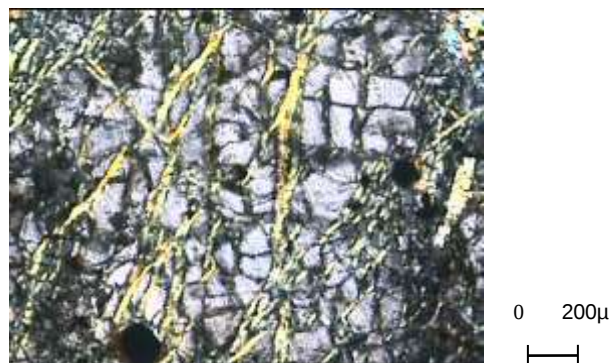


Figure 46 : Stade avancé de l'altération

Les contours des olivines sont dans la plupart de cas fortement dégradés et corrodés (Figure 46) en abandonnant un résidu d'hydroxydes de fer qui envahit progressivement le plan de clivage des olivines, c'est le début de l'altération. Petit à petit ces hydroxydes de fer remplacent l'olivine qui finit par disparaître et laisser la place aux hydroxydes de fer partiellement cristallisés en goëthites. Les réseaux serpentineux sont à leur tour altérés d'abord leurs axes ou leurs clivages sont envahis par des produits ferrugineux qui rendent les fibres serpentineuses rougeâtres. Puis les filonnets serpentineux deviennent nettement dégradés en abandonnant des oxyhydroxydes ferrugineux d'abord amorphes et qui cristallisent progressivement en goëthite qui est la phase ultime de l'évolution de l'altération de roche péridotite serpentinisée.

4.3.3.- Discussions partielles

L'observation au microscope optique (en lumière réfléchie surtout) nous a permis de suivre les transformations successives des minéraux silicatés primaires qui sont due à l'altération hydrothermale et superficielle.

Comme la roche mère est une péridotite serpentinisée (Dunite serpentinisée), nous allons suivre l'évolution de l'olivine, des minéraux serpentineux et aussi, des oxydes de fer et de titane.

L'olivine est le plus souvent, partiellement et parfois totalement, transformé en serpentine.

Cette transformation qui a lieu en profondeur est connue sous le nom de transformation **hypogène**, elle est due à l'altération hydrothermale (BENSON, 1918 ; BOWEN et TUTTLE, 1949 ; AVIAS, 1949 ; HESS, 1955 ; TURNER et VERHOOGEN, 1960...).

Au début les cristaux de l'olivine sont de tailles très variable et plus ou moins automorphes avec des craquelures et séparés par des cloisons serpentineuses.

Puis l'olivine commence à être altérée. Cette altération se manifeste par la corrosion de la périphérie qui laisse parfois des vides qui sont envahis par des produits ferrugineux brunâtres. Ces substances ferrugineuses s'accumulent dans les facteurs qui pénètrent les minéraux, entraînant ainsi la fragmentation des noyaux d'olivine en petits nodules résiduels noyés dans une masse fortement colorée par des hydroxydes de fer.

Suivant TRESCASSES (1975), BESSET, (1978) ; PELLETIER (1983) ; l'olivine est pseudomorphosé en oxyhydroxydes ferriques.

Tandis que les cristaux d'olivine disparaissent partiellement ou totalement, les cloisons serpentineuses commencent à s'altérer. Du matériel ferrugineux issu d'hydrolyse des cristaux d'olivine, vient pigmenter d'abord les contours de ces cloisons serpentineuses, puis les plans de clivages.

Le réseau serpentineux se teinte de plus en plus, on assiste donc à un remplacement progressif du réseau par du matériel ferrugineux. C'est dans l'horizon supérieur « saprolite fine » que la serpentine achève sa disparition mais son fantôme ferrugineux subsiste et évolue progressivement vers la goëthite.

La magnétite qui se trouve dans le plan axial du réseau serpentineux subit aussi une transformation dite « martitisation ». L'hématite dans le dernier stade d'altération s'est évolué en goëthite. On remarque aussi l'apparition de quartz néoformé. L'ilménite est parfois intacte au cours de l'altération sauf que leur bordure est corrodée et elle s'évolue aussi vers l'anatase. Cette évolution se passe dans la partie supérieure de profil.

Nos observations sont conformes à celles des autres auteurs (PELLETIER, 1983 ; TRESCASSES, 1979 ; NAHON, 1979).

En bref, l'olivine est le premier minéral touché par l'altération et les produits finaux de son altération **supergène** sont essentiellement des oxyhydroxydes ferriques. Vient ensuite la serpentine qui subsiste assez longtemps dans les saprolites et permettant ainsi à la préservation de la structure originelle des péridotites. Sa destruction progressive évolue vers la goëthite (oxyhydroxyde ferrique).

Donc on peut se résumer schématiquement l'évolution de l'altération de la « dunite serpentinisée » comme suit:

- olivine + serpentine ;
- olivine + serpentine+ minéral phylliteux (type nontronite) + gels silico-ferriques ;
- serpentine + gels ferriques ;
- oxyhydroxydes ferriques.

La figure 47 ci-après illustre cette évolution et notre observation est conforme aux nombreux travaux réalisés antérieurement concernant la progression de l'altération dans les minéraux ferro-magnésiens.

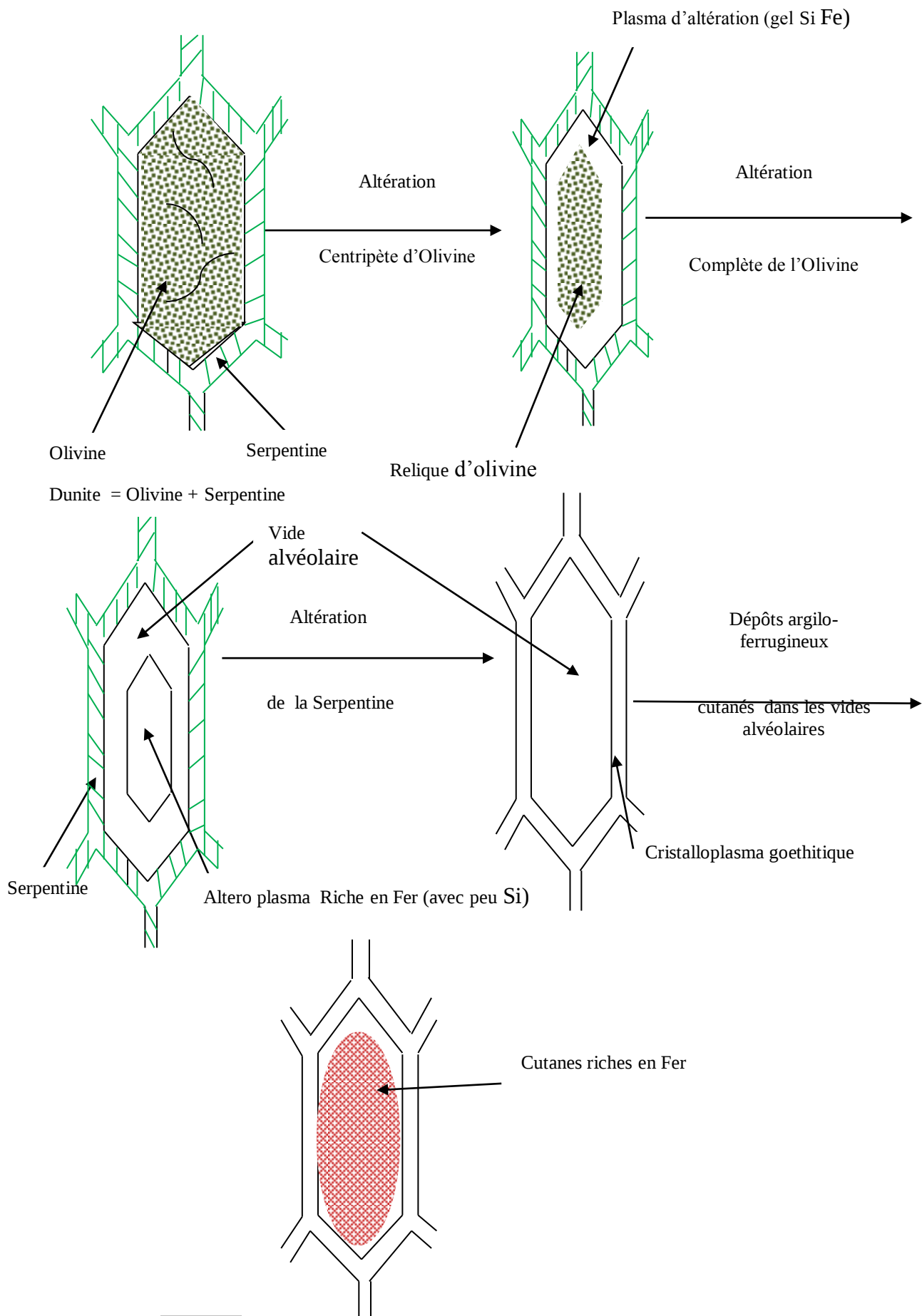


Figure 47 : Schéma d'évolution de l'olivine et des cloisons serpentineuses
(Dunite serpentinisée)

4.4.- ANALYSE CHIMIQUE

Les échantillons AMB11, AMB17, AMB23, AMB24, AMB25, AMB26 et les différents niveaux du sondage S1 sont analysés par spectrométrie au sein du laboratoire de Géochimie à l'UCL en Belgique, tandis que les échantillons des points de sondage AMB219, AM210-610 et DAM134 sont analysés par la méthode ICP-OES. Des données d'analyse chimique effectuée par le Service Géologique, en 1961 sur des échantillons recueillis soit par talutage, soit par puits, complètent cette série d'analyse chimique.

Le laboratoire de Géochimie de l'Université Catholique de Louvain-la-Neuve a mis au point une méthode de dissolution spécifique des échantillons latéritiques dont le mode opératoire et les longueurs d'onde des 20 éléments analysés se trouvent en annexe.

4.4.1.- Résultats des analyses chimiques

Les échantillons analysés, représentant les horizons d'altération, sont de granulométrie inférieure à 300µ et sont soumis à une décomposition acide totale.

* Pour l'horizon supérieur composé de « **cuirasse ferrugineuse** » deux échantillons AMB11 et AMB 17 ont été analysés et les résultats sont représentés sur le Tableau 18 suivant :

Tableau 18- Composition chimique de l'horizon supérieur « cuirasse ferrugineuse »

Elém	Teneur en %							Teneur en ppm									
	Fe	Al	Mg	Mn	Cr	Ti	Ni	Zn	Cu	V	Co	Sb	Pb	La	Y	Ba	As
AMB 11	52,8	5,16	0,34	0,30	0,39	3,20	0,12	118	168	436	76	54	33	7	6	60	22
AMB 17	55,7	3,97	0,43	0,24	0,54	4,16	0,11	289	116	537	108	81	42	16	14	43	40

* Pour la Zone C, les échantillons analysés AMB23, AMB24, AMB25, AMB26, issus du talutage et quartage d'un affleurement, sont constitués principalement de « **latérite rouge avec des pisolites** ». Les résultats sont représentés par le Tableau 19, ci-après :

Tableau 19- Composition chimique de l'horizon « latérite rouge »

Elément	Teneur en %							Teneur en ppm									
	Fe	Al	Mg	Mn	Cr	Ti	Ni	Zn	Cu	V	Co	Sb	Pb	La	Y	Ba	As
AMB26	54,3	3,32	0,16	0,13	0,69	2,42	0,16	122	66	378	65	54	24	11	9	24	7
AMB23	44,3	3,88	0,06	0,18	0,90	0,44	0,98	256	72	174	34	43	13	5	4	1	8
AMB24	47,5	6,57	0,24	0,20	0,60	1,65	0,78	182	111	373	64	58	28	13	10	49	22
AMB25	42,6	4,23	0,14	0,10	0,55	1,90	0,63	210	82	275	54	52	19	5	5	5	16

La présence du Vanadium (V), dans les niveaux supérieurs (Cuirasse et latérite rouge), est déjà signalée par plusieurs auteurs.

* Pour le profil complet « **cuirasse, latérite rouge, latérite jaune, saprolite grossière, roche mère** » les échantillons analysés sont issus du sondage S1 et les résultats sont récapitulés dans le Tableau 20 suivant :

Tableau 20- Composition chimique des horizons « cuirasse, latérite rouge, latérite jaune, saprolite grossière, roche mère »

Elément	Teneur en %							Teneur en ppm									
	Fe	Al	Mg	Mn	Cr	Ti	Ni	Zn	Cu	V	Co	Sb	Pb	La	Y	Ba	As
0-2m Cuirasse	40,9	9,87	0,47	0,28	0,26	5,72	0,12	147	340	842	154	109	58	11	10	7	55
2 – 5 m Latérite rouge	51,4	6,66	0,52	0,31	0,35	3,52	0,35	257	381	811	145	65	42	15	13	126	26
5- 42m Latérite jaune	42,6	5,06	2,77	0,68	1,98	0,36	1,02	556	122	116	675	91	33	70	98	57	15
42-44m Saprolite	18,6	3,12	16,91	0,22	0,72	0,52	0,62	276	121	117	191	58	81	86	82	34	31
>45m Roche mère	12,5	1,91	22,52	0,22	0,15	0,14	0,39	111	509	31	159	31	79	3	3	27	25

Les données provenant du Service Géologique et de la société Sherritt sont représentées sous forme des tableaux (21, 22, 23 et 24)

Tableau 21 : Résultats des analyses chimiques des échantillons prélevés en surface (soit par puits (P) soit par talutage (T)) sur une épaisseur moyenne de 1,90m.

POINT	X (m)	Y (m)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	Ni
P2	595 380	804 675	0,96	38,80	59,94	1,17	1,90	0,10
P5	595 500	804 630	1,91	33,79	65,14	0,67	1,58	0,21
P11	595 800	804 515	1,29	28,33	69,13	0,76	3,30	0,20
P10	595 950	804 600	0,43	25,12	69,53	1,97	2,20	0,13
P12	596 000	804 300	1,29	15,30	75,60	1,42	2,30	0,22
T1	595 900	804 700	2,31	24,35	71,23	0,41	1,80	0,22
P13	597 000	804 950	2,14	42,69	54,44	0,79	2,60	0,38
P14	596 950	804 650	1,93	15,11	70,93	1,02	2,50	0,12
P15	596 860	804 400	2,68	20,59	67,63	0,69	4,20	0,24
T2	596 750	804 260	1,52	43,24	49,49	0,06	4,83	0,08
P16	596 790	804 160	1,71	19,64	66,53	0,13	6,90	0,22
P17	597 100	804 300	1,71	34,76	60,09	0,39	6,60	0,16
P27	597 120	804 100	0,96	34,76	66,64	1,08	3,40	0,20
P3	597 150	804 540	1,48	27,48	69,97	0,82	2,63	0,18
P41	596 000	804 040	1,99	14,20	77,64	1,52	3,72	0,13
T3	595 630	804 400	3,75	14,54	77,51	1,14	2,25	0,25
T4	596 700	804 770	2,36	24,93	65,83	1,77	2,60	0,25
P4	597 200	804 890	1,63	35,13	56,60	2,34	3,70	0,13
P20	597 280	804 090	0,75	32,68	59,59	0,83	5,60	0,10
P42	597 200	804 040	0,41	53,98	44,10	0,31	5,25	0,20
P1	597 540	804 400	2,94	15,68	71,04	1,90	1,33	0,04
P18	597 460	804 170	3,54	11,90	72,41	0,20	2,20	0,71
P30	597 650	803 890	3,21	12,09	75,57	0,75	3,25	0,50
T5	597 600	803 600	3,04	16,55	72,49	0,54	3,00	0,18
P28	597 750	804 350	1,44	14,92	73,91	1,20	2,50	0,07
P6	598 000	803 880	1,07	17,19	67,93	0,83	6,17	0,10
P32	597 880	803 740	3,21	16,43	65,80	2,94	5,00	0,11
P33	597 740	803 560	7,18	9,82	75,31	0,75	3,70	0,25
P26	597 960	803 560	0,81	20,57	69,13	1,36	1,80	0,20
P21	598 140	804 200	0,34	36,70	58,83	1,87	1,90	0,22
P19	598 230	803 920	0,64	38,91	56,09	0,20	3,00	0,17
P25	598 070	803 850	1,50	18,89	66,07	1,46	5,50	0,14

(Source TBG 111, 1960 ; P= Puits, T= Talutage)

Tableau 22 : Résultat d'analyse chimique AM210-610

Depth from	depth_ to	Litho log	ni	co	fe2o3	mgo	sio2	al2o3	cao	cr2o3	tio2	mno	k2o	na2o	cu	zn
0,00	1,00	LJG	1,03	0,03	79,60	0,13	1,70	3,20	0,01	2,57	0,77	0,40	0,03	0,04	0,01	0,04
1,00	2,00	LJG	0,91	0,02	65,90	0,17	8,30	8,90	0,01	1,86	2,12	0,34	0,02	0,04	0,01	0,03
2,00	3,00	LJG	0,45	0,07	28,60	0,20	27,80	24,40	0,01	0,44	4,77	0,90	0,03	0,09	0,01	0,02
3,00	4,00	LJG	1,50	0,15	59,20	0,83	8,10	11,10	0,03	3,55	0,85	1,38	0,03	0,06	0,01	0,05
4,00	5,00	LJG	0,36	0,03	28,00	0,43	29,70	24,20	0,03	0,44	4,15	0,58	0,05	0,08	0,01	0,02
5,00	6,00	LJG	0,33	0,03	26,60	0,23	30,00	24,80	0,01	0,38	5,01	0,66	0,03	0,07	0,01	0,02
6,00	7,00	LJG	0,55	0,08	44,90	0,58	18,40	15,90	0,01	1,46	3,64	0,97	0,03	0,09	0,02	0,03
7,00	8,00	LJG	0,79	0,10	52,90	0,95	14,30	12,50	0,01	2,37	2,17	1,10	0,03	0,10	0,02	0,04
8,00	9,00	LJG	1,20	0,11	61,50	1,28	9,40	7,90	0,01	3,24	1,40	1,21	0,05	0,34	0,02	0,06
9,00	10,00	LJ	1,23	0,06	73,30	0,23	3,20	1,90	0,01	5,26	0,42	1,10	0,02	0,90	0,01	0,10
10,00	11,00	LJ	1,35	0,12	68,10	0,35	3,40	3,00	0,01	5,51	0,75	1,12	0,03	0,18	0,01	0,11
11,00	12,00	LJ	1,17	0,15	66,60	0,61	3,40	3,60	0,03	6,27	0,55	1,64	0,02	0,29	0,01	0,12
12,00	13,00	LJ	1,34	0,14	70,30	0,40	4,10	2,30	0,04	4,72	0,47	1,38	0,03	0,29	0,01	0,11
13,00	14,00	LJ	1,31	0,10	70,30	0,58	4,30	2,30	0,01	5,58	0,50	1,11	0,03	0,14	0,00	0,12
14,00	15,00	LJ	1,77	0,10	69,60	1,18	6,20	2,10	0,01	4,31	0,43	1,15	0,03	0,04	0,00	0,10
15,00	16,00	LJ	1,94	0,08	67,20	1,71	8,10	2,80	0,01	5,61	0,72	1,05	0,03	0,05	0,01	0,10
16,00	17,00	LJ	2,20	0,09	73,20	0,80	6,00	1,50	0,01	4,30	0,42	1,11	0,03	0,04	0,00	0,10
17,00	18,00	LJ	2,04	0,08	66,90	3,32	9,20	1,90	0,07	5,82	0,42	0,93	0,03	0,02	0,00	0,10
18,00	19,00	LMS	2,15	0,05	42,90	9,82	26,70	4,50	0,70	3,35	0,45	0,65	0,04	0,58	0,00	0,06
19,00	19,53	SAP	2,38	0,03	23,00	26,73	36,40	2,60	0,38	1,84	0,20	0,37	0,05	0,28	0,00	0,04
19,53	20,00	PER	-1,00													
20,00	21,00	PER	-1,00													
21,00	22,00	PER	-1,00													
22,00	23,00	PER	-1,00													
23,00	24,00	GB	-1,00													
24,00	25,00	GB	-1,00													
25,00	26,00	SAP	1,89	0,06	51,90	5,09	22,70	1,50	0,19	2,69	0,38	0,57	0,03	0,10	0,00	0,07
26,00	27,00	SAP	1,29	0,04	32,60	5,42	41,10	3,50	0,23	1,48	0,31	0,40	0,57	0,82	0,00	0,04
27,00	27,45	PER	-1,00													
27,45	28,00	SAP	1,05	0,03	17,60	17,05	58,40	0,70	0,34	0,83	0,08	0,20	0,04	0,19	0,00	0,02
28,00	29,00	PER	-1,00													
29,00	30,50	SAP	0,87	0,02	15,20	36,17	43,60	0,30	0,15	0,64	0,06	0,18	0,03	0,03	0,00	0,02
30,50	31,00	PER	-1,00													
31,00	32,00	PER	-1,00													
32,00	33,00	PER	-1,00													
33,00	34,00	PER	-1,00													
34,00	35,00	PER	-1,00													
35,00	36,00	PER	-1,00													
36,00	36,60	PER	-1,00													

Litho-log : LJ (Latérite Jaune) ; LJG (Latérite Jaune à Grenaille) ; LMS (Low Magnesium Saprolite) ; SAP (Saprolite) GB (Gabbro) ; PER (Péridotite)

(Source Sherritt)

Tableau 23 : Résultat d'analyse chimique AMB 219

depth_from	depth_to	ni	co	fe2o3	mgo	sio2	al2o3
0,00	1,60	0,73	0,01	66,20	0,33	3,30	8,70
1,60	2,15	0,76	0,02	64,30	0,17	1,60	10,80
2,15	3,15	0,74	0,02	59,50	0,17	1,40	15,10
3,15	4,10	1,23	0,06	68,90	0,02	1,90	6,80
4,10	5,31	0,89	0,05	67,80	0,02	1,80	7,60
5,31	6,31	0,55	0,08	65,50	0,02	1,70	9,30
6,31	7,20	0,84	0,07	67,20	0,02	1,70	7,90
7,20	8,20	0,84	0,07	68,20	0,02	1,90	7,60
8,20	9,20	0,89	0,07	68,10	0,02	1,90	7,00
9,20	9,60	1,03	0,08	63,50	0,02	1,70	11,30
9,60	10,65	1,04	0,05	66,80	0,02	1,70	7,90
10,65	11,65	1,10	0,03	70,80	0,02	1,70	4,90
11,65	12,55	1,12	0,05	69,90	0,02	1,90	4,90
12,55	13,55	1,15	0,09	69,10	0,02	1,80	5,70
13,55	14,10	1,18	0,10	69,10	0,17	1,60	5,30
14,10	15,04	1,09	0,06	67,40	0,02	2,10	7,00
15,04	16,04	1,15	0,13	65,90	0,02	2,10	7,00
16,04	16,39	1,22	0,12	67,80	0,02	2,40	3,40
16,39	17,58	1,38	0,10	69,10	0,02	2,30	3,60
17,58	18,58	1,29	0,09	65,40	0,02	2,40	6,40
18,58	19,30	1,26	0,07	66,20	0,17	1,90	5,90
19,30	20,30	1,25	0,08	67,10	0,02	1,60	5,70
20,30	21,30	1,21	0,13	67,50	0,02	1,70	5,30
21,30	21,58	0,73	0,07	64,50	0,17	1,60	11,90
21,58	22,79	1,15	0,10	66,20	0,02	1,70	7,00
22,79	23,79	0,88	0,12	64,20	0,02	1,80	8,50
23,79	24,09	0,98	0,12	64,90	0,33	2,10	7,60
24,09	25,09	1,33	0,10	67,40	0,17	1,90	5,50
25,09	25,63	1,29	0,07	67,20	0,02	1,80	6,00
25,63	26,82	1,36	0,11	67,20	0,17	2,00	5,70
26,82	27,70	1,09	0,07	67,20	0,17	1,90	6,80
27,70	28,70	1,21	0,04	65,80	0,02	2,10	3,80
28,70	29,38	1,03	0,19	67,40	0,02	2,20	5,10
29,38	30,27	1,10	0,11	65,20	0,02	2,10	8,70
30,27	31,35	1,22	0,09	69,40	0,02	2,40	5,10
31,35	32,35	1,49	0,08	68,40	0,17	2,40	5,50
32,35	32,60	1,40	0,06	67,80	0,17	2,10	6,40
32,60	33,64	1,08	0,08	66,10	0,17	1,80	7,00
33,64	34,40	1,40	0,05	69,80	0,02	2,20	4,30
34,40	35,10	1,56	0,05	68,80	0,02	2,10	5,70
35,10	36,10	1,50	0,09	69,60	0,02	2,30	3,80
36,10	36,41	1,15	0,07	62,30	0,33	2,20	10,20

depth	from	depth	to	ni	co	fe2o3	mgo	sio2	al2o3
	36,41		37,44	1,19	0,08	64,90	0,17	2,00	8,90
	37,44		38,10	0,99	0,06	69,50	0,33	1,80	6,60
	38,10		39,25	1,03	0,08	66,10	0,17	1,80	8,70
	39,25		40,25	1,18	0,07	63,90	0,17	2,50	9,30
	40,25		40,70	1,16	0,07	65,80	0,02	1,90	8,30
	40,70		41,88	1,28	0,08	66,80	0,02	1,90	7,20
	41,88		42,91	1,13	0,04	72,80	0,02	2,10	4,00
	42,91		43,91	0,95	0,05	66,10	0,17	1,90	8,90
	43,91		44,22	1,17	0,08	66,50	0,02	2,10	7,70
	44,22		44,95	1,13	0,09	69,60	0,02	2,00	5,90
	44,95		46,08	1,09	0,09	65,90	0,02	2,20	7,60
	46,08		47,08	1,08	0,10	65,90	0,02	1,90	8,50
	47,08		47,62	1,02	0,09	63,50	0,02	1,70	9,10
	47,62		48,47	1,11	0,06	70,20	0,02	1,90	4,70
	48,47		49,60	0,97	0,09	62,50	0,02	1,50	10,60
	49,60		50,90	1,22	0,12	63,20	0,17	1,90	9,30
	50,90		51,90	1,17	0,13	61,90	0,02	2,10	9,60
	51,90		52,46	1,08	0,11	67,50	0,17	1,80	6,40
	52,46		53,20	1,09	0,07	64,20	0,17	1,40	9,60
	53,20		54,09	1,12	0,09	61,10	0,17	1,40	12,50
	54,09		55,29	1,14	0,09	63,20	0,17	1,70	8,70
	55,29		56,50	1,22	0,06	62,20	0,02	1,40	9,60
	56,50		57,50	1,00	0,12	59,90	0,02	1,30	11,50
	57,50		58,01	0,99	0,14	61,30	0,17	1,30	11,50
	58,01		59,01	1,01	0,15	65,40	0,02	1,50	7,60
	59,01		59,80	0,78	0,09	64,20	0,17	1,60	8,50
	59,80		60,80	0,82	0,11	66,50	0,02	2,00	6,60
	60,80		61,40	0,78	0,07	60,90	0,17	1,50	12,10
	61,40		62,40	0,72	0,08	61,20	0,17	1,60	11,30
	62,40		63,07	0,79	0,09	61,20	0,17	1,40	12,30
	63,07		63,98	0,93	0,11	67,50	0,50	2,70	6,60
	63,98		65,23	0,94	0,08	63,60	0,17	1,50	11,20
	65,23		66,23	1,01	0,05	62,90	0,33	1,60	9,80
	66,23		66,64	0,75	0,08	57,80	0,33	1,20	15,10
	66,64		67,62	0,97	0,07	62,20	0,33	1,70	11,20
	67,62		68,62	0,80	0,07	59,90	0,17	1,60	13,80
	68,62		69,08	1,20	0,10	66,80	0,17	2,10	6,80
	69,08		70,08	0,96	0,11	64,30	0,17	1,80	8,50
	70,08		71,08	0,96	0,08	64,60	0,17	2,00	8,90
	71,08		72,20	1,22	0,08	67,10	0,17	1,90	7,40
	72,20		73,03	1,07	0,10	67,10	0,17	2,30	8,10
	73,03		73,70	1,07	0,10	67,20	0,33	2,20	6,60
	73,70		75,46	0,68	0,06	50,60	1,16	9,50	13,60

depth_from	depth_to	ni	co	fe2o3	mgo	sio2	al2o3
75,46	76,46	0,92	0,05	56,10	3,15	12,20	7,90
76,46	77,46	1,62	0,04	52,30	5,64	13,60	6,00
77,46	77,76	1,36	0,05	55,50	5,64	12,30	4,90
77,76	78,60	1,42	0,05	52,20	7,13	14,20	5,10
78,60	79,00						
79,00	80,10	-1,00					
80,10	81,15	0,35	0,03	18,70	35,93	38,10	0,60
81,15	81,60	0,32	0,02	18,60	30,91	37,90	2,70
81,60	82,55						

Tableau 24 : Résultat d'analyse chimique DAM 134

depth_from	depth_to	litho_log	ni	co	fe2o3	mgo	sio2	al2o3	cao	cr2o3	tio2	mno
0,00	1,22	NR										
1,22	2,00	LJG	0,28	0,01	41,70	0,27	1,10	32,10	0,00	1,20	1,05	0,32
2,00	3,00	LJG	0,41	0,02	53,50	0,39	1,40	22,50	0,00	1,37	1,12	0,40
3,00	4,00	LJG	0,65	0,02	67,60	0,41	1,90	10,60	0,00	1,14	1,18	0,57
4,00	5,00	LJ	0,93	0,07	72,10	0,00	2,40	5,00	0,00	2,67	0,93	1,02
5,00	6,00	LJ	1,17	0,06	68,90	0,02	2,20	7,70	0,00	1,71	0,75	0,88
6,00	7,00	LJ	0,92	0,14	71,90	0,00	2,40	4,30	0,00	2,28	0,68	1,61
7,00	8,00	LJ	1,35	0,08	72,80	0,02	2,50	4,30	0,00	1,77	0,62	1,05
8,00	9,00	LJ	1,44	0,07	75,50	0,19	2,50	3,80	0,00	1,64	0,50	1,05
9,00	10,00	LJ	1,49	0,09	74,20	0,19	2,40	4,80	0,00	1,52	0,63	1,19
10,00	11,00	LJ	1,52	0,09	74,20	0,20	2,30	5,10	0,00	1,33	0,57	1,24
11,00	12,00	LJ	1,35	0,09	74,50	0,06	2,40	4,40	0,00	2,02	0,77	1,10
12,00	13,00	LJ	1,29	0,11	72,90	0,04	2,40	5,00	0,00	2,86	0,93	1,23
13,00	14,00	LJ	1,47	0,08	69,90	0,17	2,30	7,70	0,00	1,51	0,97	1,10
14,00	15,00	LJ	1,38	0,09	71,10	0,29	2,30	6,10	0,01	1,43	0,57	1,19
15,00	16,00	LJ	1,17	0,07	61,00	0,07	1,90	14,10	0,00	1,27	2,67	1,06
16,00	17,00	LJ	1,48	0,07	72,60	0,21	2,40	4,50	0,00	1,83	0,87	1,01
17,00	18,00	LJ	1,25	0,05	65,20	0,23	2,00	11,40	0,00	1,29	1,47	0,84
18,00	19,00	LJ	1,26	0,07	73,60	0,22	2,40	4,60	0,00	1,30	1,12	1,03
19,00	20,00	LJ	1,47	0,09	73,60	0,08	2,40	4,90	0,01	1,43	1,37	1,21
20,00	21,00	LJ	1,55	0,08	71,50	0,00	2,30	6,60	0,00	1,48	0,85	1,15
21,00	22,00	LJ	1,31	0,10	68,30	0,25	2,20	9,20	0,00	1,18	1,13	1,28
22,00	23,00	LJ	0,77	0,06	62,30	0,40	1,70	15,00	0,01	0,85	0,95	0,97
23,00	24,00	LJ	0,64	0,04	61,60	0,50	1,80	15,80	0,01	0,77	1,00	0,76
24,00	25,00	LJ	1,16	0,06	74,20	0,25	2,30	5,00	0,00	1,27	1,12	0,94
25,00	26,00	LJ	1,10	0,07	75,50	0,34	2,30	4,50	0,00	1,24	0,65	0,93
26,00	27,00	LJ	1,13	0,08	75,10	0,09	2,40	4,90	0,01	1,40	0,55	1,15
27,00	28,00	LJ	0,81	0,07	70,50	0,01	2,10	7,00	0,00	2,69	1,28	1,06
28,00	29,00	LJ	1,03	0,05	69,80	0,08	2,10	9,00	0,00	1,55	0,60	1,01
29,00	30,00	LJ	0,85	0,08	68,80	0,14	1,80	8,30	0,01	2,06	3,47	1,12
30,00	31,00	LJ	1,24	0,10	72,60	0,10	2,60	5,70	0,04	1,21	0,42	1,24

depth_from	depth_to	litho_log	ni	co	fe2o3	mgo	sio2	al2o3	cao	cr2o3	tio2	mno
31,00	32,00	LJ	1,00	0,24	59,60	0,06	2,00	15,20	0,01	1,34	0,42	2,14
32,00	33,00	LJ	1,16	0,20	70,30	0,03	2,30	6,80	0,01	1,64	0,57	1,86
33,00	34,00	LJ	1,01	0,16	68,50	0,11	2,20	7,00	0,00	2,47	0,57	1,60
34,00	35,00	LJ	0,78	0,16	58,20	0,23	1,70	15,50	0,00	2,08	2,74	1,76
35,00	36,00	LJ	0,82	0,12	66,20	0,10	2,00	11,00	0,01	1,74	1,10	1,43
36,00	37,00	LJ	0,83	0,08	71,50	0,09	3,60	5,50	0,00	3,22	1,27	1,05
37,00	38,00	LJ	0,63	0,07	48,60	0,03	14,70	16,30	0,01	1,87	2,57	0,99
38,00	39,04	LJ	0,69	0,19	49,80	0,00	6,20	18,10	0,01	1,96	2,69	3,28
39,04	40,56		NR									
40,56	41,00	LIM	0,71	0,25	52,20	0,06	6,20	17,30	0,01	1,96	1,87	2,97
41,00	42,00	LIM	0,45	0,21	35,50	0,00	3,60	32,30	0,01	1,37	2,30	2,25
42,00	43,00	DN	NR									
43,00	44,00	DN	NR									
44,00	45,00	LJ	0,91	0,06	65,90	0,77	9,20	5,90	0,01	2,91	1,17	0,74
45,00	46,00	LJ	1,00	0,08	63,60	0,68	9,30	6,90	0,01	3,04	0,97	0,92
46,00	47,00	LJ	1,20	0,07	65,20	0,76	9,20	6,80	0,01	3,20	1,10	0,88
47,00	48,00	LMS	1,06	0,07	65,90	1,76	12,00	4,10	0,01	2,34	0,55	0,84
48,00	49,00	LJ	1,04	0,08	71,80	0,93	5,80	4,50	0,01	2,28	0,65	1,05
49,00	50,00	LJ	0,91	0,06	61,30	0,64	10,80	9,10	0,01	1,89	1,60	0,83
50,00	51,00	LJ	0,89	0,05	56,00	0,98	15,70	9,90	0,01	1,84	1,82	0,71
51,00	52,00	LMS	1,07	0,06	57,60	1,96	15,90	7,00	0,01	2,69	1,89	0,77
52,00	53,00	LJ	1,10	0,08	66,10	0,62	7,90	5,40	0,00	3,98	1,02	1,02
53,00	54,00	LJ	1,10	0,08	69,30	0,61	5,60	5,20	0,00	3,20	0,87	0,98
54,00	55,00	LJ	1,08	0,07	65,60	0,47	6,70	6,60	0,00	3,35	1,10	1,02
55,00	56,00	LJ	1,16	0,07	73,50	0,32	4,00	4,60	0,00	3,60	0,73	1,10
56,00	57,00	LJ	0,97	0,07	65,30	0,49	7,60	7,30	0,00	3,64	1,02	0,99
57,00	58,00	LJ	1,01	0,04	43,50	1,37	22,10	15,60	0,01	2,28	1,48	0,63
58,00	58,86	DN	NR									
58,86	59,00	SAP	1,44	0,04	37,20	14,08	32,90	4,40	0,56	1,81	0,33	0,49
59,00	60,00	SAP	0,46	0,02	19,20	39,97	38,70	1,00	0,49	0,80	0,13	0,25
60,00	61,00	DN	NR									
61,00	62,00	DN	NR									
62,00	63,00	DN	NR									
63,00	63,44	DN	NR									

Litho-log : LJ (Latérite Jaune) ; LJG (Latérite Jaune à Grenaille) ; LMS (Low Magnesium Saprolite) ; LIM (Limonite) ; SAP (Saprolite) ; DN (Dunite) ; NR (Non Récupéré) (Source : Sherritt)

4.4.2.- Traitements des résultats d'analyse chimique

Nous allons d'abord transformer les résultats d'analyse chimique dans les tableaux 18,19 et 20 en oxydes majeurs et en trace dans un tableau unique (tableau 25) par horizon et les analyser et traiter. Puis les données recueillies ailleurs (Sherritt, Service Géologique) seront analysées et traitées à part. Enfin nous essaierons de synthétiser dans une conclusion partielle les deux analyses et traitements.

4.4.2.1- Les analyses chimiques effectuées par l'auteur

Le tableau 25 ci-après récapitule les teneurs des oxydes majeurs et des éléments en trace (Ni, Co) par niveau : de la roche mère (RM) jusqu'au sommet du profil, cuirasse ferrugineuse (CF).

Tableau 25 : Teneur des oxydes majeurs et éléments en trace par niveau : cuirasse ferrugineuse (C.F.), latérite rouge (LR), Latérite jaune (LJ), Saprolite grossière (SAP) et Péridotite serpentinisée (RM)

Echantillon	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	MnO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	Ni	Co
AMB11	75,43	9,75	0,57	0,39	0,57	5,33	0,12	0,008
AMB17	79,57	7,50	0,72	0,31	0,79	6,93	0,11	0,01
AMB26	77,57	6,27	0,27	0,17	1,01	4,03	0,16	0,006
S1(0-2m)	58,43	18,64	0,78	0,36	0,38	9,53	0,12	0,015
Moyenne C.F.	71,14	10,54	0,59	0,31	0,69	6,46	0,13	0,01
AMB23	63,29	7,33	0,10	0,23	1,32	0,73	0,98	0,003
AMB24	67,86	12,41	0,40	0,26	0,88	2,75	0,78	0,006
TBG 111	66,32	25,28			1,04	3,41	0,2	
S1(2-5m)	73,43	12,58	0,87	0,40	0,51	5,87	0,35	0,015
Moyenne L.R.	67,72	14,40	0,46	0,30	0,94	3,19	0,58	0,01
Echantillon	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	MnO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	Ni	Co
AMB25	60,86	7,99	0,23	0,13	0,80	3,17	0,63	0,005
S1(5-42m)	60,86	9,56	4,62	0,88	2,89	0,60	1,02	0,07
Moyenne L.J.	60,86	8,77	2,43	0,50	1,85	1,88	0,83	0,04
42-45m S1 Saprolite grossière (SAP)	26,87	5,89	28,18	0,28	1,05	0,87	0,62	0,02
>45m S1 Roche – mère (RM)	17,86	3,61	37,53	0,28	0,22	0,23	0,39	0,01

La récapitulation des teneurs par niveau est donnée par le tableau 26 ci-après.

Tableau 26 : Récapitulation de teneurs des oxydes majeurs et éléments en trace par niveau

Echantillon	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	MnO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	Ni	Co
Moyenne C.F.	71,14(++)	10,54(++)▲	0,59(-)	0,31	0,69	6,46(++)▲	0,13	0,01
Moyenne L.R.	67,72	14,40	0,46	0,30	0,94	3,19	0,58	0,01
Moyenne L.J.	60,86	8,77	2,43	0,50	1,85	1,88	0,83	0,04
42-45m S1 Saprolite (SAP)	26,87	5,89	28,18	0,28	1,05	0,87	0,62	0,02
>45m S1 Roche – mère (RM)	17,86(-)	3,61(-)	37,53(++)▼	0,28	0,22	0,23(-)	0,39	0,01

Cuirasse Ferrugineuse (C.F.), Latérite Rouge (LR), Latérite Jaune (LJ), Saprolite grossière (SAP) et Péridotite serpentinisée (RM).

Le bilan géochimique ressorti de ce tableau est seulement à l'échelle du profil où s'effectuent les transferts verticaux des éléments majeurs et quelques éléments en trace.

Ainsi il ressort les observations suivantes :

- le magnésium (Mg) est le premier élément le plus lessivé, il est le plus mobile ;
- le fer (Fe), l'aluminium (Al) et le titane (Ti) s'accumulent dans la partie superficielle ;
- le nickel (Ni) et le Cobalt (Co) se concentrent le plus dans la partie médiane c'est-à-dire au niveau de la latérite jaune ou « saprolite fine » ;
- le manganèse (Mn) présent tout le long du profil avec une teneur plus ou moins constante mais avec une légère augmentation au niveau de la latérite jaune. Celle-ci est due à la présence du Wad (concrétion manganésifère sous forme amorphe).
- L'altération plus forte de la roche mère est marquée d'une part par l'évacuation forte et brutale du magnésium (37,53 à 0,59%) et d'autre part par la concentration importante du fer (17,86 à 71,14%) et par la concentration plus ou moins importante de l'alumine et du titane.

En plus du tableau 26 et pour mieux voir l'évolution des éléments niveau par niveau, un « log géochimique » a été dressé pour les deux profils C et S1 (figures 48 et 49).

a) **Log géochimique**

Le log géochimique étant une représentation graphique des résultats d'analyse qui montre les variations de teneurs brutes des éléments suivant la profondeur dans le profil. Ces diagrammes renseignent sur les affinités entre les différents éléments et sur la concentration des éléments dans les horizons latéritiques.

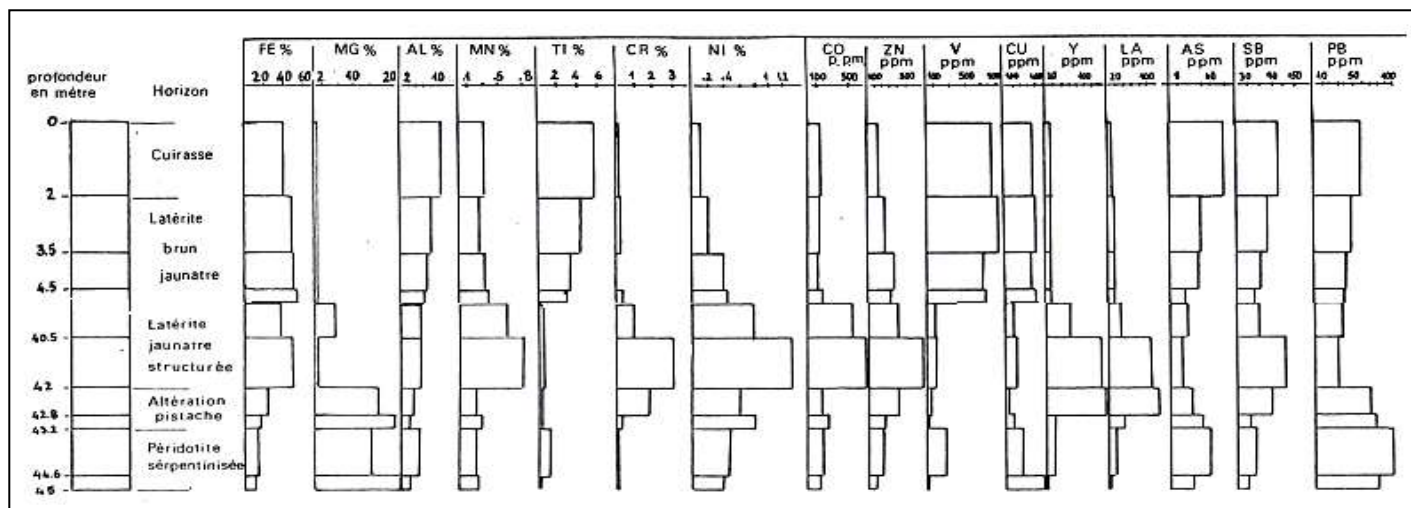


Figure 48 : Log géochimique du profil S1

Le log géochimique du profil « S1 » (Fig. 48) met en évidence les observations suivantes :

Mg – Excepté pour l'échantillon entre le niveau 40,5-42m du profil, la teneur en Mg décroît depuis la base jusqu'au niveau « latérite jaune ». Elle passe ainsi de 22,52% à 5,8%. En subsurface, dans la zone « latérite rouge » elle est très faible 10 à 20 fois moindre qu'à la base.

Fe – La teneur en fer s'accroît avec la profondeur dans les 5 premiers mètres qui constituent la zone « latérite rouge ». Elle passe de 40 à 54%. Dans la zone « latérite jaunâtre » elle passe de 37 à 48% puis subit rapidement une diminution jusqu'à la base du profil en passant dans la « zone pistache ou saprolite grossière » jusqu'à la roche mère.

Al – Il évolue de façon contraire au Fe. Toujours présent dans le profil, sa teneur maximale se trouve dans la cuirasse. D'une façon générale elle diminue progressivement en profondeur.

Ti – Il évolue de la même façon que l'Al. Sa teneur est très faible à la base du profil par rapport à celle de l'Al.

Ni – La teneur en Ni varie dans tout le profil de 0,10 à 1,3 %. Elle est très faible dans la cuirasse ferrugineuse. Une augmentation progressive vers la profondeur est sensible. La teneur la plus élevée se trouve au bas du profil juste au dessus de la « zone pistache » (Saprolite grossière). Une diminution progressive est ensuite observée en descendant plus profondément vers la roche mère.

Mn – Le teneur en Mn augmente jusqu'au contact de la « zone pistache ». Elle atteint son maximum à ce niveau où l'on trouve des « mouches noires manganésifères ».

Cr – Il est présent dans tout le profil avec des teneurs très variables allant de 0,02% à 3,01%.

Dans la cuirasse, sa teneur est faible 0,26%. Elle accuse une légère augmentation dans la « latérite brune jaunâtre » excepté entre le niveau 3,50 – 4,50m où elle est de 0,02%.

Dans l'horizon « latérite jaune » où l'on trouve des « mouches noires manganésifères », sa teneur est maximale.

V – La teneur maximale se trouve dans la « latérite brune jaunâtre » sous – jacente à la cuirasse ferrugineuse. Son allure ressemble à celle de Ti et de Al.

Y et La – sont présents dans le profil avec une teneur constante et faible dans les cinq premiers mètres. Puis, elle augmente jusqu'au niveau « latérite jaune » pour diminuer brusquement jusqu'à la base du profil.

En résumé, on peut observer deux parties distinctes au sein de ce profil « S1 », « cuirasse, cuirasse dégradée et latérite rouge », et « saprolite fine, grossière et roche mère », où l'on remarque 3 tendances d'évolutions :

- une augmentation en surface (↗) ;
- une augmentation en profondeur (↘) ;
- teneur plus ou moins constante qui ne montre pas une évolution de teneur (→) .

Pour ces 2 parties, nous regroupons ces diverses tendances d'évolution dans le tableau 27.

Tableau 27 : Tendance d'évolution des éléments selon les niveaux.

« cuirasse », « cuirasse dégradée » et « latérite rouge »	
Fe, Ni, Zn	(↘)
Al, Ti, As, Sb, Pb	(↗)
Y, La, Cu, Co, Cr, Mg, Mn	(→)
« Saprolites fines, grossières » et « roche – mère »	
Fe, Mn, Cr, Ni, Co, Zn, Sb, Y, La	(↗)
Mg, Pb, As, Cu	(↘)
Al, Ti, V	(→)

Ce tableau nous montre l'aspect totalement différent des comportements géochimiques des éléments au sommet du profil et à sa base.

La figure 49 ci-après illustre le log géochimique du profil C et met en évidence quelques faits :

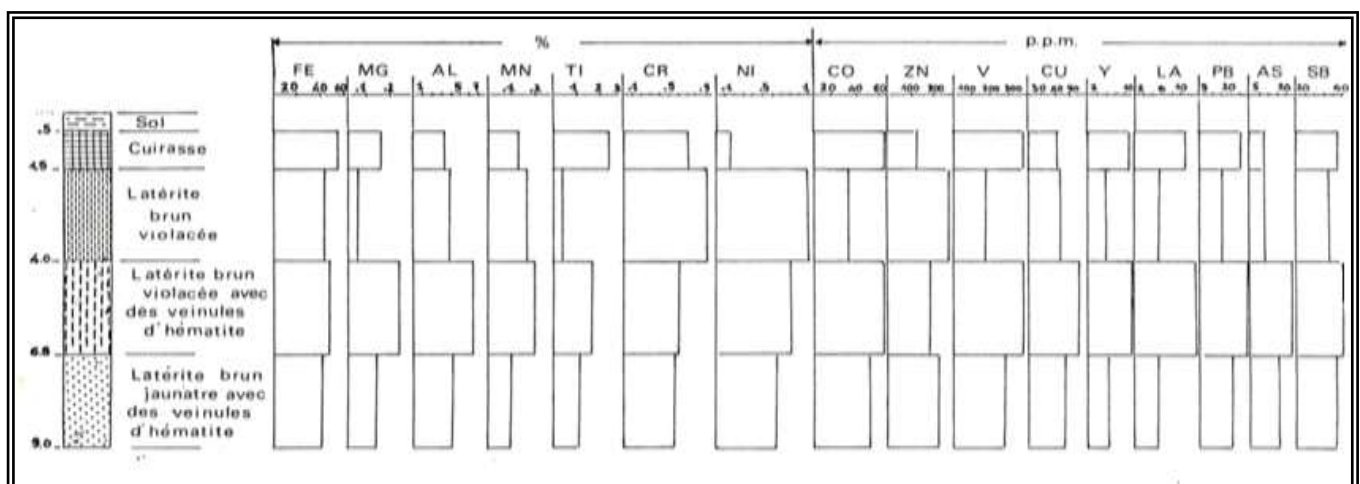


Figure 49 : Log géochimique du profil C

- au niveau de « cuirasse » Fe, Ti, Co, V présentent une teneur maximale tandis que les teneurs en Ni, et As sont très minimales;
- Au niveau sous – jacente à la cuirasse, les teneurs en Mg, Ti, Co, V, Y, La, Pb accusent une diminution brutale tandis que les teneurs en Ni, Cr, Zn, présentent un maximum pour diminuer par après vers le bas du profil ;

- Au niveau de la latérite brun violacée avec veinule d'hématite, les éléments Mg, Al, Mn, Co, Cu, Y, La, Pb, As, Sb présentent une teneur maximale pour diminuer par la suite vers le bas du profil ;
- Dans le bas du profil, le niveau latéritique brun jaunâtre concrétionnée, seul Zn accuse une augmentation de teneur alors que tous les éléments présentent une nette diminution.

D'une manière générale, le log géochimique montre des irrégularités de teneurs sous forme de « dents de scie ».

b) Rapport d'enrichissement

Les teneurs en éléments données par l'analyse chimique ne donnent pas directement d'informations sur l'enrichissement (gain) ou l'appauvrissement (perte) durant l'altération (ZEISSINK, 1969). Plusieurs méthodes sont utilisées mais nous allons prendre le rapport C/Co (PRESTON, 1964) où C est la teneur d'un élément dans un échantillon et Co la teneur du même élément dans la roche – mère. Ceci permet de quantifier les enrichissements et appauvrissements dans la séquence latérite par rapport à la roche – mère.

Si C/Co est supérieur à 1, il y a enrichissement (gain) sinon c'est de l'appauvrissement (perte).

Le tableau 28 montre le résultat du rapport C/Co pour 14 éléments : Fe, Mg, Al, Ti, Ni, Mn, Co, Cr, V, Y, La, Zn, Cu, As. La figure 50 ci-après met en évidence les gains et les pertes en éléments selon les niveaux.

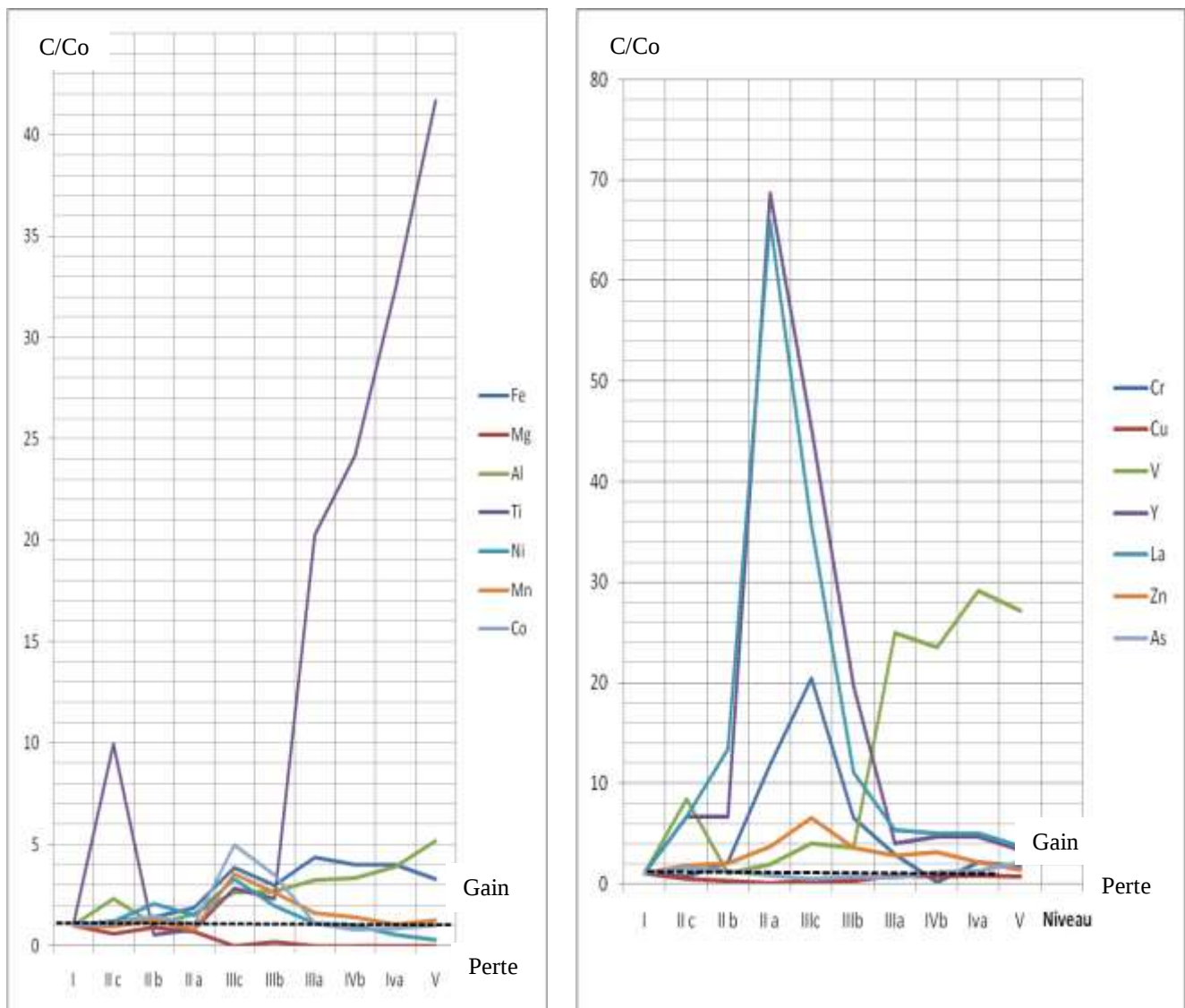


Figure 50 : courbes montrant l'enrichissement (gain) ou l'appauvrissement (perte) de 14 éléments (Al, Fe, Mg, Ti, Mn, Ni, Co) et (Cr, Cu, V, Y, La, Zn, As) selon les niveaux.

De ces différentes courbes découlent les observations suivantes :

- Dans notre profil latéritique nickélicifère, Al et Fe présentent une accumulation relative par rapport à la roche – mère. La courbe montre une tendance continue à l'enrichissement en Al depuis la roche – mère vers la surface, tandis que pour le Fe, cet enrichissement est maximal au niveau **IIIa**, puis après, on remarque une légère diminution vers le sommet du profil ;
- Le profil C/Co du Ti montre deux pics d'enrichissement : l'un est situé au sommet du profil, alors que l'autre est à proximité directe de la roche – mère **IIc** ;
- La courbe du Co (cobalt) montre une augmentation du rapport C/Co par rapport à la roche – mère, jusqu'au niveau **IIIC** où se distingue un pic d'enrichissement. Par la suite, on assiste à une diminution progressive qui se termine par un appauvrissement dans les niveaux supérieurs **IV** et **V** ;
- La courbe du Ni montre deux pics un appauvrissement dans les niveaux supérieurs **I, IIa, IIb** . Son enrichissement commence à partir du niveau **IIb** et atteint son maximum au niveau **IIIC** ;
- Depuis la base du profil, la courbe de Mn présente une sorte de « dents de scie » où se succèdent l'enrichissement (niveaux **III, IV, V**) et l'appauvrissement (niveau **II**). Au niveau **IIIC**, le pic d'enrichissement du Mn se distingue, par la suite le rapport baisse à nouveau (accumulation relative) ;
- Le profil du Mg révèle un appauvrissement dans tous les niveaux par rapport à la roche – mère. Cet appauvrissement est très marqué dans les niveaux supérieurs (**V, IV, III**) ;
- Dans le profil latéritique (niveaux **V, IV, IIIa**) , le pic d'enrichissement du V est très marqué sans oublier qu'à proximité de la roche – mère, niveau **IIc**, se distingue un autre pic d'enrichissement ;
- Pour Zn, l'enrichissement est progressif, de la roche – mère jusqu'au niveau **IIIC**, par la suite on assiste à une régression de la courbe vers le sommet du profil ;
- Le profil du Cr montre un pic d'enrichissement très marqué au niveau **IIIC** tandis qu'aux niveaux **IVb** et **IIc**, on observe des appauvrissements. Un très léger enrichissement s'observe au sommet du profil (niveaux **V, IVa**) ;
- Pour As, l'enrichissement se trouve à la base (niveaux **IIc et IIb**) et au sommet du profil (niveaux **V et IV**) ;
- Les profils de La et Y se ressemblent. Dès la base du profil, la courbe présente un fort enrichissement qui dans le niveau **IIa** est maximum, puis elle montre une légère diminution jusqu'à la partie supérieure ;
- Pour le Cu, un appauvrissement, par rapport à la roche – mère dans tout le profil d'altération, est très marqué. Cependant la montée de la courbe à partir du niveau **III** montre une tendance à l'accumulation vers la surface.

Pour conclure on retient :

- L'accumulation relative du Ti, d'Al et du V en surface, au niveau des cuirasses ferrugineuses et de latérite rouge avec fragments de cuirasse ou de pisolites ;
- L'accumulation relative du Mn et Co dans la saprolite fine ;
- Pour le Ni l'accumulation importante à la base de la saprolite fine et dans la partie médiane de la saprolite grossière ;
- Comme le Cr, l'accumulation de l'Y et de La à la base de la saprolite fine et au sommet de la saprolite grossière ;
- A la base de saprolite fine, une accumulation importante de Ni, Mn, Co, Cr, Y, La, Zn.

Tableau 28 : Valeur du rapport C/Co

	Fe	Mg	Al	Ti	Ni	Mn	Co	Cr	Cu	V	Y	La	Zn	As	Prof	Niveau	Horizon
Cuirasse ferrugineuse	3.27	0.02	5.17	41.65	0.32	1.29	0.97	1.74	0.67	27.20	3.33	3.67	1.32	2.2	2	V	CUIRASSE
Cuirasse dégradée et latérite rouge	3.98	0.02	3.88	32.36	0.55	1.09	0.84	2.12	0.80	29.20	4.67	5.00	2.06	1.28	5	IVa	LATERITE
	4.00	0.02	3.36	24.17	1.01	1.41	0.79	0.16	0.67	23.61	4.67	5.00	3.04	1.20		IVb	ROUGE
Latérite jaune	4.36	0.02	3.22	20.29	1.12	1.61	1.11	2.86	0.78	25.03	4.00	5.33	2.75	0.60	39.5	IIIa	LATERITE JAUNE
	2.96	0.22	2.66	2.36	1.99	2.66	3.51	6.51	0.22	3.58	19.67	11.00	3.51	0.72	40.5	IIIb	OU
Latérite jaunâtre avec des poussières manganésifères WAD	3.85	0.02	2.63	2.84	3.28	3.56	4.99	20.41	0.26	3.94	45.33	35.67	6.51	0.48	42	IIIc	SAPROLITE FINE
	1.88	0.72	1.54	0.80	1.51	0.81	1.05	11.79	0.06	1.94	68.67	66.00	3.68	0.88		IIa	SAPROLITE GROSSIERE
Serpentine début d'altération latéritisée	1.42	0.90	1.07	0.56	2.06	1.25	1.47	2.11	0.22	1.00	6.67	13.33	2.02	1.28	42.8	IIb	
Péridotite serpentinisée	1.20	0.63	2.30	9.97	1.21	0.97	1.08	0.76	0.43	8.35	6.67	6.63	1.76	1.60	43.2	IIc	
Péridotite +/- serpentinisée	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	44.6	I	ROCHE MERE

Les éléments majeurs Al, Ti se concentrent le plus dans le niveau supérieur (Cuirasse), il en est de même pour l'élément en trace V.

Les éléments suivant Ni, Co, Mn Cr, Zn s'accumulent plus dans la base du saprolite fine, tandis que Y, La se concentrent principalement au sommet de la saprolite grossière.

c) Correlation

A part la connaissance du gain ou de la perte en éléments dans le profil, le tableau de corrélation permet de comprendre le comportement des éléments. Ainsi le coefficient de corrélation entre les divers éléments est représenté par le tableau 29 ci-dessous.

Tableau 29 : Coefficient de corrélation entre les éléments dans le profil latéritique S1 d'Ambatovy

	Fe	Al	Mg	Mn	Cr	Ti	Ni	Zn	Cu	V	Co	Sb	Pb	La	Y	Ba	As
Fe	1,00																
Al	0,38	1,00															
Mg	-0,94	-0,54	1,00														
Mn	0,04	0,23	-0,04	1,00													
Cr	0,11	-0,1	-0,18	0,71	1,00												
Ti	0,46	0,66	-0,42	-0,13	-0,55	1,00											
Ni	-0,23	-0,17	0,05	0,31	0,69	-0,81	1,00										
Zn	0,06	-0,02	-0,10	0,78	0,88	-0,38	0,61	1,00									
Cu	-0,46	0,17	0,50	0,10	-0,51	0,30	-0,34	-0,30	1,00								
V	0,57	0,79	-0,57	-0,05	-0,43	0,91	-0,60	-0,24	0,25	1,00							
Co	-0,17	0,05	0,14	0,93	0,80	-0,30	0,42	0,83	0,04	-0,26	1,00						
Sb	0,32	0,73	-0,41	0,53	0,28	0,57	-0,17	0,42	-0,02	0,57	0,47	1,00					
Pb	-0,78	-0,11	0,84	0,07	-0,33	0,05	-0,27	-0,12	0,63	-0,09	0,15	0,05	1,00				
La	-0,36	-0,14	0,34	0,54	0,62	-0,44	0,40	0,68	-0,24	-0,36	0,68	0,29	0,39	1,00			
Y	-0,30	-0,11	0,27	0,69	0,76	-0,46	0,47	0,79	-0,23	-0,39	0,82	0,35	0,06	0,05	1,00		
Ba	0,28	0,19	-0,10	0,41	0,02	0,14	-0,12	0,24	0,30	0,38	0,24	0,09	0,06	0,15	0,16	1,00	
As	-0,14	0,56	0,11	0,05	-0,43	0,71	-0,51	-0,13	0,45	0,58	-0,02	0,63	0,59	0,05	-0,02	0,02	1,00

Les caractères en gras indiquent que la corrélation est significative, ce tableau corrélatif montre une certaine tendance :

- une corrélation **positive et très forte (entre 0,80 à 0,95)** : Mg/Pb ; Mn/Co ; Cr/Zn ; Zn/Co ; Co/Y. Les deux éléments varient de manière identique sur toute la longueur du profil ;

- une corrélation **négative et très forte (entre -0,80 à -0,95)** : Mg/Fe ; Ti/Ni Les deux éléments varient de manière diamétralement opposée l'augmentation de l'un de ces deux facteurs entraîne une diminution relative de l'autre et vice versa ;

- une corrélation **positive et forte (entre 0,70 à 0,80)** : Al/V ; Al/Sb ; Mn/Cr ; Mn/Zn ; Cr/Co ; Cr/Y ; Ti/As ; Zn/Y ;

- une corrélation **négative et forte (entre -0,70 à -0,80)** : Fe/Pb ;

- une corrélation **positive et moyenne (entre 0,50 à 0,70)** : Fe/V ; Al/Ti ; Al/As ; Mn/Sb ; Mn/La ; Mn/Y ; Cr/Ni ; Cr/La ; Ti/Sb ; Ni/Zn ; Zn/La ; Cu/Pb ; V/Sb ; V/As ; Co/La ; Sb/As ; Pb/As ;

- une corrélation **négative et moyenne (entre -0,50 à -0,70)** : Mg/Al ; Mg/V ; Cr/Ti ; Cr/Cu ; Ni/V ; Ni/As.

Comme le MgO est considéré comme un indice de fractionnement, nous allons déterminer les relations entre :

- Eléments majeurs (Fe₂O₃, Al₂O₃, TiO₂) Vs MgO ;
- Eléments en trace (Cu, Ni, V, Co, Zn, La, Y) Vs MgO ;

La figure 51 ci-après illustre les relations entre quelques oxydes majeurs et MgO

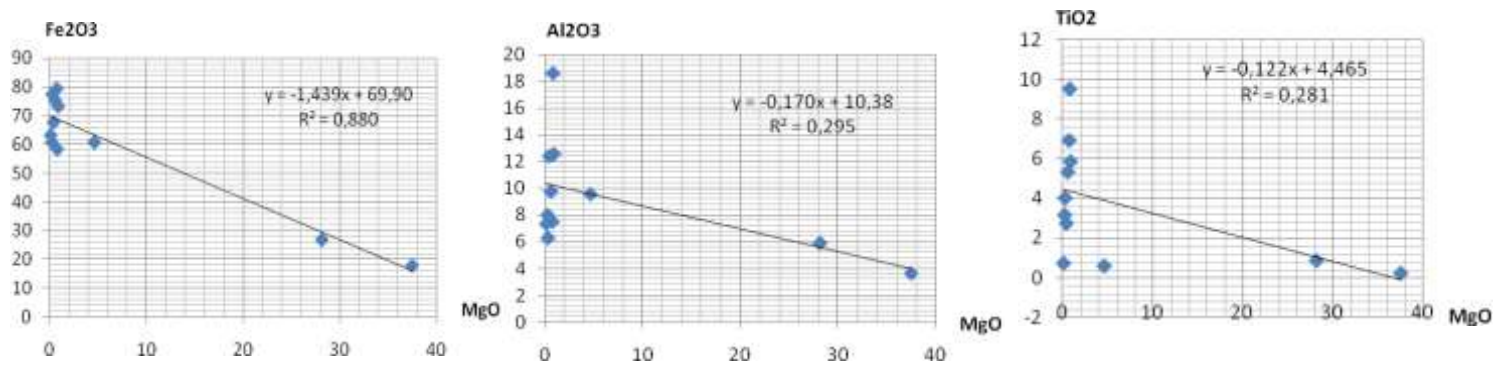
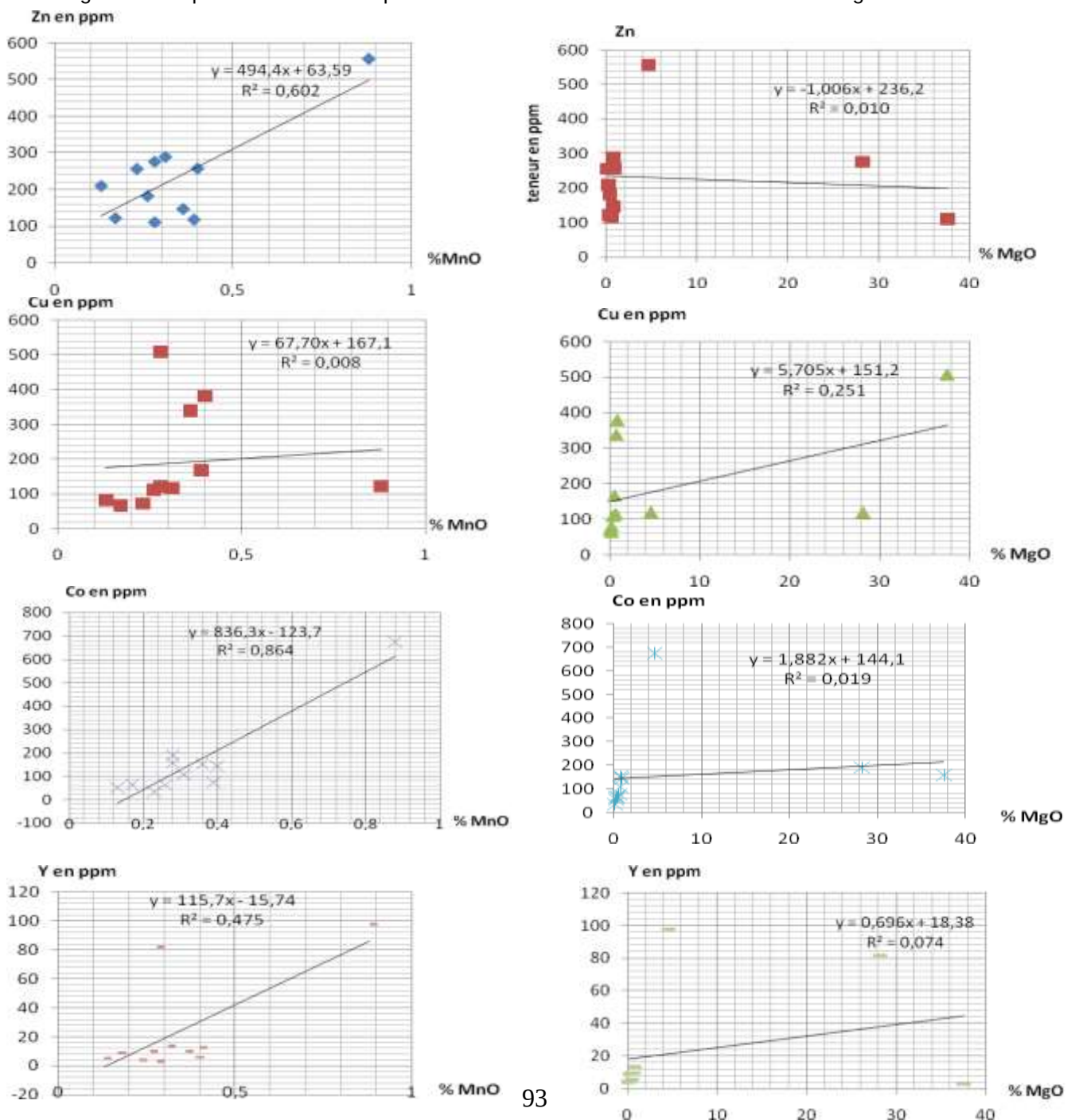


Figure 51 : Diagramme de corrélation entre les oxydes majeurs (Fe₂O₃, Al₂O₃, TiO₂) et MgO

Cette figure montre qu'une corrélation négative existe entre les oxydes majeurs tels que Fe₂O₃, Al₂O₃, TiO₂ et MgO ce qui signifie que le lessivage de Mg engendre une accumulation relative des éléments Fe, Al et Ti.

La figure 52 ci-après montre les comportements des éléments en trace vis-à-vis des MgO et MnO.



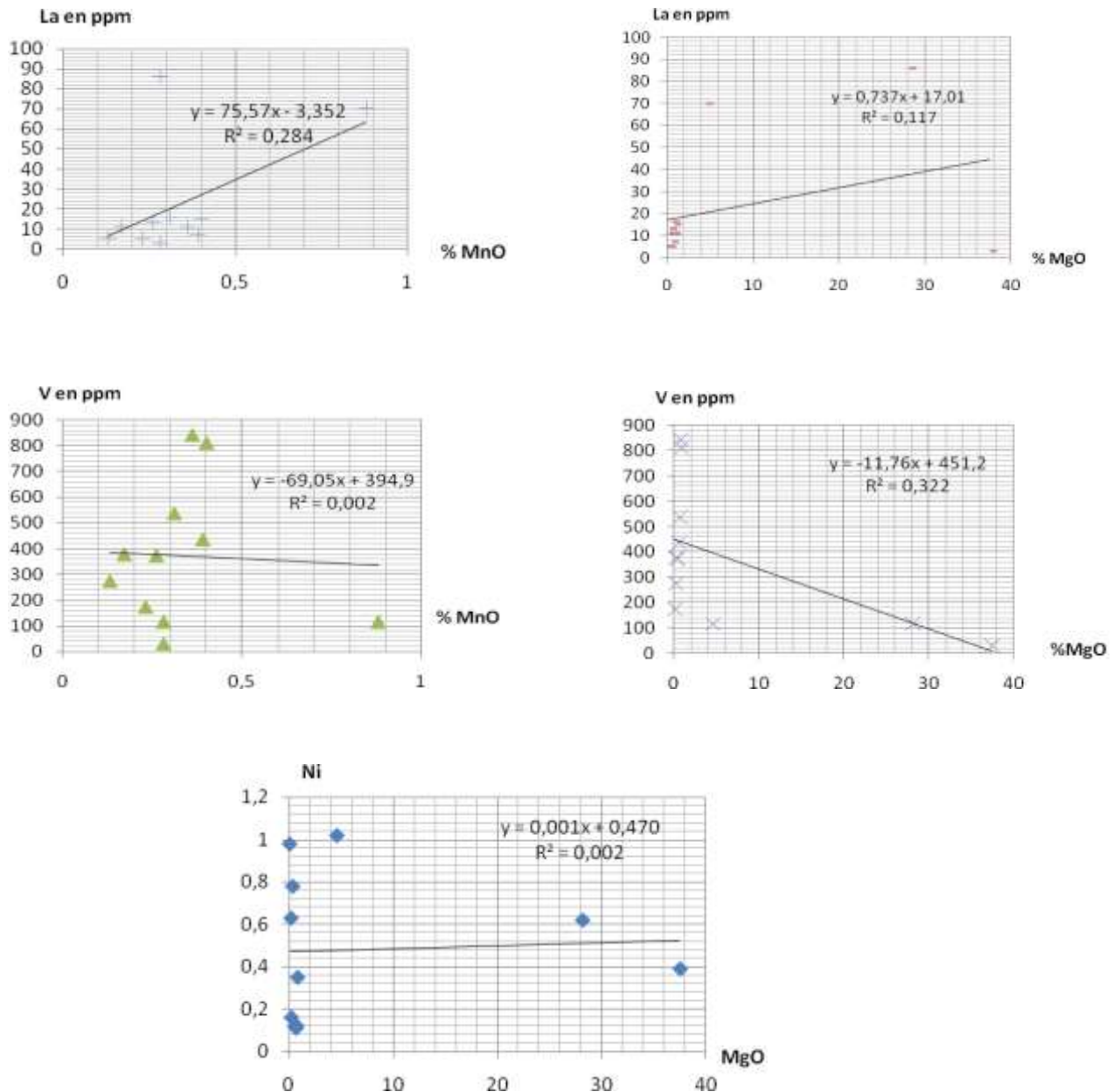


Figure 52 : Diagrammes de corrélation entre les éléments en trace (Zn, Cu, Ni, V, Co, La, Y) / MnO et MgO

Les éléments en trace qui ont une forte corrélation positive avec MnO sont: Zn, Co, Y, La. Malgré que le Cu ait une corrélation positive avec MnO, elle reste toutefois très faible. Seul le V a une corrélation négative avec MnO ce qui explique la concentration relative du vanadium en surface.

Seul le Cu a une forte corrélation positive avec MgO et les autres éléments tels que Co, Y, La ont une faible corrélation positive avec lui.

Comme le cas précédent, le V a une corrélation négative avec MgO.

Ce qu'on peut retenir de ces diagrammes et matrice de corrélation :

- une corrélation positive et forte entre Al et Ti. Les deux éléments varient de manière identique sur toute la longueur du profil ;
- Un coefficient de corrélation élevé qui existe entre Mn -Co ; Ni -Co et Co -Cr ;
- Un coefficient de corrélation marqué par Zn et Cr ;
- Une bonne corrélation négative existante entre Fe et Pb ;

- Une très bonne corrélation entre Y et La ;
- Un coefficient de corrélation faible et négatif entre le Fe et le Ni .

4.4.2.2- Les analyses chimiques effectuées par Sherritt et Service Géologique

a) Traitement des données fournies par le Service Géologique

Le traitement des données issues du tableau 21 (résultat des analyses fournies par le Service Géologique) permet de dresser un tableau récapitulant les teneurs minimale, maximale et moyennes des oxydes majeurs et le Ni (tableau 30) ainsi que la matrice de similarité ou coefficient de corrélation (tableau 31).

Tableau 30 : Teneur en oxydes majeurs et Ni dans les deux premiers mètres.

Horizon superficiel (0-2m)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	Ni
Min - Max	0,34 - 7,18	9,82 – 53,98	44,1- 77,64	0,06 - 2,94	1,33 - 6,9	0,04-0,71
Moyenne	1,94	25,28	66,32	1,04	3,41	0,20

De ce tableau il ressort une concentration relative du fer, d'alumine et du titane.

Tableau 31 : Coefficient de corrélation

Matrice (Coef. de corrélation de Pearson) :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	Ni
SiO ₂	1,000	-0,574	0,481	-0,036	-0,076	0,359
Al ₂ O ₃	-0,574	1,000	-0,912	-0,212	0,120	-0,184
Fe ₂ O ₃	0,481	-0,912	1,000	0,169	-0,329	0,186
Cr ₂ O ₃	-0,036	-0,212	0,169	1,000	-0,225	-0,326
TiO ₂	-0,076	0,120	-0,329	-0,225	1,000	-0,194
Ni	0,359	-0,184	0,186	-0,326	-0,194	1,000

En gras, valeurs significatives (hors diagonale) au seuil alpha=0,050 (test bilatéral)

Les faits les plus frappants dans cette matrice sont :

- la corrélation négative et très forte (entre - 0,80 à - 0,95) entre Al/Fe, c'est-à-dire que la diminution de l'un entraînera une augmentation relative de l'autre et vice versa ;
- la corrélation négative et moyenne (entre -0,50 à -0,70) entre Si/Al.

La figure 53 ci-après illustre ces deux types de corrélations négatives

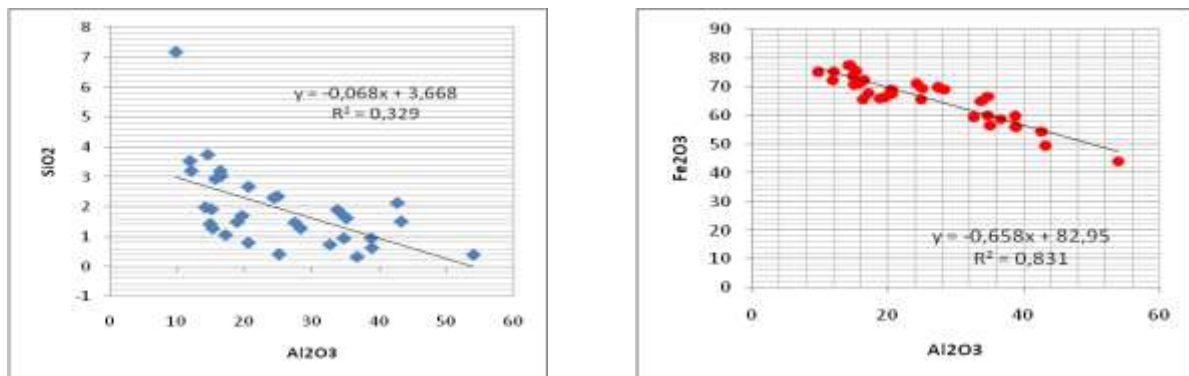


Figure 53 : Diagramme de corrélation entre (SiO₂, Fe₂O₃) et Al₂O₃

b) Traitement des données fournies par la Sherritt

Les analyses sur les données des trois points de forage sont représentées sous forme de tableau (tableaux 32, 33, 34) ou sous forme de figures (figures 56, 57, 58).

Tableau 32 : Récapitulation des données des trois forages (oxydes majeurs et éléments en trace) selon les niveaux

Oxydes majeurs	AM210-610	AMB219	DAM134	Lithologie
SiO₂	16.4	-	1.5	LR
	7.5	2.5	4.9	LJ
	40.5	38	35.8	SAP
Fe₂O₃	49.7	-	54.3	LR
	66.9	65.1	66.4	LJ
	28.1	18.7	28.2	SAP
MgO	0.5	-	0.4	LR
	1.9	0.4	0.4	LJ
	18.1	33.4	27	SAP
Al₂O₃	14.8	-	21.7	LR
	2.6	7.9	8.5	LJ
	1.7	1.7	2.7	SAP
Cr₂O₃	1.8	-	1.2	LR
	5.1	-	2	LJ
	1.5	-	1.3	SAP
TiO₂	2.8	-	1.1	LR
	0.5	-	1.2	LJ
	0.2	-	0.2	SAP
Eléments en trace	AM210-610	AMB219	DAM134	Lithologie
Ni	0.8	-	0.5	LR
	1.5	1.08	1.08	LJ
	1.5	0.34	0.95	SAP
Co	0.07	-	0.02	LR
	0.1	0.08	0.09	LJ
	0.04	0.03	0.03	SAP

Deux tendances ressortent de ce tableau, d'abord la concentration (en rouge) ensuite le lessivage (en jaune). Le Fer, le Nickel et le Cobalt se concentrent le plus au niveau de la latérite jaune (LJ), tandis que l'Aluminium se concentre préférentiellement dans la latérite rouge (LR). Les deux éléments Si et Mg diminuent brusquement de la saprolite grossière au sommet du profil.

La position de ces trois forages sur le terrain et les profils correspondant sont représentés par la figure 54 ci-dessus. Cette figure nous permet en même temps, de voir l'épaisseur totale du manteau d'altération selon la morphologie (plateau, versant..) et la distribution verticale et latérale de certains éléments majeurs.

Au dessus de la roche mère le manteau d'altération, dans les versants Nord Ouest et Sud Est, a une épaisseur très importante (plus de 50 à 70m) et au sommet des plateaux il est plus modeste (20m).

La flèche et la taille de l'écriture (Fe, Fe) montre une accumulation relative et absolue du fer vers le sommet du profil pour aboutir à une concentration importante pouvant constituer une cuirasse ferrugineuse.

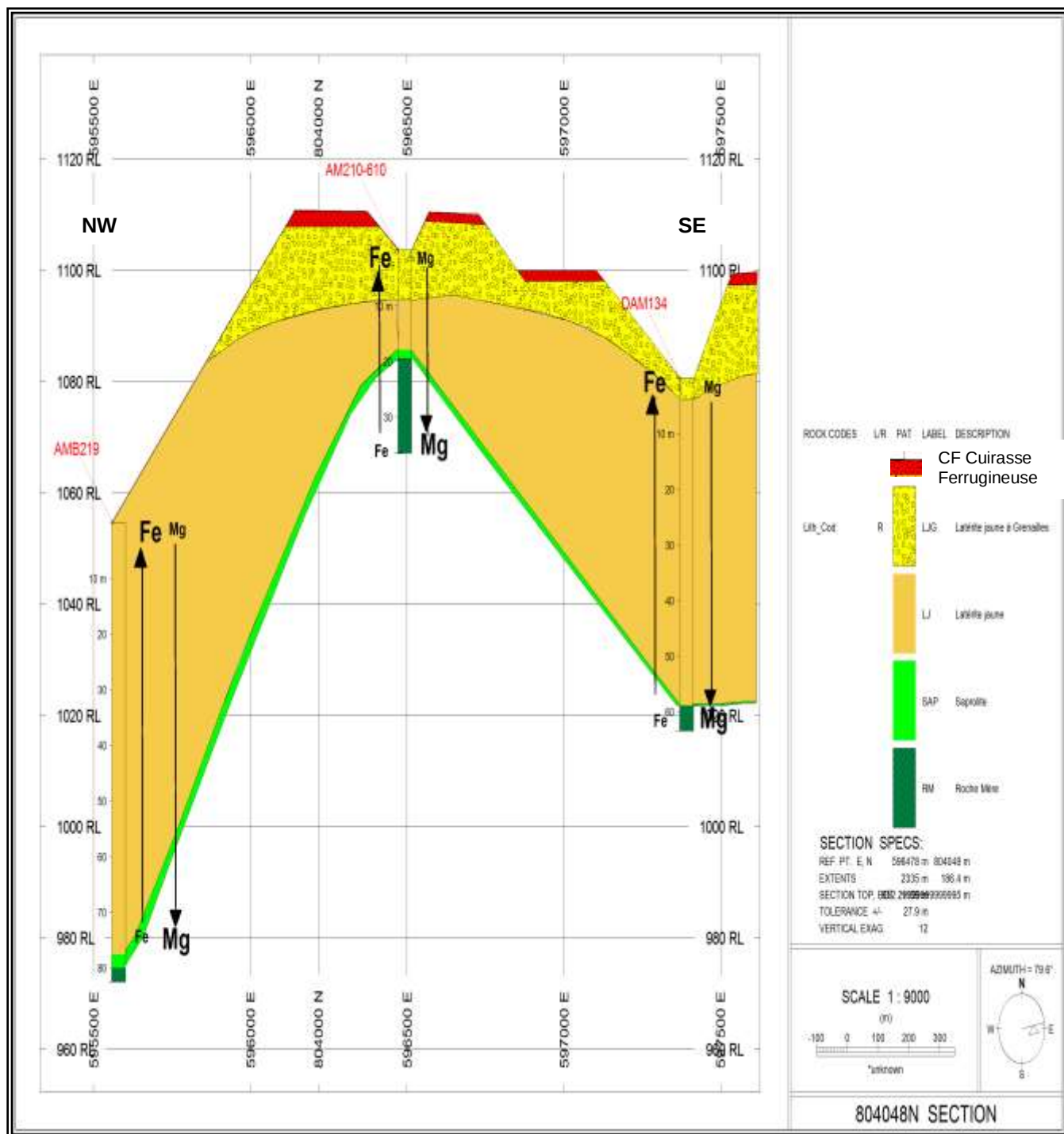
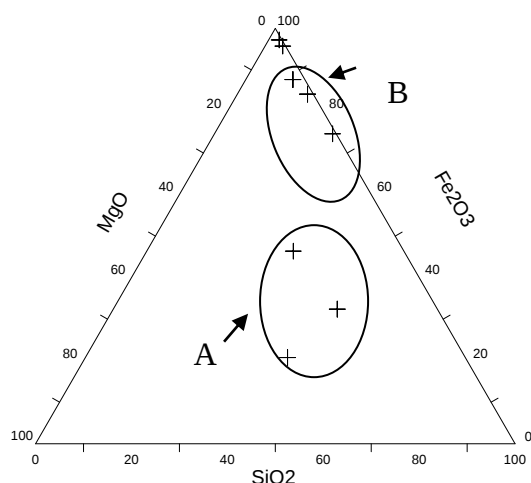


Figure 54 : Coupe schématique et position des trois forages

Contrairement aux comportements du Fe, le Mg est le premier élément lessivé.

A propos des variations latérales des éléments, le Mg est plus lessivé sur les versants qu'au niveau du plateau à cause du drainage. Par contre le Fe se concentre le plus au niveau du plateau que sur les versants.

En reprenant les valeurs des trois oxydes majeurs (SiO_2 , MgO et Fe_2O_3) au niveau du Saprolite grossière et en les plaçant dans un diagramme ternaire (figure 55), on arrive à distinguer le type de gisement.



Ce diagramme ternaire permet de distinguer deux types de gisements (Zeissink, 1969):

- le premier groupe A est caractérisé par des teneurs élevées en SiO₂ et MgO tandis que la teneur en Fe₂O₃ est faible. La zone minéralisée se situe en bas du profil, au niveau du saprolite grossière (SAP) ;
- le deuxième groupe B est caractérisé par une teneur élevée en Fe₂O₃ et de faible teneur en SiO₂ et MgO. Dans ce cas le nickel est localisé dans la zone du saprolite fine ou latérite jaune (LJ).

Figure 55 : Diagramme ternaire montrant la composition de la latérite nickélique

En se basant sur le tableau 32, nous avons obtenu la matrice de similarité ou coefficient de corrélation de Pearson représenté par le tableau 33 suivant.

Tableau 33 : Coefficient de corrélation des données de trois forages

Matrice (Coef. de corrélation de Pearson) :

	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	Ni	Co
SiO ₂	1,000	-0,931	0,876	-0,616	-0,149	0,000	0,001	-0,415
Fe ₂ O ₃	-0,931	1,000	-0,917	0,376	0,350	0,004	0,339	0,686
MgO	0,876	-0,917	1,000	-0,611	-0,119	-0,120	-0,287	-0,512
Al ₂ O ₃	-0,616	0,376	-0,611	1,000	-0,407	0,191	-0,480	-0,289
Cr ₂ O ₃	-0,149	0,350	-0,119	-0,407	1,000	-0,142	0,458	0,634
TiO ₂	0,000	0,004	-0,120	0,191	-0,142	1,000	-0,303	0,272
Ni	0,001	0,339	-0,287	-0,480	0,458	-0,303	1,000	0,625
Co	-0,415	0,686	-0,512	-0,289	0,634	0,272	0,625	1,000

En gras, valeurs significatives (hors diagonale) au seuil alpha=0,050 (test bilatéral)

Les caractères en gras indiquent que la corrélation est significative, ce tableau corrélatif montre les tendances suivantes :

- une corrélation **positive et très forte (entre 0,80 à 0,95)** : Si/Mg c'est-à-dire que les deux éléments varient de manière identique sur toute la longueur du profil ;
- une corrélation **négative et très forte (entre -0,80 à -0,95)** : Mg/Fe ; Si/Fe. Les deux éléments varient de manière diamétralement opposée l'augmentation de l'un de ces deux facteurs entraîne une diminution relative de l'autre et vice versa;
- une corrélation **positive et moyenne (entre 0,50 à 0,70)** : Fe/Co ; Cr/Co ; Ni/Co ;
- une corrélation **négative et moyenne (entre -0,50 à -0,70)** : Mg/Al ; Mg/Co ; Si/Al.

Cette matrice de similarité sera traduite sous forme de diagramme représenté par les figures suivantes.

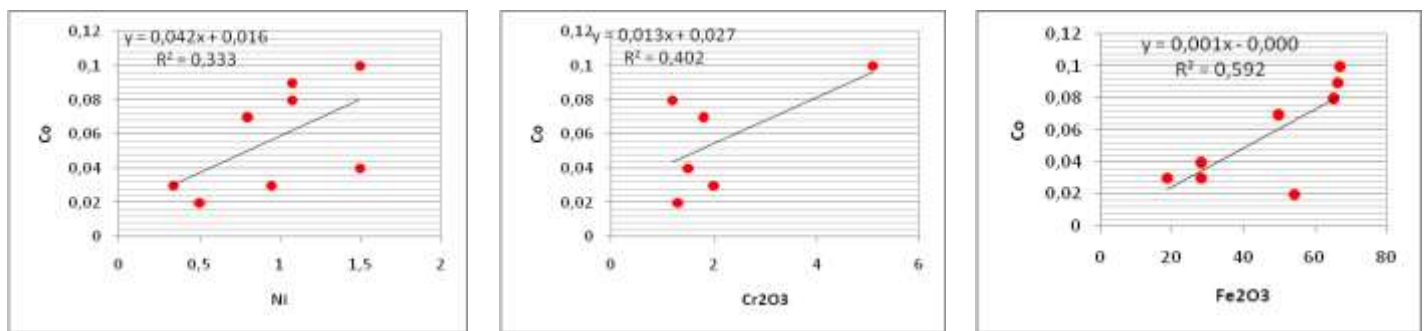


Figure 56 : Diagrammes de corrélation entre (Ni, Cr₂O₃, Fe₂O₃) / Co

Ni et Co ont approximativement le même rayon ionique et montre une similarité quoique le Ni est suggéré avoir plus de mobilité. Le ratio Co/Ni donne une information sur le mouvement du nickel et cobalt au sein du profil. La concentration de ces deux éléments peut résulter de la diminution de SiO₂ et de MgO.

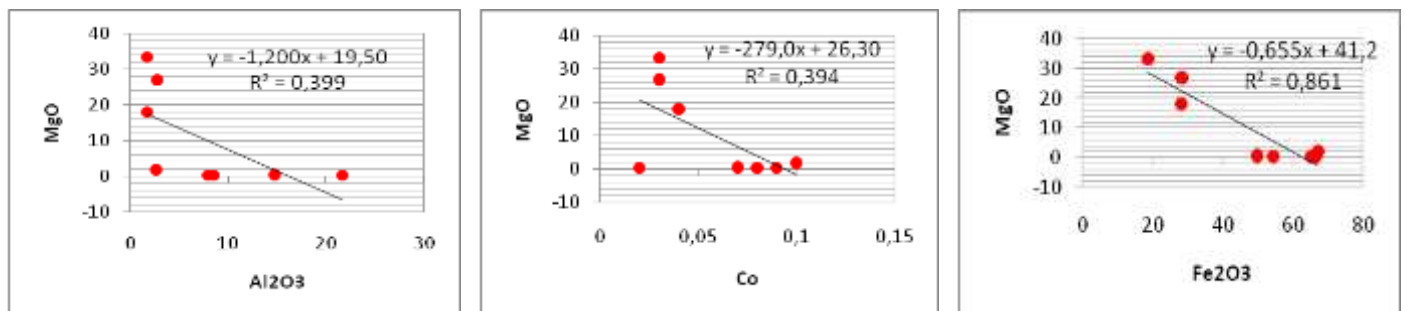


Figure 57 : Diagramme de corrélation entre (Al₂O₃, Co, Fe₂O₃) / MgO.

Le lessivage du Mg entrainera une concentration relative de Co, Al et Fe.

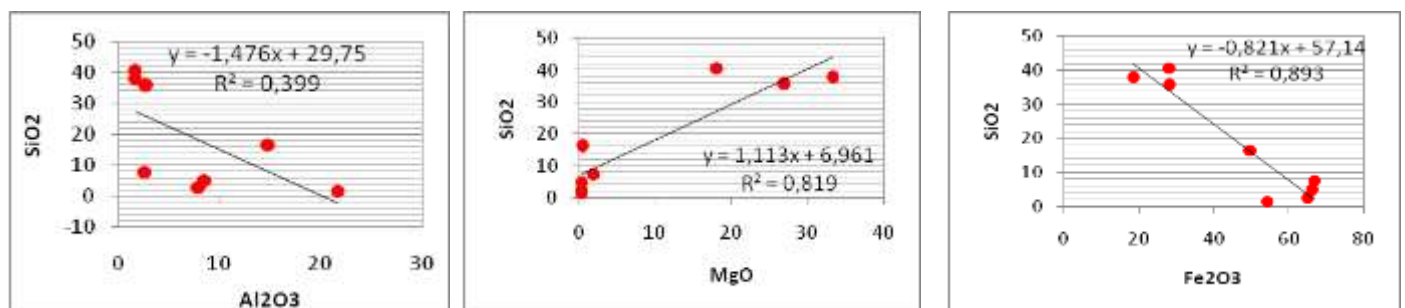


Figure 58 : Diagramme de corrélation entre (Al₂O₃, MgO, Fe₂O₃) / SiO₂.

La très bonne corrélation entre Si et Mg signifie que ces deux éléments sont les premiers lessivés et que leur lessivage peut résulter une concentration d'Al et du Fe.

4.4.3- Conclusion Partielle

Sur base du log géochimique, des coefficients de corrélation et du rapport C/Co, on peut suivre la répartition des éléments majeurs, mineurs et les traces, ainsi que leurs associations, au sein du profil.

- le Fe et le Mg ont un comportement géochimique totalement différent. Alors que le Fe se concentre dans les niveaux latéritiques supérieurs, dans le même temps le Mg est lessivé et se concentre dans le niveau saprolitique grossier.

Suivant BESSET (1978) , après lessivage de Mg et Si , se produisent des accumulations des éléments résiduels Fe , Cr , Al , Mn , Co , Ni , Ti , qui vont constituer l'essentiel du profil d'altération .

- dans le profil « S1 », Al, Ti et As se concentrent dans la zone « cuirasse ferrugineuse ». Al se concentre plus que le Fe dans ce niveau superficiel.

Suivant ZEISSINK (1969), NORTON (1973) :

- l'Al est très insoluble au cours de l'altération d'où sa rétention au sommet du profil ;
 - Ti suit exactement l'allure de l'Al , ces deux éléments présentent d'ailleurs un coefficient de corrélation élevé.
- Suivant NAHON (1976), l'augmentation de Ti correspond au faciès le plus argileux c'est – à – dire le plus riche en Al. Les horizons les plus pauvres en Al sont les plus dépourvus de Ti. Le titane a un comportement résiduel comme le fer, l'aluminium.

- Fe, V, Cu, se concentrent plus dans la zone sous cuirasse formée de « latérite brun jaunâtre ». De nombreux auteurs (FISCHER, 1959 ; HATAWAY, 1959 ; TARDY, 1969 ; PAQUET, 1969 ; KARPOFF, 1973) reconnaissent l'affinité du Fe et du V en milieu latéritique. La retention du Cu dans les niveaux latéritique est déjà été signalée par TRESCASES (1975), ZEEGER et LEPRUN (1979), BUTT et NICKEL (1981).

Le comportement identique du Cr et du V démontré par TARDY (1969), KARPOFF (1973) n'est pas applicable dans notre cas.

Pour le profil « S1 », dans les 5 premiers mètres, le Fe a tendance à se concentrer en profondeur. Ce fait prouve que dans cette zone, le lessivage affecte non seulement Mg et Si mais également Fe. Cette soustraction du fer entraîne une accumulation relative d'Al sous forme de GIBBSITE (BOUCQUIER et al. 1984).

Le log géochimique montre, pour la partie supérieure une allure inverse entre Fe et Al

- * Mn, Co, Ni, Cr, Zn se concentrent dans l'horizon dite « latérite jaune » à la base duquel se trouvent des « mouches noires manganésifères ». La variation de teneur en Mn suit exactement celle de Co dans le profil « S ». Ce parallélisme fait penser que Mn et Co sont associées dans une même phase minérale. Mn est appauvri dans l'horizon de cuirasse pour s'enrichir plus bas dans le profil en coprécipitant avec Co et Ni dans des oxydes de manganèses (ZEISSINK, 1969 ; TRESCASES, 1975).

Par ailleurs, AMMOU CHOKROUM (1972) démontre l'absorption possible de Ni dans les oxydes de manganèses, ce qui semble être le cas de notre étude.

TRESCASES (1975) note que le comportement complexe du Zn l'associe à la fois au Ni et au Mn, ce qui semble confirmer dans notre cas. Cet auteur précise aussi que Cr, Mn, Co, Ni, sont rangés parmi les éléments majeurs des péridotites.

- *La et Y présentent une allure semblable et se concentrent dans le niveau sommital de l'horizon « saprolite grossière » ou « latérite pistache »

*La teneur en Mg décroît lentement de la roche – mère à la saprolite grossière et devient brutalement très faible dès la base de la saprolite fine. Ce comportement de Mg est caractéristique de la plupart des manteaux d'altération des péridotites en zones chaudes, il a déjà été décrit par De WAAL (1971), TRESCASES (1975), ZEISSINK(1969), SCHELLMANN (1964).

Pour en finir avec l'interprétation géochimique, nous allons considérer les quatre profils (S1, AMB219, DAM134 et AM210-610) en montrant à partir des courbes (Figure 61) l'allure des éléments majeurs et du Ni en fonction de la profondeur.

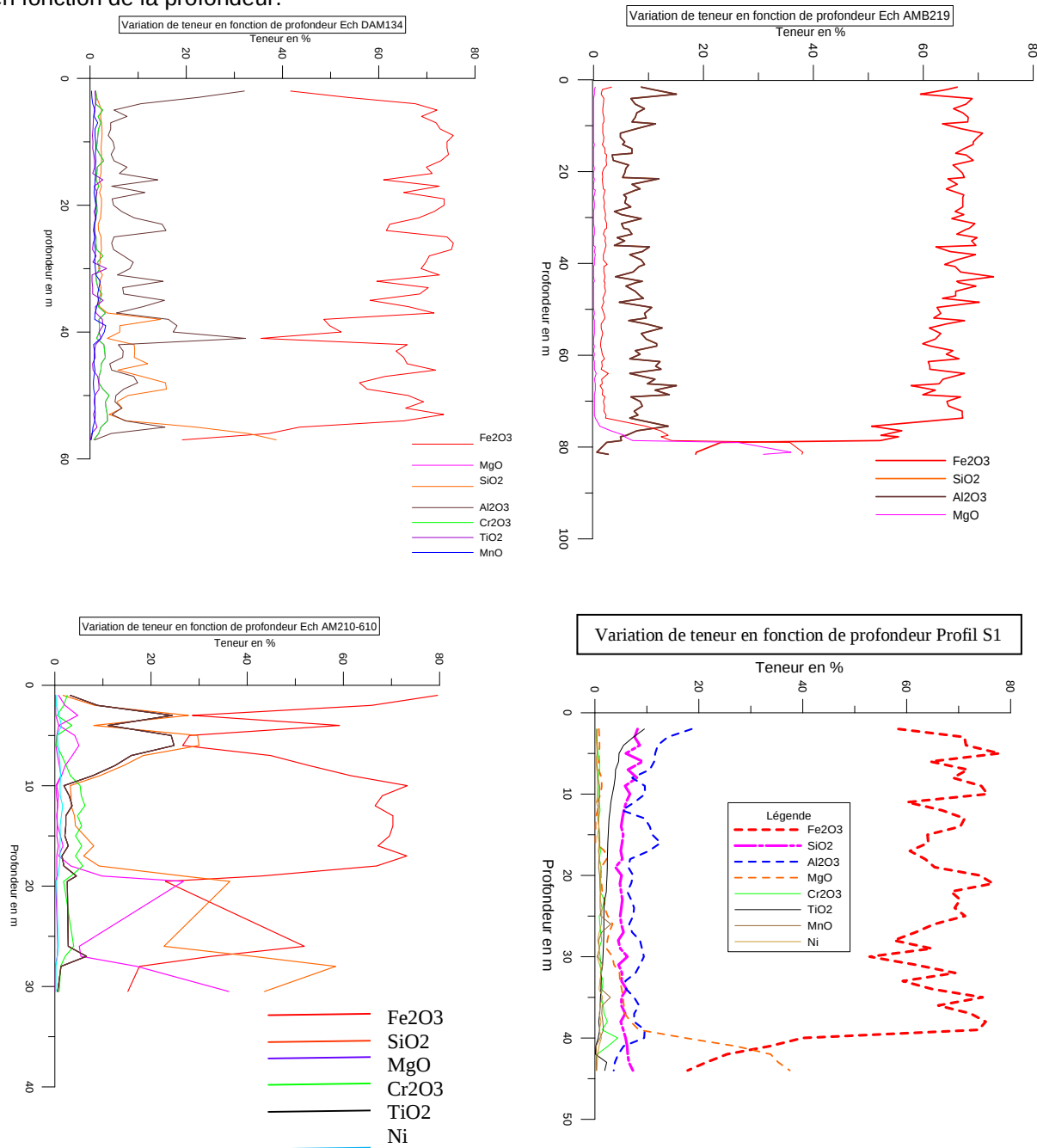


Figure 59 : Allure de la variation de teneur des éléments majeurs et en trace en fonction de la profondeur

Ces courbes démontrent qu'au cours de l'altération, depuis la roche mère +/- serpentinisée jusqu'au sommet du profil, des éléments comme Mg et Si sont évacués brutalement et d'autres comme Fe et Al sont concentrés dans la partie supérieure.

Chapitre 5 : DISCUSSION

Dans ce chapitre, nous regroupons dans une optique synthétique les différentes données d'analyse chimique, minéralogique et pétrographique et les confrontons avec des travaux similaires des autres auteurs dans d'autres pays.

5.1.- TRANSFORMATION MINÉRALOGIQUE

L'altération différentielle des minéraux des roches ultrabasiques plus ou moins serpentinisées (**RM**) conduit généralement à la formation d'altérite à structures conservées à la base (**saprolite grossière**). Cette structure s'estompe progressivement vers le sommet et constitue d'abord une autre structure localement conservée (**saprolite fine**) puis un horizon d'altération où aucune structure n'est conservée (**latérite rouge**) et parfois surmontée par de **cuirasse ferrugineuse**.

De l'observation des données de Rayon X et pétrographiques, on peut résumer les faits suivants :

5.1.1- Base du profil « Roche-mère » (I) et « Saprolite grossière » (II)

La roche – mère est une dunite serpentinisée qui montre l'association minéralogique suivante : **olivine – serpentine – magnétite** – et comme minéraux accessoires : **ilménite** et **goëthite**.

Les noyaux d'olivine ont une forme polyédrique et sont enserrés dans les réseaux serpentineux. L'évolution de ces noyaux est très rapide. D'abord, les bordures sont corrodées et renferment des produits amorphes ferrugineux brunâtres. Ces produits amorphes sont un mélange de gels ferriques et siliceux (TRESCASES, 1975) reprise par BESSET (1978) sous le nom de « **gel silico – ferrique** »

L'analyse par diffraction de Rayon X confirme également la présence de **goëthite**, mais encore à l'état de trace, à la base du profil. Selon TRESCASES (1975), ce sont les hydroxydes qui s'organisent en lamelles microscopiques de goëthites au cours de l'altération des olivines.

On note également la présence des traces de **quartz** et de **smectite**. Cette dernière est décrite comme étant alumineuse dioctaédrique et malcristallisée, du type D et E dans la classe de cristallinité de THOREZ (1975). Suivant TRESCASES (1975), un minéral argileux de la famille de smectite peut apparaître comme un produit d'altération des olivines.

Pour les minéraux serpentineux qui ensèrent les noyaux d'olivine, leur altération est lente et progressive. Elle se traduit par l'amincissement des cloisons et par la présence des produits brunâtres au pourtour. Durant, l'altération ces réseaux serpentineux abandonnent une faible quantité de produits amorphes très fortement colorés par les hydroxydes de fer qui s'organisent en goëthite (TRESCASES- 1975). Les goëthites, dans notre observation, s'individualisent à partir de 42 – 42,80m, niveau supérieur de la saprolite grossière, alors que les serpentines disparaissent partiellement ou totalement.

A côté des silicates primaires, on observe la **magnétite**, l'**ilménite**. Ces minéraux s'évaluent respectivement en **goëthite** et en **anatase** au cours de l'altération.

Toujours dans la zone « saprolite grossière », les diffractogrammes montrent la présence des minéraux néoformés tels : **talc**, **amphibole**, **illite**, (illite ouverte), **chlorite** (chlorite secondaire).

Les minéraux suivants : serpentine, hématite, chlorite, talc et les sulfures sont liés aux phénomènes hydrothermaux (BUTT et NICKEL 1981, BOUKILI et al. 1983).

5.1.2- Sommet du profil « Sapolite fine » (III), « Latérite Rouge » (IV), « cuirasse » (V)

Dans la « zone sapolite fine », les transformations minéralogiques sont moins nombreuses. Les silicates primaires sont totalement disparus. Le **talc** et le **quartz** sont toujours présents. La **goëthite** qui était déjà apparue au sommet de la « sapolite grossière » a un caractère mal cristallisé et comporte beaucoup d'impuretés, marqué par de nombreux auteurs (ZEISSINK, 1969 ; TRESCASES, 1975 ; BESSET, 1978 ;). L'horizon superficiel regroupant la « latérite rouge » et la « cuirasse » est caractérisé par la prédominance de **goëthite** avec un peu d'**hématite**. On soulignera aussi la présence du **quartz**, de l'**anatase** (qui est le produit de l'évolution de l'ilménite), de **gibbsite** et de l'absence de kaolinite.

Peut – on expliquer l'absence de cette dernière par un fort lessivage de Si qui ne permet pas la formation de ce minéral ?

Les mécanismes d'évolution des minéraux de roches ultrabasiques en milieu d'altération tropical ont été décrits par de nombreux auteurs : ZEISSINK (1969), NORTON (1973), TRESCASES (1975), ZEEGERS et LEPRUN (1979), NAHON et al. (1982), PELLETIER (1983).

5.2.- REPARTITION CHIMIQUE ET MINERALOGIQUE

En milieu latéritique, l'altération superficielle entraîne des destructions des minéraux et des néoformations successives qui se traduisent du point de vue géochimique par des libérations et de remobilisations d'éléments BESSET (1978).

Sur le plan géochimique, les premiers stades d'altération des roches ultrabasiques, en l'occurrence la péridotite, se manifeste par une chute rapide de teneur en Mg, une diminution plus lente de teneur en Si et un enrichissement relatif en fer et en aluminium (PERRUCHOT, 1971 ; PEDRO et DELMAS, 1971 ; BIBENT, 1974. Nos profils géochimiques confirment toutes ces observations.

La diminution importante et brusque des teneurs en Mg entre la serpentinite latéritisée et la latérite supérieure ainsi que la teneur maximale en Ni dans ce dernier niveau, peuvent être expliquées par la présence des minéraux néoformés comme le talc et les oxydes de manganèse.

Suivant BESSET et COUDRAY (1978) , les tracés en « dents de scie » dans le log géochimique s'expliquent par la présence dans la nature de zone de circulation préférentielle et l'existence dans la roche – mère des minéraux qui réagissent différemment et non simultanément vis – à – vis de l'altération .

Au terme de cette étude, nous allons suivre la répartition et la localisation de certains éléments au cours de l'altération, en particulier le nickel. Pour cela, nous avons regroupé tous les résultats d'analyse chimique et minéralogique dans le tableau 34.

Tableau 34 : Evolution de composition chimique et minéralogique de la latérite nickélique d'Ambatovy au cours de l'altération.

Teneur moyenne Elément	« roche – mère (péridotite (I) ±serpentinisée)	Serpentine « saprolite grossière » (II)	« Latérite jaune » (III) « saprolite fine »	« Latérite rouge » (IV)
Fe	12.5	20.7	45.28	51.43
Al	1.91	2.49	5.06	6.67
Mg	22.52	8.26	0.77	0.52
Ni	0.39	0.69	1.12	0.34
Mn	0.22	0.23	0.68	0.3
Cr	0.15	1.03	2.04	0.3
Ti	0.14	0.10	0.36	3.52
Co	0.016	0.02	0.09	0.01
Cu	0.051	0.07	0.01	0.04
Zn	0.011	0.03	0.06	0.03
V	0.003	0.005	0.01	0.08
Composition minéralogique par ordre d'abondance	OLIVINE serpentine Magnétite Amorphes Goëthite Ilménite	SERPENTINE Olivine Talc nickélique Amphibole Smectite Goëthite Amorphes	GOETHITE Amphibole Talc Quartz Gibbsite Hématite Amorphes	GOETHITE Gibbsite Hématite Anatase Quartz Amorphes

(Source Mandimbiarison, 1987,2012)

De ce tableau, il ressort les observations suivantes :

- La teneur en Al augmentant vers le sommet du profil semble être concomitante de la néoformation de la Gibbsite ;
- La teneur en Fe augmente vers la partie supérieure du profil. A la base du profil, il est associé à la magnétite et dans la partie superficielle, il est surtout lié à la goëthite qui est le produit d'évolution ultime des minéraux silicatés (olivine, serpentine) et oxydés (magnétite, hématite).
- L'analyse par diffraction de Rayon X révèle la prédominance de la goëthite dans la zone « limonitique » (latérite jaune et latérite rouge). Tandis que le log géochimique montre un enrichissement en Al. Peut – on dire, à partir de ces faits constatés, qu'au cours de l'altération, il y avait une substitution entre Fe et Al.
- La forte diminution de teneur en Mg de la roche – mère jusqu'au sommet du profil s'explique par un lessivage intense en Mg qui par suite, va s'accumuler vers le bas du profil. Cet élément s'associe à l'olivine et aux serpentines, le talc aussi en est minéral de néoformation.
- La concentration élevée en Ti dans la « latérite rouge » est liée à l'anatase. Le rapport C/Co montre aussi un pic d'enrichissement de Ti à proximité de la roche – mère, on peut dire dans ce cas que le Ti

est encore lié à l'ilménite qui forme le minéral accessoire de la péridotite. A ce niveau, l'ilménite n'est pas encore évoluée vers l'anatase.

- La concentration élevée en Mn, Cr, Co dans l'horizon « latérite jaune » est liée à la présence des « mouches noires manganésifères » (Wad).
- La teneur en V augmente vers le sommet du profil, sa concentration maximale se trouve dans la partie supérieure du profil où la goëthite prédomine. La bonne corrélation Fe – V suggère une association V – goëthite.
- Pour le Ni dont sa répartition a fait l'objet principal de cette étude, sa teneur maximale se rencontre dans le niveau inférieur de l'horizon « latérite jaune » ou « saprolite fine » où la structure initiale de la roche – mère est encore conservée. Il est en association avec les oxydes de manganèse. Ces observations sont conformes à celle de GORDON et al. (1986). Le Ni est associé aux minéraux silicatés dans les fractions serpentineuses (talc nickélifère) (TRESCASES, 1975 ; COY – ILL et GUILLOUX, 1972).

L'abondance des amorphes à la base du profil peut entraîner une redistribution du Ni. D'après TRESCASES (1975), le Ni est incorporé aux gels silico – ferriques à un degré moindre.

Le restant de nickel qui n'est pas piégé dans les mailles serpentineuses et dans les oxydes de manganèse, se retrouve piégé dans les mailles de goëthites dans l'horizon superficiel. La goëthite constitue le principal porteur du Ni dans l'horizon « limonitique ». Cette observation rejoint l'analyse de COMBES (1965) qui reconnaît pour la première fois la relation existante entre le nickel et la goëthite . Les travaux de ROORDA et al. (1977) sur la distribution des éléments majeurs dans la limonite nickélifère, évoquent que 75 à 95% de Ni s'associe à la goëthite, 5 à 15% aux oxydes de manganèse, 2 à 15% à la maghémite et 1 à 5% aux silicates (secondaires) (tableau 36).

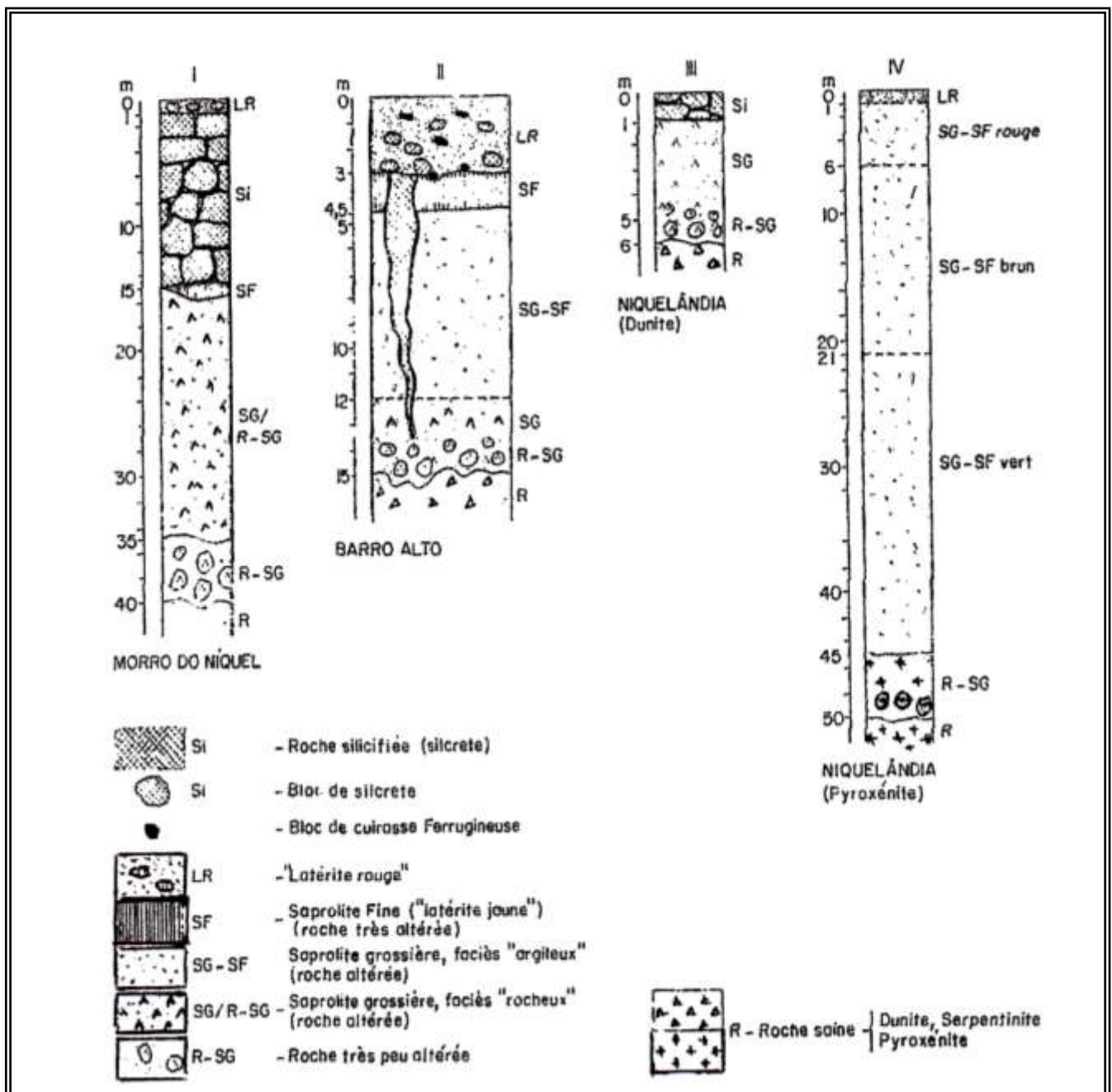
Tous ces faits nous prouvent la complexité de répartition du Ni signalée par plusieurs auteurs (RAMBAUD, 1969 ; KARPOFF, 1973 ...) et se rapportent plus ou moins à la classification de type « B » de SCHELLMAN (1971) où le nickel est concentré à la base de l'horizon ferrugineux (base de « saprolite fine »).

Pour le profil « S1 » d'Ambatovy, l'enrichissement en Ni commence dès l'horizon « latérite rouge » pour se concentrer encore plus à la base de la « saprolite fine » où l'on rencontre des « mouches noires manganésifères ». L'horizon silicaté (type « C » de SCHELLMAN, 1971) est très peu développé dans ce profil « S1 ».

5.3.- COMPARAISON AVEC D'AUTRES PROFILS LATERITIQUES NICKELIFERES DANS LE MONDE

Les latérites nickélifères développés à Ambatovy peuvent être comparées avec d'autres profils d'altération dans le monde (Brésil, Burundi, Cameroun, Côte d'Ivoire, Nouvelle Calédonie).

Pour le Brésil, nous avons pris dans les travaux de A.J. MELFI et al en 1979, concernant les profils d'altération des zones hautes à climat tropical à saisons contrastées qui ne renferment que deux zones : une zone d'altération in situ à la base et une zone silicifiée (silcrete) au sommet. La figure 60 ci-dessous montre les profils de toutes ces zones.



La figure 61 suivante montre l'évolution géochimique du profil de Morro do Niquel

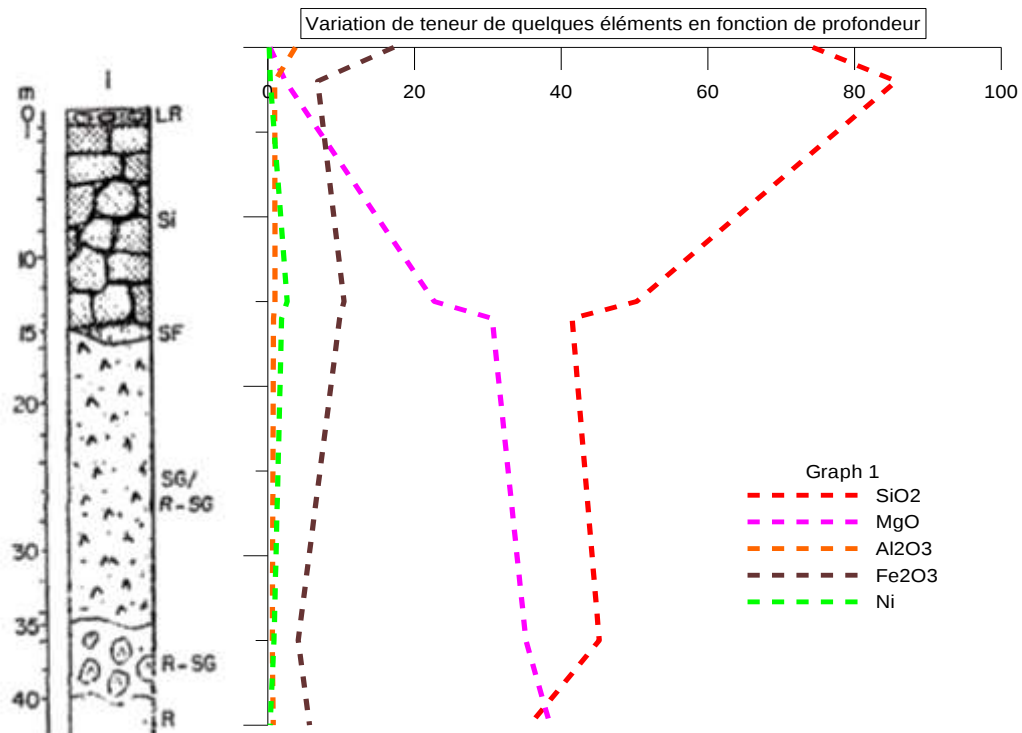


Figure 61 : Evolution géochimique du profil de Morro do Niquel au Brésil

Pour la Côte d'Ivoire, la latérite nickélifère a été décrite pour la première fois par D. NAHON en 1982. L'auteur a remarqué un épais développement du profil sur le plateau et moindre épaisseur dans les bas de pente. A partir de la **Roche mère (I)**, (Dunite serpentinisée) les profils sont subdivisés en plusieurs couches successives :

- La **couche de transition (II)** correspondant à l'altération des minéraux primaires aux secondaires phyllosilicatés ;
- La **couche ferrugineuse (III)** correspondant à l'altération des phyllosilicates en hydroxydes de fer ;
- La **couche ferrugineuse de couleur rouge pourpre (IV)** constituée principalement d'hydroxyde de fer et d'alumine.

La plus forte concentration en Ni est liée à la distribution secondaire phyllosilicatée, principalement du talc et smectite. Ce profil contient 3% de NiO au sommet de la couche de transition et entre 1,5 à 2,5% dans les couches ferrugineuses et la figure 62 ci-dessous montre l'évolution minéralogique et géochimique dans le profil de **Sipilou** en Côte d'Ivoire

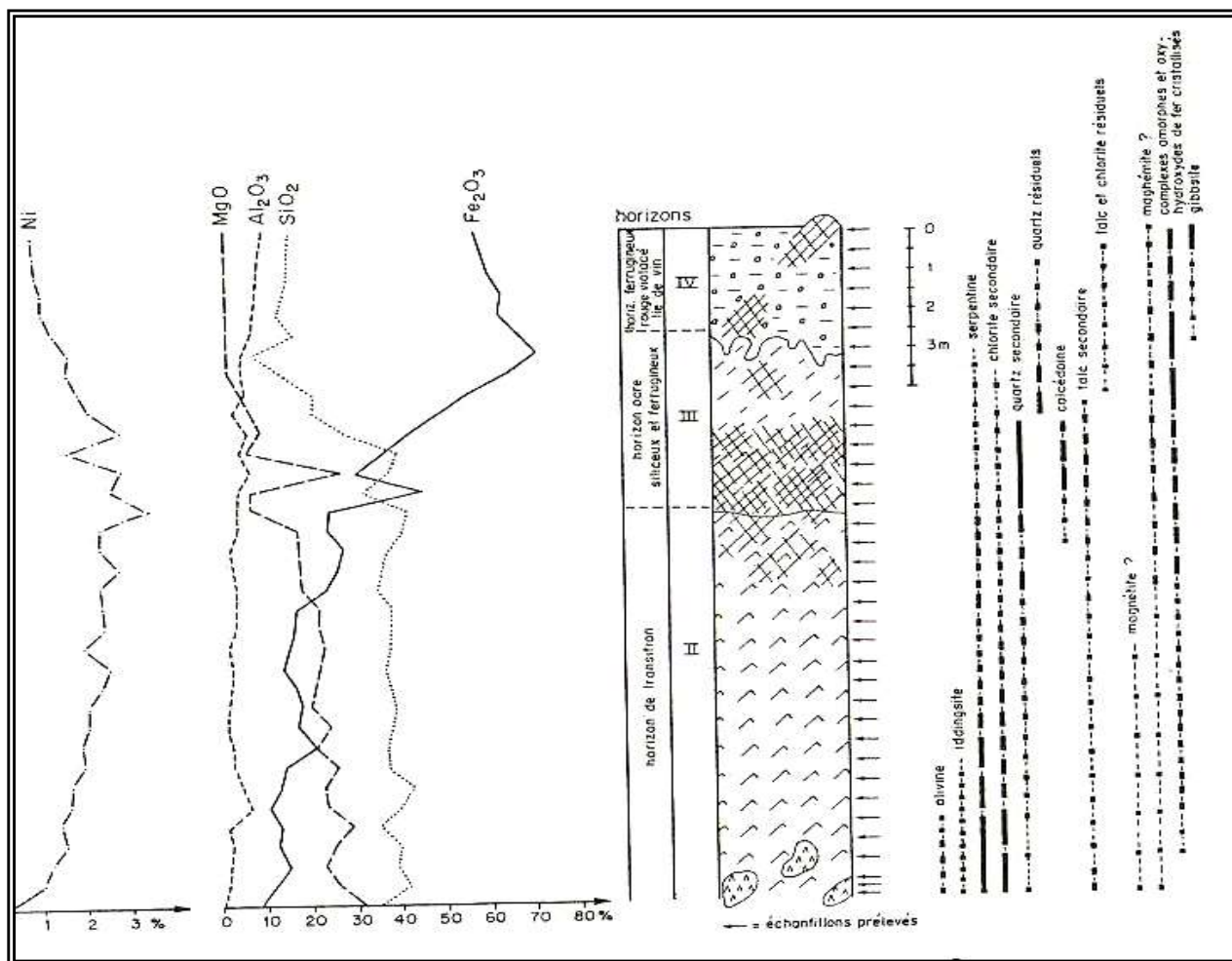


Figure 62 : Evolution géochimique du profil de Sipilou en Côte d'Ivoire (D. Nahon, 1982)

Pour la Burundi, l'étude géologique du gisement nickélifère de **Musongati** établi par J. LAVREAU et Th. NKANIRA a été retenue. La figure 63 présente les six horizons :

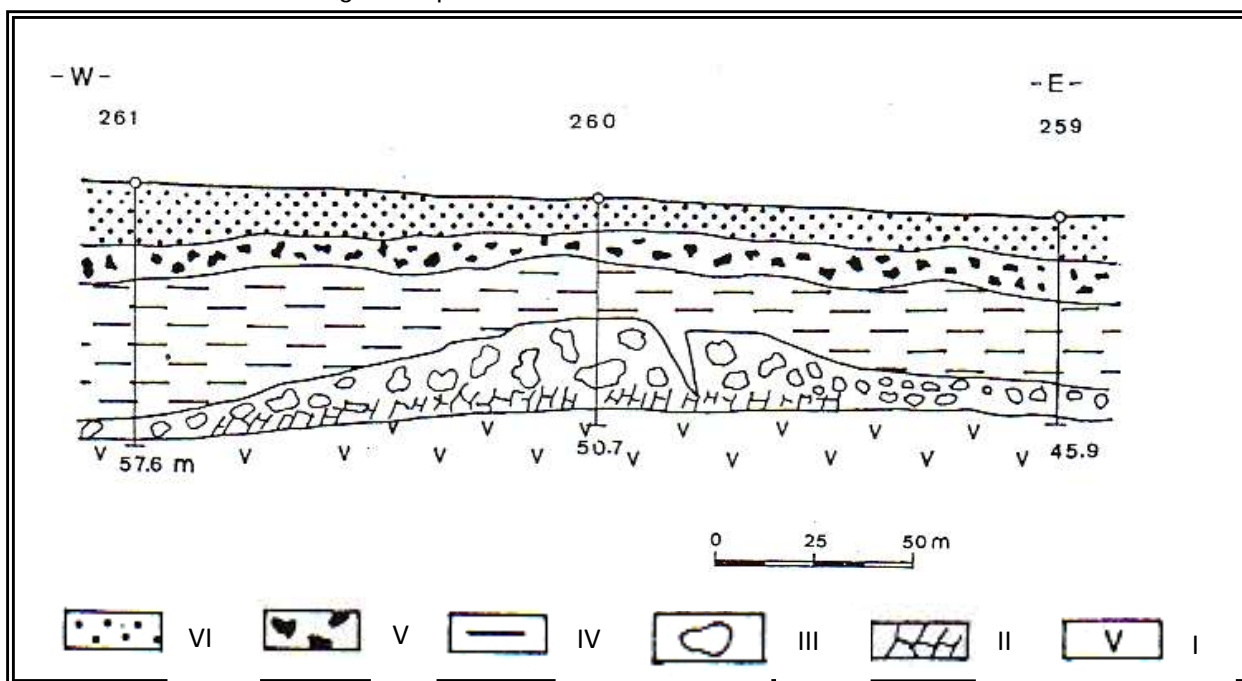
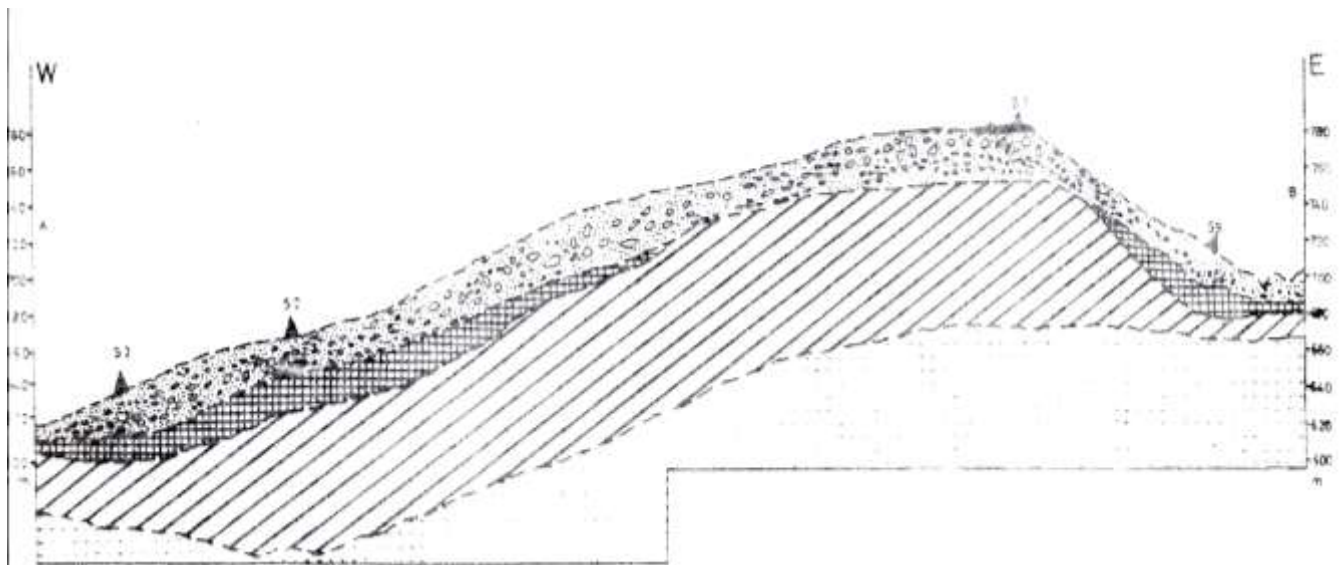


Figure 63 : Profil latéritique type du gisement de Musongati (J. Lavreau et al, 1984)

- Les analyses minéralogiques et chimiques effectuées ont permis de distinguer deux types de minerais :

- Pour le Cameroun**, les travaux de R. YONGUE-FOUATEU sur le gisement de Lomié dans le Sud-Est du Cameroun ont été pris et considérés. La figure ci-dessous montre un schéma type du profil latéritique de la zone avec les quatre niveaux (I, II, III, IV).



 Matériau ferrallitique rouge violacé fin en surface et brun jaunâtre avec de fragments et blocs de cuirasse ferrugineuse vers la profondeur **(IV)**

 Matériau ferrallitique jaunâtre plus ou moins lité et/ou tâches noires **(III)**

 Matériau d'altération blanc verdâtre cohérent à la base friable et lité vers le sommet **(II)**

 Serpentinite gris verdâtre plus ou moins saine **(I)**

109

La figure 65 ci –après est un exemple de la variation de teneur de quelques éléments au sein du profil latéritique nickélique de Lomié sur le sommet du relief (R. Yongue Fouateu, 2006)

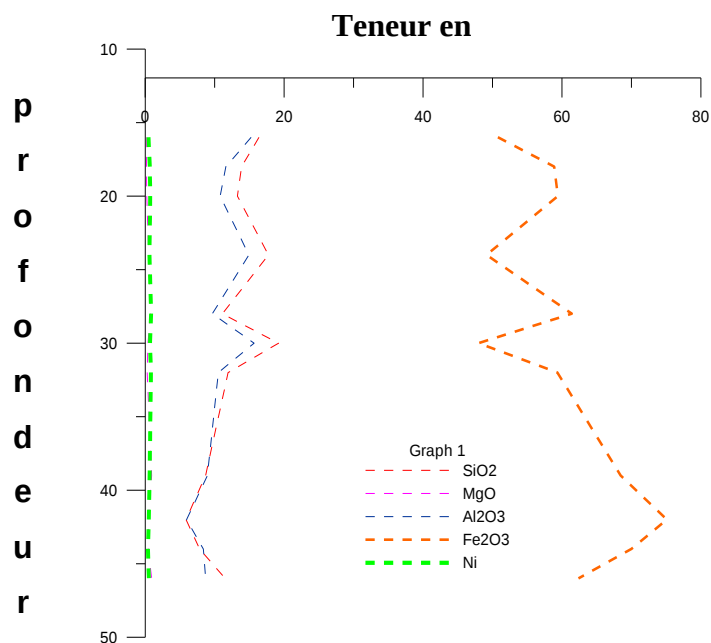


Figure 65 : Variation de teneur des oxydes majeurs et du Ni dans le profil latéritique nickélique de Lomié

Pour la Nouvelle Calédonie, les travaux de J.P. PARIS sur la géologie de la Nouvelle Calédonie ont été considérés. La figure 66 ci-après montre le profil type d'altération sur péridotite qui comporte six horizons :

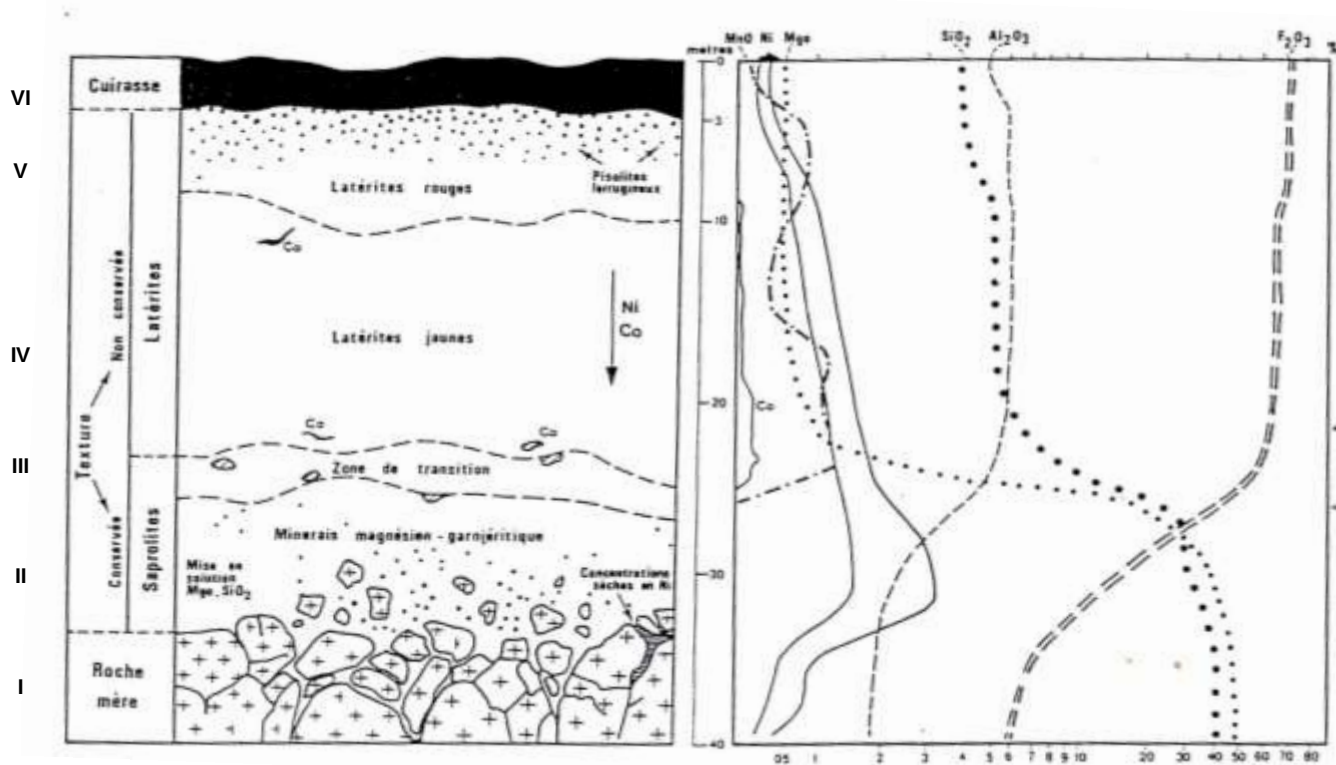


Figure 66 : Profil type d'altération des péridotites de la Nouvelle Calédonie avec les variations des oxydes majeurs et du Ni

- A la base se trouve la péridotite saine plus ou moins fracturée et peu ou pas altérée (I);
- Puis la roche altérée à texture conservée ou saprolite grossière (II) ;
- Vient ensuite l'horizon de transition (III) ;
- Suivi de la latérite jaune ou saprolite fine (IV) ;
- Surmonté par la latérite rouge (V) ;
- Au sommet se place la cuirasse ferrugineuse (VI).

Le tableau 35 ci-après récapitule les caractéristiques des profils d'altération sur la roche mère péridotitique de six pays.

Tableau 35 : Caractéristiques du profil d'altération des six pays tropicaux

Pays	Madagascar	Brésil	Burundi	Cameroun	Cote d'Ivoire	Nouvelle Calédonie
Type d'horizon	C. F Cuirasse Ferrugineuse (V) L.R. (IV) L.J. (III) S. G. (II) R.M.(I)	C.S. (Cuirasse Siliceuse) ou Silcrète (VI) L.R. (V) L.J. (IV) S.G. argileux (III) S.G. rocheux(II) R.M. (I)	Terre Rouge(VI) C.F (V) L.R. (IV) L.J. (III) S.G. (II) R.M. (I)	Ensemble glébulaire+ fragment de cuirasse (IV) = L.R. Ensemble argileux inférieur (III)= L.J. S.G. (II) R.M.(I)	Horizon ferrugineux rouge (IV) Horizon siliceux et ferrugineux (III) Un épais horizon de transition (II) R.M.(I)	Cuirasse Ferrugineuse (VI) L.R. (V) L.J. (IV) Horizon de transition (III) S.G. (II) R.M. (I)
Caractéristiques des éléments en surface	Accumulation du fer et d'alumine	Accumulation de silice	Accumulation du fer	Légère accumulation du fer et d'alumine	Accumulation siliceuse plus importante que celle du fer	Accumulation du fer et d'alumine
Degré du lessivage	Lessivage important et brutal du Mg et de Si	Lessivage progressif du Mg	Lessivage important du Mg	Lessivage de Si plus important que celui de Mg	Lessivage important de Mg	Important lessivage du Mg et Si
Zone de concentration du Ni	Concentration importante dans le niveau (III) épais	Concentration importante dans le niveau S.G (II) ou (III)	Concentration dans le niveau (III)	Concentration dans le niveau (III)	Concentration du Ni dans le niveau (III) peu épais	Concentration importante dans le niveau (II)
Type du gisement	Gisement oxydé	Gisement silicaté	Gisement oxydé	Gisement oxydé	Gisement oxydé	Gisement silicaté

Le gisement d'**Ambatovy** (Madagascar) ressemble beaucoup plus aux gisements nickélifères de **Musongati** (Burundi) et de **Lomié** (Cameroun).

Chapitre 6 : ESSAI D'INTERPRETATION METALLOGENIQUE

Dans ce chapitre, nous allons essayer de faire une interprétation génétique du gisement nickélifère à partir des observations pétrographiques et des données géochimiques. En outre des données bibliographiques sur les méthodes de traitement de latérite nickélifère seront présentées.

6.1- INTERPRETATION DE LA SEQUENCE PARAGENETIQUE OBSERVEE

L'interprétation sera basée sur la séquence magmatique et sur l'évolution de l'altération. (Magmatisme et altération).

6.1.1- Séquence paragenétique magmatique

La roche – mère est une roche ultrabasique de type **Dunite** constituée essentiellement d'olivine :forstérite (Mg_2SiO_4). Elle est liée à un magmatisme basique riche magnésium.

Lors de refroidissement du magma, une séquence d'oxydes, de silicates et de sulfure cristallisent et s'associent dans un ordre bien défini à l'équilibre approximatif « les paragénèses ».

Si on accepte le modèle gravitatif, lors de la différenciation magmatique basique c'est l'olivine qui est le premier minéral à se cristalliser. Ces cristaux se ségrègent à mesure qu'ils apparaissent pour s'accumuler au fond de la chambre magmatique et y constituer une roche quasi monominérale « péridotite».

De cette façon un déséquilibre chimique surgit car le liquide résiduel est incapable de réagir avec les phases de hautes températures.

La formation des autres minéraux ferromagnésiens dans le bain magmatique qui se refroidit et se cristallise se déroule dans un ordre accepté par tous les chercheurs sous le nom de série ferromagnésienne de BOWEN : **Olivine, Pyroxène, Amphibole, Biotite.**

Le calcium et l'aluminium se matérialisent vers la forme d'un feldspath dont la composition évolue avec le temps vers le terme plus sodique.

La péridotite est souvent suivie d'un pyroxène puis d'une norite, d'une anorthosite, d'un gabbro et d'une diorite suivant en cela, la série calco-alkaline de différenciation est étudiée par des expérimentables comme ORVILLEWIART et IHYAMA.

L'excès progressif de fer, chrome et titane dans le magma se manifeste rapidement après le stade péridotite, pyroxenite plagioclase par des associations d'oxydes : magnétite, chromite et ilménite.

Ces derniers pouvant devenir passagèrement prépondérants. Ce sont alors les gisements stratoïdes bien connus. (NORVEGE, QUEBEC, REPUBLIQUE D'AFRIQUE DU SUD).

La concentration, elle aussi progressive du soufre et de divers termes volatils, conduit aux premières cristallisations à partir du stade de norite, de sulfures de fer, de cuivre et de nickel (pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite, cubanite, pentlandite).

Avant cela les métaux non ferreux se trouvent en substitution du fer et du magnésium dans les silicates de type olivine et pyroxène.

Aux derniers stades de la cristallisation magmatique, les sulfures peuvent devenir largement prépondérants et donner lieu à des filons et brèches sulfurées cupronickélicifères de type Sudbury.

On signalera enfin que les métaux précieux : Au, Pt, Ir, Rho, Os, Rhu se trouvent au cours du processus, entraînés en un état minéralogiquement inexprimé dans les termes monominéraliques les plus basiques : péridotite et pyroxénite. Il s'agit là de minéralisation d'accompagnement que récupèrent les exploitations de chrome ou de nickel exemple de l'OURAL.

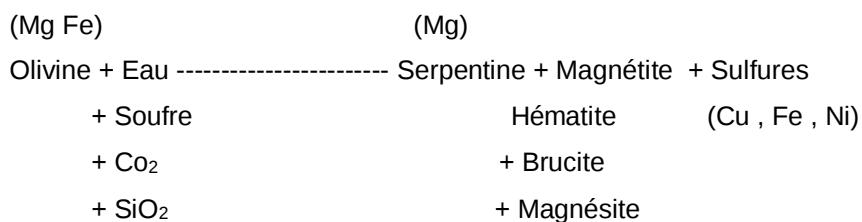
Bien que fortement transformés par l'altération atmosphérique, divers termes sont relevés entre lesquels il est quasi impossible d'identifier les structures primitives d'antériorité, postériorité. L'olivine toujours visible ainsi que les successives générations de magnétite, ilménite, chromite indiscutablement présentes, relèvent des paragenèses à plus haute thermicité 700 à 500°C. C'est la paragenèse primaire magmatique.

Les sulfures cupro–nickelo–ferrifères se sont ségrégés plus ou moins rapidement. Leur abondance sporadique suggère une précipitation de type deutérique à des températures à 500°C. Cette seconde paragenèse magmatique est caractérisée par pyroxène, pentlandite $(Fe, Ni)_9 S_8$, pyrrhotine (FeS) , Chalcopyrite.

On peut sans nul doute dater la serpentinisation de l'olivine dans ces températures de l'ordre de 400°C (BOWEN et TUTTLE 1949).

Les mécanismes de la serpentinisation hypogène sont complexes et pour la plupart des auteurs il s'agit d'un phénomène d'auto hydratation s'accompagnant d'une grande augmentation de volume.

On écrira comme suit les réactions d'hydratation hydrothermale de l'olivine :



Ainsi l'olivine évolue vers la serpentine qui isole le magnésium.

Lors de la serpentinisation on assiste donc à une purification de phase avec isolement d'éléments. Ainsi la serpentine isole le Mg tandis que l'hématite isole le Fe qui est nickélifère.

Cette hématite peut provenir de la phase de remplacement de la magnétite et constitue une association intime avec les serpentines.

En reprenant les résultats d'analyse (Annexe 3) des éléments majeurs et en trace effectuée par Melluso et al 2005 pour les Dunites du complexe d'Antampombato (y compris Ambatovy), la figure 67 permet de définir la nature du magma parental en utilisant le diagramme alcalin-silice ou TAS (K_2O+Na_2O/SiO_2)

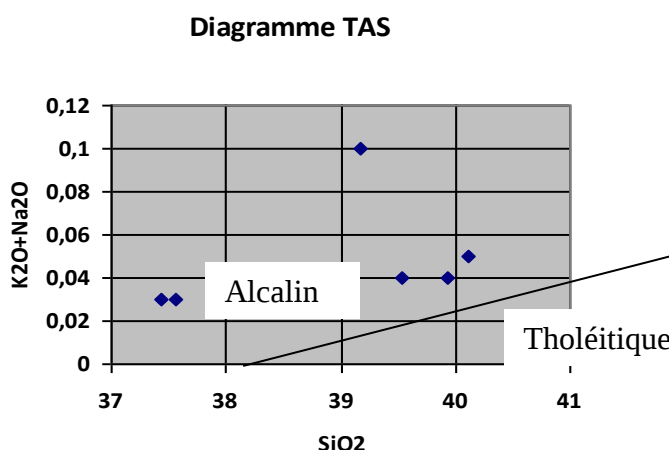


Figure 67 : Répartition des roches ultrabasiques (Dunite) d'Antampombato dans le diagramme TAS.

La droite est la limite entre les séries « alcalin » et « tholéitique » (Rasamimanana.G 1996) Le diagramme a mis en évidence le caractère alcalin du magma parental.

6.1.2- Altération latéritique

Elle est caractérisée par des termes d'oxydation, d'hydratation et de déplacement du silicate.

A des températures peu élevées inférieures à 100°C, il est fréquent d'observer des réactions incomplètes, conduisant à la production et à la persistance des phases métastables. Tel est le cas des leucoxènes et de goëthite.

On examinera quelques cas caractéristiques d'évolution :

a°) Les oxydes métalliques :

- La magnétite s'oxyde imparfaitement en hématite via la maghémite ;
- L'ilménite se décompose en anatase hématite via le pseudo rutilé ;
- La chromite se décompose imparfaitement en hématite et eskolaït.

Tous les oxydes ferriques s'hydratent en diverses variétés de goëthite.

b°) Les sulfures métalliques s'oxydent en sulfates souvent solubles :

- une partie du sulfate de fer est immobilisée sous la forme zarosite ;
- le sulfate de cuivre est immobilisé sous la forme carbonate (malachite) ou silicate (chrysocolles) ;
- Le sulfate de nickel est immobilisé par reprise de silice en garniérite.

c°) les silicates magmatiques perdent imparfaitement leur silice via des termes intermédiaires chloreux et argileux. Les métaux natifs se trouvent alors libérés à cette occasion, ils peuvent être repris dans un autre contenu tel la goëthite, ou s'individualiser en micro pépites.

Lors de l'altération latéritique on constate une tendance de purification de phases avec isolement de :

- fer dans l'hématite ;
- nickel dans la garniérite et la goëthite ;
- titane dans l'anatase.

Les observations microscopiques nous permettent :

- de dissocier les assemblages minéralogiques en deux groupes :
 - l'assemblage lié au processus magmatique basique qui regroupe l'olivine, la magnétite, la chromite, l'ilménite, le pyroxène, les sulfures, la serpentine, l'hématite ;
 - l'assemblage lié au processus d'altération latéritique regroupant la magnétite, pseudo rutil, la silice (quartz), l'hématite, l'anatase, la garniérite, l'or natif et la goëthite ;
- de remarquer que du processus d'altération découlera la formation des minéraux néoformés qui entraînera une nouvelle distribution du nickel entre différentes phases ;
- de constater une superposition de phases possibles porteuses de nickel.

6.2- PROCESSUS DE CONCENTRATION

Bien que les roches ultramafiques possèdent la teneur la plus élevée du nickel (environ 0,20%) parmi les roches ignées, il est impossible de les exploiter d'une façon rentable (BOLDT, 1967).

Des processus naturels doivent avoir agi et concentré le nickel pour être exploitable et donnent naissance à des gisements différents :

- gisement sulfuré, cas de gisement canadien de SUDBURY ;
- gisement latéritique, cas de gisement de Nouvelle Calédonie, de Cuba, d'Ambatovy (Madagascar) et d'autres. C'est le processus de concentration dans ce deuxième type de gisement que l'on analysera.

Dans les régions tropicales où une altération ferrallitique affecte les roches, on a parfois une formation d'horizon d'altération qui constitue des minerais nickélifères souvent exploitables.

De nombreuses études sur la présence des éléments traces dans le profil d'altération latéritique ont été faits (TRESCASES, 1975, 1986,1993 ; ZEEGERS et LEPRUN, 1979 ; R.A KUHNELL, et al., 1978 ; BUTT et NICKEL , 1981).

L'étude menée par R.A KUHNELL et al . 1978 a montré que de la part des éléments traces, il y aura trois tendances, l'une à la concentration, l'autre à la dispersion et une autre qui est constante. Le tableau 36 ci-après récapitule ces tendances en comparant avec l'étude menée à Ambatovy par l'auteur..

Tableau 36 : Répartition des éléments en trace dans le profil d'altération latéritique

Concentration	Dispersion	Constante
<i>Au, Co, Cu, Ni, Sc, Ti, U</i>	<i>La, Sc, Zn</i>	<i>Eu, Sb, Sc; Th, Ti; V; Yb; W</i>
Ni, Co, Zn, Sb, Y, La	Pb, Cu, As	Ti,V

(Source R.A. Kuhnell, 1978) (source A. Mandimbiarison 2012)

La remobilisation de ces éléments en trace durant le processus de latéritisation dépend d'abord de leur présence et disponibilité dans la roche mère puis des conditions environnementales spécifiques.

Les caractéristiques de certains éléments en trace dans les profils étudiés seront décrites ci-dessous.

Titane (Ti) :

L'oxyde de titane (TiO₂) ou Anatase est un minéral dur, dense et inerte, c'est – à – dire chimiquement stable.

Le titane est lié soit :

- à l'anatase (TiO₂) produit néoformé, inclus dans la goëthite ;
- à l'ilménite (FeOTiO₂) minéral authigène, se trouvant à l'état frais ou corrodé ;
- au pseudo rutile produit de transformation d'ilménite et se concentre surtout dans la partie supérieure du profil, essentiellement dans la cuirasse ferrugineuse.

L'observation microscopique nous permet :

- de remarquer que la plupart des ilménites sont encore à l'état « frais » ;
- de constater que lors de manipulation « polissage » des tablettes d'anatase se sont retrouvées dans la résine (Fig. 42). Ce qui fait penser qu'un broyage modéré des structures nodulaires de goëthite libérait une quantité de TiO₂ pure de l'ordre de 3 à 5 %.

Or (Platine)

Ce sont des minéraux durs, denses et inertes.

Pour l'or natif, il est inclus dans la structure nodulaire d'oxyhydroxydes de fer se trouvant dans la partie supérieure du profil. On le trouve sous forme de granule de petites dimensions de l'ordre de 3 micromètres environ (figure 37).

De l'or et de platine, sous forme invisible, sont inclus dans les minéraux silicatés primaires (olivine, pyroxène) Sous l'action de l'altération qui détruit chimiquement et structuralement ces minéraux, ils sont libérés et pourraient s'amalgamer en pépite et retrouver en fraction denses dans les stables de rivière d'où l'intérêt d'une recherche à la batée.

La quantité limite d'exploitabilité de l'or dans les latérites est d'environ 1 à 2 grammes à la tonne de latérite. Avec un broyage légèrement modéré de ces structures nodulaires pourrait – on libérer et récupérer une quantité d'or exploitable ?

Cuivre

Le cuivre natif est un minéral dense, ductile et réactif, il est lié aux oxydes de fer se trouvant dans la partie supérieure du profil. On le voyait au microscope sous la forme d'une petite granule environ 1µm de dimension. Sa quantité est très négligeable.

Cobalt

Le cobalt existe en élément trace dans les dunites, comme le nickel, il bénéficie d'un enrichissement dans les formations d'altération. Il a été reconnu dans les croûtes et les concrétions manganésifères et se concentre préférentiellement à la base du profil d'altération, soit dans l'« Absolite » (oxyde de manganèse sous forme cristalline), soit dans le « Wad » (oxyde de manganèse sous forme amorphe).

Chrome

Le chrome se trouve sous forme de chromite qui est en fines inclusions dans la péridotite et rarement en filonnets dans le gisement d'Ambatovy.

Du fait de sa résistance à l'altération, on peut le retrouver, il s'agit alors de la chromite secondaire, dans le profil latéritique ou dans les alluvions fluviales.

Cuivre – Chrome ont très peu d'intérêt pour le gisement d'Ambatovy.

Nickel

Concernant le nickel, les principaux problèmes résident dans sa localisation au sein des édifices minéralogiques et sa répartition dans les différents horizons d'altération. Les propriétés du nickel et particulièrement la dimension de son rayon ionique proche de celle de fer et de magnésium surtout font penser qu'il est inclus dans de nombreux minéraux.

- Dans les roches mères serpentinisées, le nickel est uniformément réparti entre les silicates primaires (olivine, pyroxène, minéraux serpentineux). La destruction de ces minéraux silicatés entraîne une redistribution du nickel et il semble que le nickel est lié aux minéraux serpentineux (BESSET et COUDRAY 1978 ; MAQUET 1981 ; PELLETIER 1983).

Les produits amorphes retiennent aussi une quantité appréciable du nickel mais les principaux porteurs du nickel sont les goëthites (ZEISSINK 1969 ; TRESCASES 1975).

Selon NALOVIC et SEGALIN 1973 la structure de l'hématite est moins apte à l'incorporation du nickel que celle de la goëthite.

- A la base du profil, les cloisons serpentineuses subsistent et sont en voie d'imprégnation ferronickel, c'est le minerai de nickel « silicaté ». Son importance est très réduite pour le gisement d'Ambatovy. Tandis qu'au dessus, un horizon renfermant des hydroxydes qui épigénisent les cloisons serpentineuses : c'est le minerai de nickel « oxydé ».
- Dans les horizons supérieurs du profil, le nickel serait lié aux hydroxydes de fer cristallins et aussi aux oxyde de fer (COMBES 1963, BOURGEOIS 1966, AMMOU CHORKOUM 1969, ZEISSINK 1971, TRESCASES 1975).

Invisible dans la roche mère, le nickel se présente aussi sous forme de garniérites qui tapissent les fissures et les fractures de la roche – mère plus ou moins serpentinisée. Des mouches de garniérites aussi sont reconnues dans l'horizon supérieur cuirassé.

On pourrait donc dire que le nickel est piégé, soit :

- **sous forme de sulfure** : pentlandite qui se transforme en serpentine nickélifère lors de l'altération ;
- **sous forme de silicates** : garniérite et minéraux serpentiniteux ;
- **sous forme d'oxyde de fer** : hématite ; dans les oxydes de Mn ;
- **et surtout dans les mailles de la goëthite..**

La concentration est relative et la teneur est fonction de la teneur initiale de la roche – mère.

Pour le gisement d'Ambatovy, dans la couche latéritique, la teneur en nickel varie entre 0,5 et 2,5% et exceptionnellement 3,5%. Et dans les horizons « SAPROLITE » à la base du profil, le minerai silicaté présente une importance très réduite par rapport à celle de Nouvelle Calédonie. Donc, c'est un gisement qui fait partie de gisements latéritiques à faible différenciation de profil latéritique et un minerai essentiellement ferrugineux à basse teneur de nickel (1 à 1,5%).

Le minerai serpentiniteux à forte teneur (3% et plus) ne représente qu'une très petite fraction du gisement.

Le gisement de nickel d'Ambatovy est de type oxydé ou limonitique. La distribution des éléments majeurs au sein de limonites nickélifères étudiée par ROORDA (1977), est reprise sous forme de tableau 37.

Tableau 37 : Distribution des éléments majeurs dans les limonites nickélifères.

	Teneur pourcentage	Distribution pourcentage
NICKEL		
Goethite - FeOOH	0,5 - 2	75 - 95
Oxyde de manganèse	4 - 20	5 - 15
Maghémite – Fe ₂ O ₃	0,2 - 1	2 - 15
Silicates	2 - 5	1 - 5
COBALT		
Oxyde de manganèse- MnO	4 - 20	80 - 100
Maghémite	0 – 0,3	0 - 20
CHROME		
Goethite	1	50 - 70
Spinelle	10 - 30	30 - 50
FER		
Goethite	50	90+

(Source : Roorda, 1977)

Se référant à ce tableau et aux différents résultats obtenus, la plupart du nickel d'Ambatovy est localisée surtout dans des mailles goëthitiques (Latérites **jaune** et rouge) et les faibles parties restantes se trouvent piéger soit dans l'oxyde de manganèse (Latérite jaune), soit dans les maghémites (Latérites **rouge** et jaune), soit enfin dans les silicates (saprolite grossière).

6.3.- DONNEES BIBLIOGRAPHIQUES SUR LES PROCEDES D'EXTRACTION DU MINERAI LATERITIQUE NICKELIFERE

La connaissance des phases minérales porteuses d'un élément, ainsi que la forme minéralogique sont primordiales et importantes pour la récupération ou le choix du procédé d'extraction.

Pour les latérites nickelifères, c'est l'ensemble du minerai ou le « tout venant » qu'on doit traiter par un procédé spécifiquement applicable aux limonites ou aux saprolites. Les technologies d'extraction développées pour le traitement du minerai latéritique comportent actuellement deux techniques :

pyrométallurgique et hydrométallurgique.

La pyrométallurgie est un procédé d'extraction et de séparation des métaux par la chaleur en utilisant des températures élevées. Les techniques pyrométallurgiques conduisent à la production soit du « ferronickel » soit de « matte ». Elles sont appliquées surtout aux minéraux latéritiques « silicatés ». La figure 68 illustre le procédé de fabrication utilisé par la Société Le Nickel (SLN) pour obtenir les deux produits « ferronickel et matte ».

* **La fusion par matte** est faite dans un haut fourneau. Le soufre qui est bon collecteur de métaux est apporté par le gypse $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ et par la pyrite FeS que l'on ajoute à la charge. On obtient à la fin une matte, sulfure de fer et de nickel.

* **La fusion pour ferronickel** est faite dans un four à arc électrique puis dans un four à réduction pour séparer le fer du nickel. La figure 69 fournie par O'KANE (1979) dans International Latérite Symposium nous montre les différentes étapes lors de la fusion ferronickel.

La dernière technique nécessite l'introduction du sulfure dans la fusion ferronickel.

Afin d'empêcher la production massive de vapeur dans le four, il est essentiel que les « charges » soient complètement sèches, chauffées au dessus de 900°C (ROORDA et HERMANS, 1981).

L'énergie nécessaire pour la production pyrométallurgique du nickel avec une récupération de 95% à partir d'un minerai à 2% Ni est de 650 MJ par Kg de nickel (ROORDA, 1981).

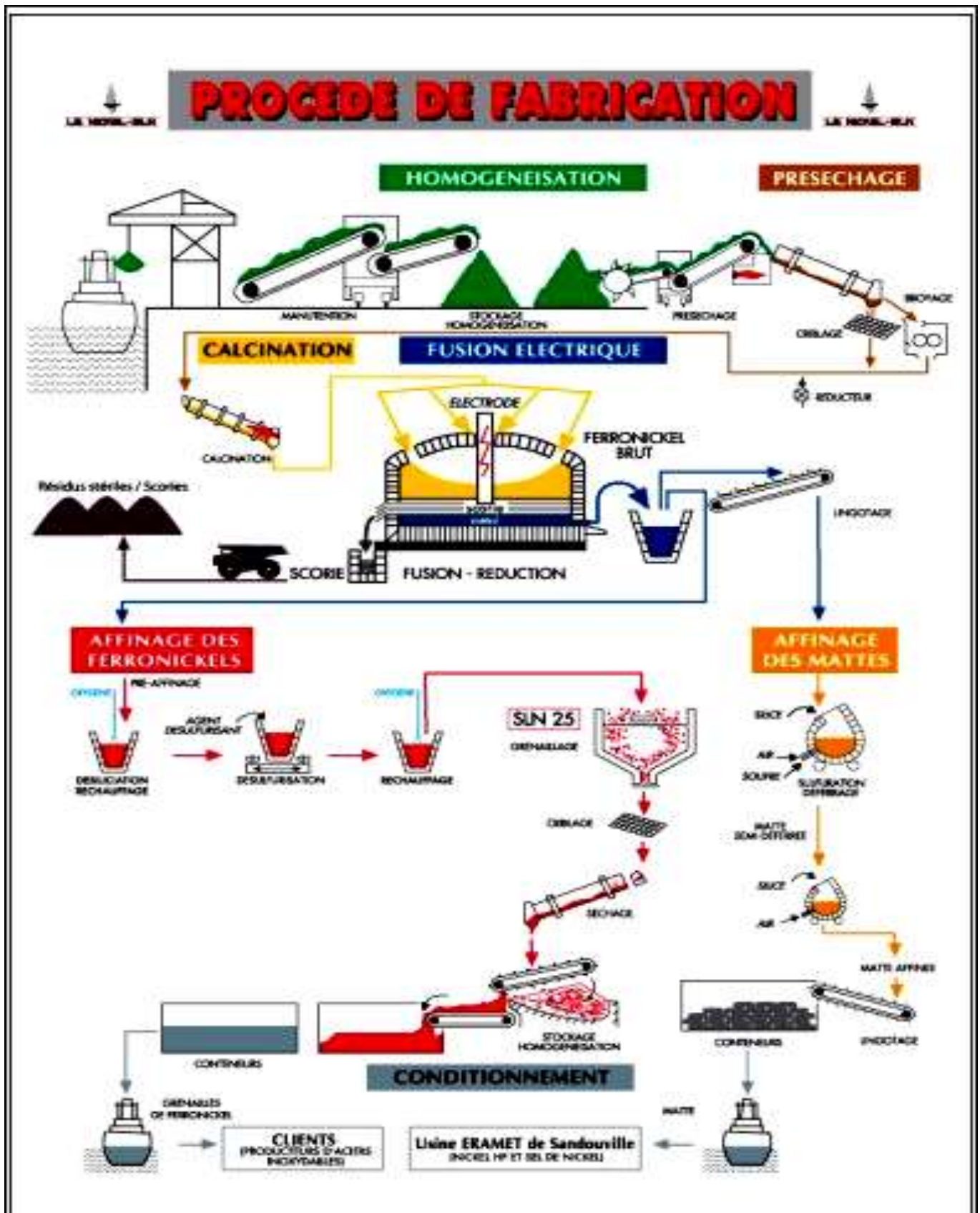


Figure 68 : Le procédé pyrométallurgique de la Société Le Nickel (SLN, France)

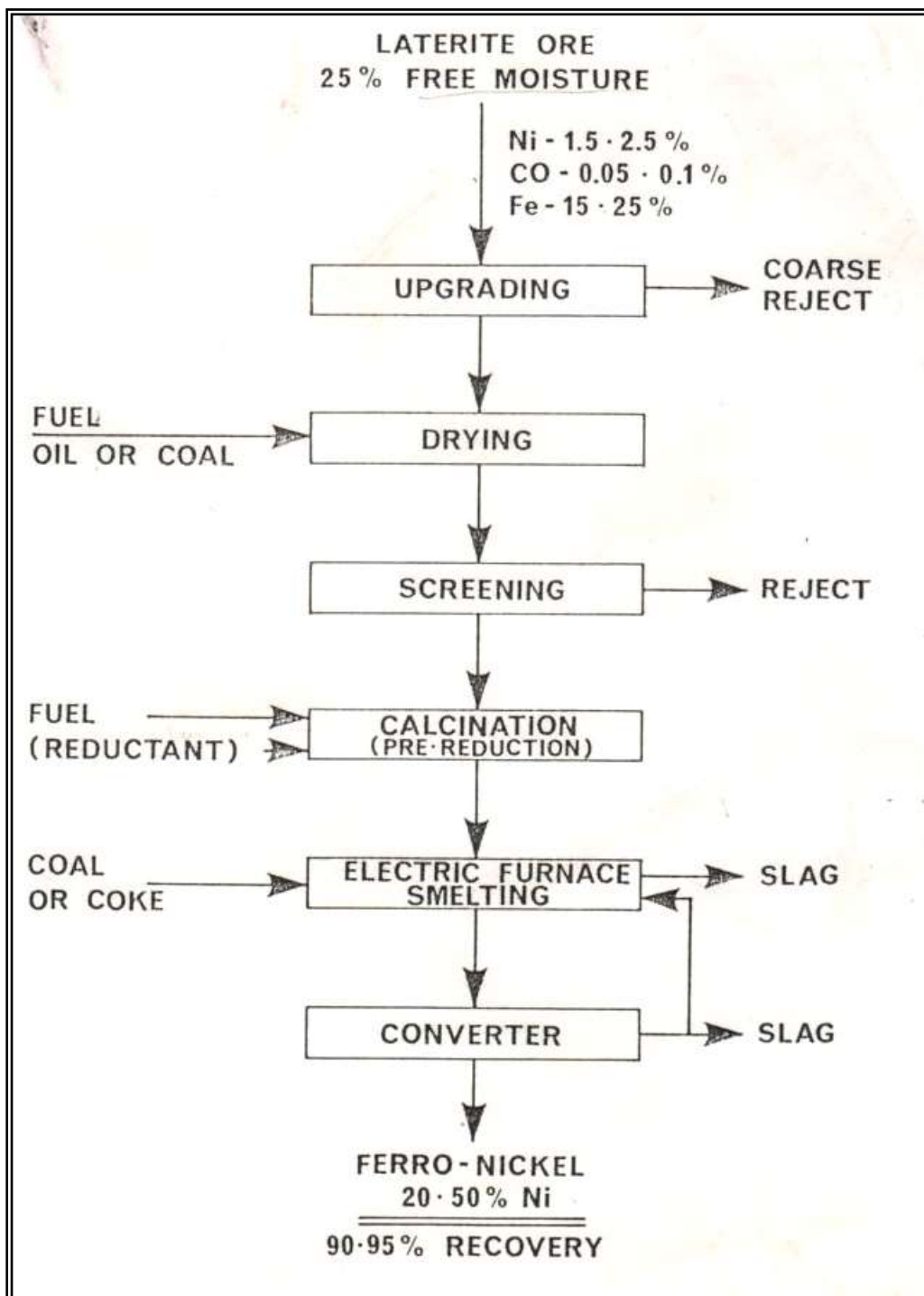


Figure 69 : Etapes du procédé fusion ferro-nickel par O'KANE

L'hydrométallurgie est une méthode d'extraction qui utilise les agents chimiques comme moyens de mise en solution et de séparation des métaux contenus dans les minerais ou les concentrés. Cette mise en solution est appelée « lixiviation » ou « leaching ».

Deux procédés hydrométallurgiques sont couramment utilisés :

- le procédé de lixiviation ammoniacale ou procédé CARON.
- la lixiviation d'acide sulfurique à haute pression.

* Le procédé CARON (fig. 70)

Ce procédé est utilisé pour la première fois au CUBA (NICARO). Il est applicable aux latérites à forte teneur en fer et à faible teneur en nickel. Il permet la récupération du nickel avec des rendements de 75% à 80% (International Latérite Symposium, 1979).

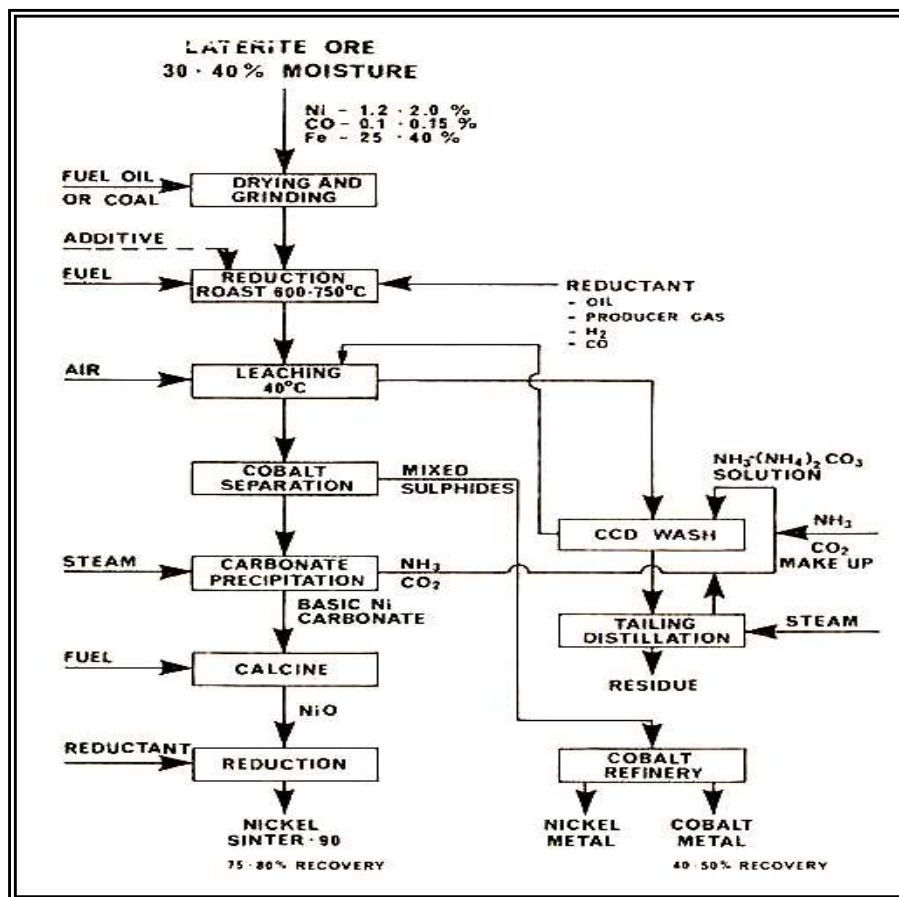


Figure 70 : Le procédé CARON (Cuba)

* Le procédé sulfurique (fig. 71)

Ce procédé s'applique aux gisements à faible teneur en magnésium et riche en cobalt. Il entraîne la dissolution du nickel et cobalt dans l'acide sulfurique à température et pression élevées.

Une forte teneur en magnésium exige une consommation énorme d'acide. Le traitement acide est exclu au-delà de 3% de MgO (ROORDA, 1981).

La récupération du nickel lors de lixiviation acide peut atteindre 90 à 95% et celle du cobalt de 85 à 90%. La figure 71 ci-après montre les étapes à suivre pour aboutir à ces taux de récupération.

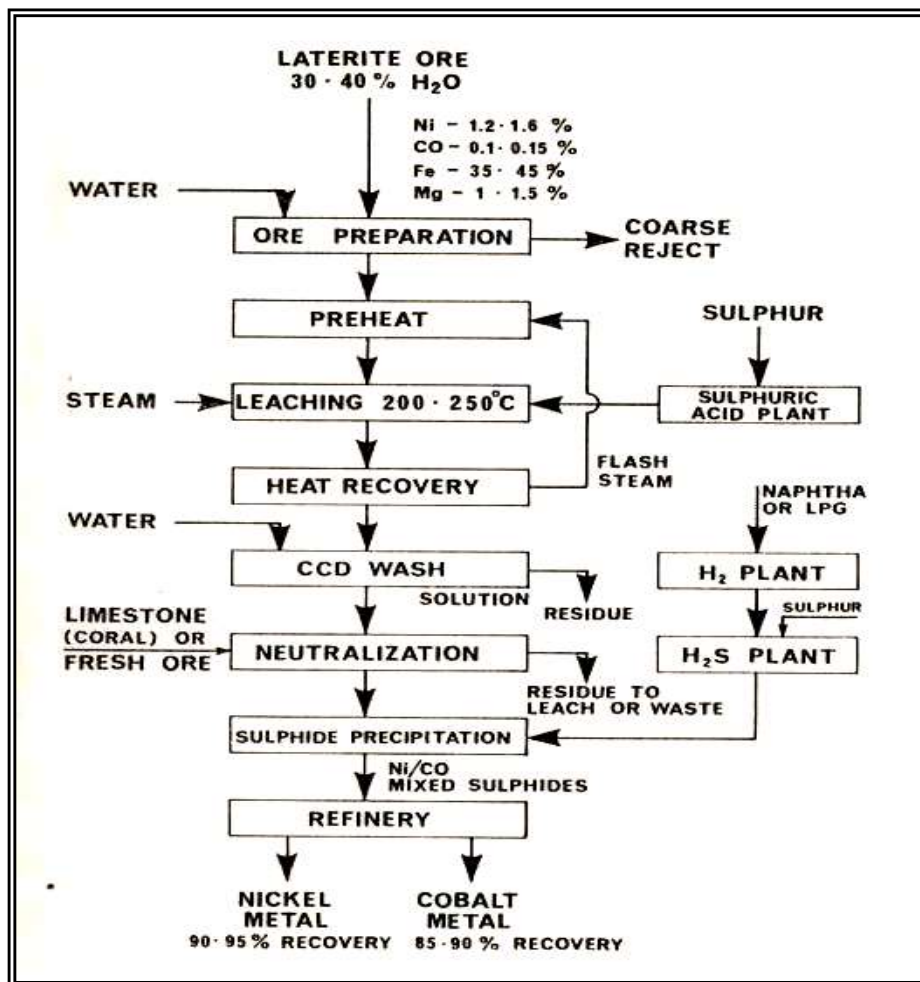


Figure 71 : Les étapes du procédé sulfurique à hautes température et pression

Selon ROORDA et QUENEAU (1973) le choix entre le traitement hydrométallurgique et pyrométallurgique du minerai nickélifère latéritique dépend en grande partie de la composition du minerai (fig. 72).

KAY et MICHAEL (1978) notent que pour l'hydrométallurgie le ratio Mg-Ni affecte le procédé économique et que les paramètres Mg/Si et Mg/Fe sont très importants pour le procédé pyrométallurgique.

Des récents développements pour le procédé de lixiviation acide pour la production de Ni et de Co à partir du minerai latéritique ont été découverts par les sociétés AMAX et COFREMMI. Les récupérations de Ni et de Co dépassent 90% et sont réalisées avec des faibles consommations d'énergie et de quantités faibles d'acide (GORDON and MAHESH, 1986).

Ce qu'on recherche maintenant c'est d'augmenter le taux de récupération de métaux tout en diminuant la consommation d'acide et d'énergie.

Idealized Laterite	Approximative Analysis (%)					Extractive Procedure
	Ni	Co	Fe	Cr2O3	MgO	
Hematitic Cap	<0.8	<0.1	>50	>1	<0.5	Overburden to Stockpile
Nickeliferous Limonite	0.8 to 1.5	0.1 to 0.2	40 to 50	2 to 5	0.5 to 5	Hydrometallurgy
Altered Peridotite	1.5 to 1.8	0.02 to 0.1	25 to 40	1 to 2	5 to 15	Hydrometallurgy or Pyrometallurgy
	1.8 to 3		10 to 25		15 to 35	Pyrometallurgy
Unaltered peridotite	0.25	0.01 to 0.02	5	0.2 to 1	35 to 45	Left in Situ

Figure 72 : Procédé d'extraction d'un profil type de latérite nickelifère en fonction de profondeur et de composition du minerai (Roorda et Queneau, 1973)

En référant au tableau 34 les teneurs en Ni, Co, Fe, Cr2O3 et MgO dans la « latérite jaune » ou « limonite nickelifère » ou encore « saprolite fine » sont respectivement 0.8 < **1.12** < 1.5; **0.09** ; 40 < **45.28** < 50 ; 2 < **2.98** < 5 ; 0.5 < **1.28** < 5. Ces teneurs justifient l'utilisation du procédé hydrométallurgique pour le traitement du gisement d'Ambatovy.

La société Ambatovy SA applique ce procédé d'après le flow sheet illustré par la figure 73 suivante.

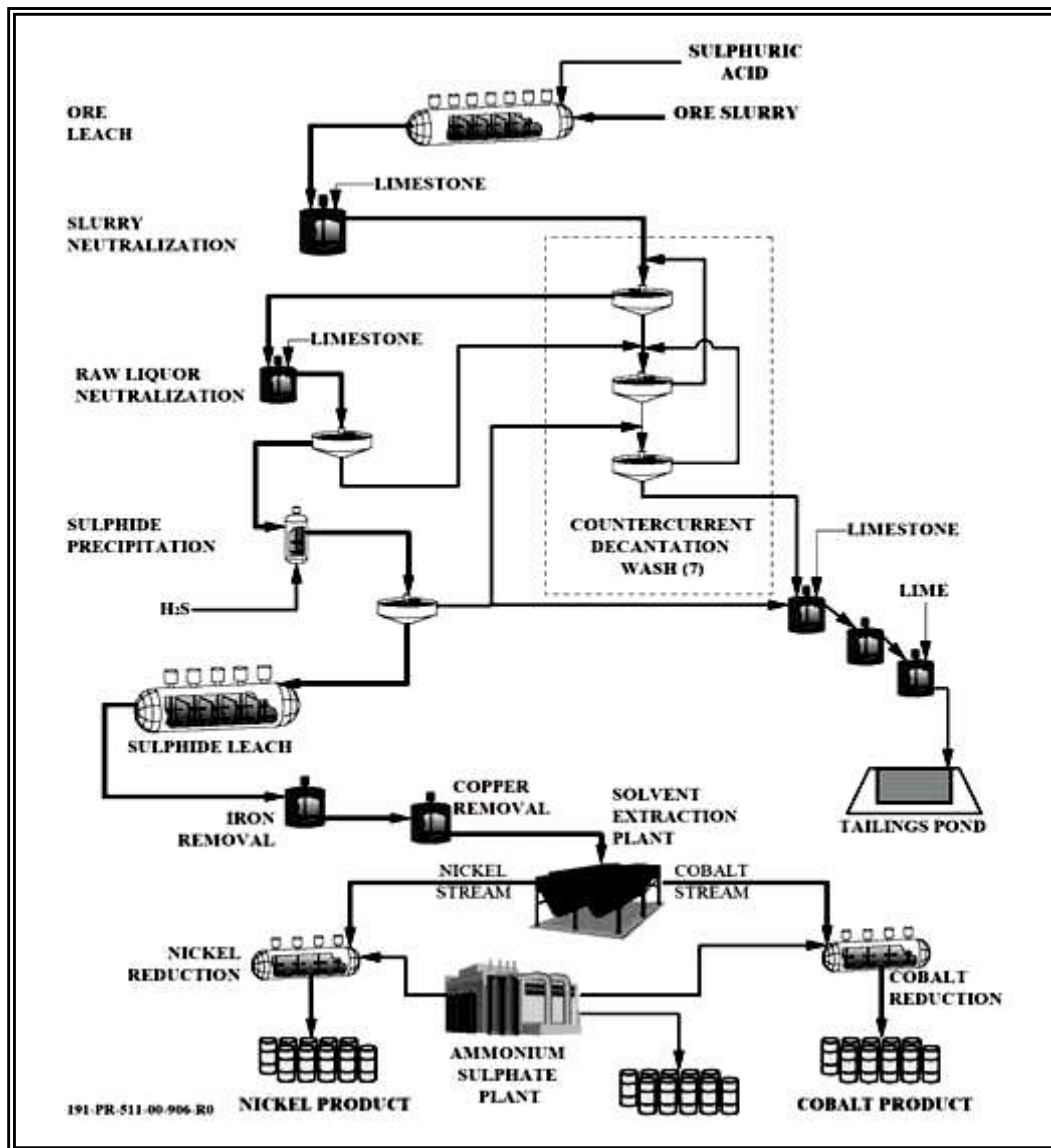
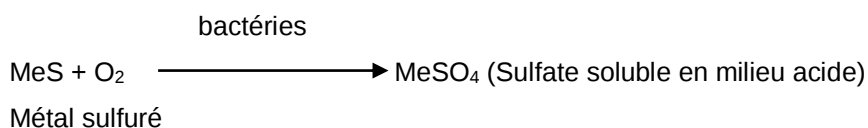


Figure 73 : Flow sheet de la lixiviation d'acide sulfurique à haute pression d'Ambatovy (Madagascar)

Une nouvelle technologie d'extraction est maintenant en cours, il s'agit de la « biométallurgie ». Elle commence à gagner du terrain sur l'exploitation des ressources naturelles. Aux U.S.A. par exemple 15% du cuivre produit est obtenu par lixiviation bactérienne et des exploitations industrielles utilisent aussi les bactéries pour valoriser des minerais d'uranium.

Ainsi les minerais sulfurés, oxydés et/ou arséniés de Cu, Co, Mo, Ni, Pb, Zn pourraient être valorisables par lixiviation bactérienne (FRENAY, 1987).

Ces bactéries catalysent en fait l'oxydation de sulfures suivant la réaction :



Les microorganismes utilisés en lixiviation bactérienne de sulfures sont surtout les « Thiobacillus ferrooxidans » qui sont :

- chimiautotrophes car elles tirent leur énergie d'oxydation des matières inorganiques et capable de fabriquer de la matière organique à partir de CO₂ de l'air.
- acidophiles : vivant à des pH compris entre 1 et 3, ces bactéries s'adressent surtout au traitement de nickel sulfuré.

Pour le gisement de nickel type oxydé, on utilise des bactéries hétérotrophes qui ont donc besoin des composés organiques, notamment de glucose pour se nourrir. Leur métabolisme produit des acides organiques capables de lixivier le nickel présent dans des minerais oxydés (FRENAY communication verbale).

Notons que ce procédé « biométallurgique » s'applique particulièrement à des gisements de petites et moyennes dimensions, ainsi qu'aux minerais à faible teneur où la minéralisation complexe ne permet pas la valorisation pour les techniques habituelles. Il ne demande que des investissements réduits et des coûts opératoires et énergétiques modérés (FRENAY, 1987).

Serait-ce un procédé d'extraction d'avenir pour le minerai latéritique nickelifère type oxydé ?

CONCLUSION GENERALE

Le but de notre étude est de suivre la répartition des éléments, en particulier le Ni au sein du profil latéritique d'Ambatovy, d'identifier les phases minérales porteuses de cet élément et de définir le niveau où il se concentre le plus en vue de son exploitation.

Pour arriver à ces fins nous avons utilisé différentes méthodes de travail :

- l'analyse par diffraction de RX permet de déterminer les minéraux non décelables à l'observation microscopique ;
- l'observation au microscope optique (en lumière réfléchie que transmise) qui permet de suivre l'évolution des minéraux silicatés, et les différentes transformations minéralogiques et de tirer des conclusions sur l'interprétation paragenétique ;
- l'analyse chimique par spectromètre d'émission à plasma qui permet de voir la variation de teneur des éléments au sein du profil latéritique.

Dans la région d'Ambatovy, la roche ultrabasique, la Dunite, subit d'abord une profonde altération hydrothermale (serpentinisation hypogène) puis survient l'altération climatique qui a modifié progressivement la structure originelle et ne laissant à la fin qu'un résidu goethitique. Les altérations hypogène et supergène ont conduit au développement d'un gisement latéritique nickelifère et cobaltifère contenant cinq niveaux pour les plateaux [Cuirasse Ferrugineuse (V), Latérite Rouge (IV), Latérite Jaune (III), Saprolite grossière (II) et Roche mère (I)] et quatre pour les versants et bas fonds (sans le niveau V);

- sous la cuirasse ferrugineuse **CF** et la grenaille de fer ou pisolites (Niveau V) se trouvent les latérites :
 - d'abord la latérite rouge **LR** (Niveau IV) destructuré ;
 - ensuite la latérite jaune **LJ** (Niveau III) ou saprolite fine où les concentrations en nickel et cobalt sont très importantes ;
- en dessous de la latérite jaune se trouve la zone de transition dénommée saprolite grossière (Niveau II), horizon de faible épaisseur inférieure à 2 mètres mais la teneur en nickel est très élevée ;
- tout à fait en bas se situe la roche mère péridotitique serpentinisée (Niveau I) où l'analyse minéralogique révèle l'abondance des olivines, de serpentines et l'existence des amorphes dès la base du profil ;
- La destruction et l'altération des noyaux d'olivine libèrent du Ni et laissent un résidu amorphe silico-ferrugineux qui évolue plus tard en goethite ;
- Les cloisons serpentineuses se sont épigenisées par des hydroxydes de fer (goethite) et de nickel.

Du fait de la similitude des propriétés et surtout de la dimension de son rayon ionique avec le magnésium, le nickel peut être inclus dans de nombreux minéraux. Mais pour le gisement d'Ambatovy, même si la teneur maximale en Ni se trouve dans la partie inférieure de la « Saprolite fine » ou « Latérite jaune » où se rencontrent des oxydes de manganèse, la goethite est la principale phase porteuse du nickel sur l'ensemble du profil.

Les observations et conclusions tirées pour chaque méthode de travail sont :

- **Pour l'analyse minéralogique**

- A la **base** du profil, il y a prédominance des minéraux silicatés (olivine et serpentine) mais on a remarqué aussi la présence notable de la magnétite et l'existence d'ilménite, de la smectite, de la goëthite sous forme de trace ;
- Au sommet de la « **saprolite grossière** », il y a disparition de l'olivine, individualisation de la goëthite et présence de la gibbsite ;
- Au niveau de la « **saprolite fine** » la disparition entière des silicates primaires fait apparaître des silicates secondaires néoformés (talc, amphibole) et la présence à l'état de trace de l'hématite. Mais à partir de ce niveau, les goëthites commencent à montrer leur abondance, malgré qu'elles sont encore mal cristallisées ;
- Pour la **partie supérieure** du profil il y a prédominance de la goëthite, présence et même abondance de l'hématite.

Notons l'absence de la Kaolinite mais la présence de la gibbsite pour les quatre niveaux. Aussi ne peut-on pas suggérer que les goëthites d'Ambatovy sont alumineuses comme celles de Nouvelle-Calédonie décrites par TRESCASES (1975)?

- **Pour l'analyse pétrographique**

- A la base du profil, les noyaux d'olivine présentent des bordures plus ou moins corrodées et isolés par des cloisons serpentineuses où s'est accumulée la magnétite sous forme allongée ou cubique ;
- Au niveau de la saprolite grossière, les cloisons serpentineuses sont beaucoup moins marquées que dans la roche mère et les noyaux d'olivine présentent de nombreux trous de dissolution tandis que des petits granules de magnétite abondent la plage ;
- Au niveau de la saprolite fine les grains d'olivines sont disparus et pseudomorphisés par des matières brunâtres constituées d'hydroxydes de fer sous forme de structures nodulaires. A ce niveau des minéraux sulfurés tels que Pyrite , Pentlandite , Pyrrhotine ont été observés ;
- Dans les niveaux superficiels (latérite rouge et cuirasse ferrugineuse), les structures nodulaires constituées essentiellement de goëthite sont jointives et cimentées par des imprégnations hématitiques. Parfois ces structures sont squelettiques et renferment des grains d'anatase, d'or d'ilménite, de chromite et d'autres ;

L'évolution de l'altération de la « dunite serpentinisée » est comme suit:

- olivine + serpentine ;
- olivine + serpentine+ minéral phylliteux (type nontronite) + gels silico-ferriques ;
- serpentine + gels ferriques ;
- oxyhydroxydes ferriques avec les trois phases suivantes :
 - la phase magnétite – hématite – goëthite ;
 - la phase hématite – ilménite ;
 - la phase ilménite – magnétite – maghémite.

- ***Pour l'analyse chimique***

Les résultats des analyses chimiques des éléments majeurs et en trace pour chaque niveau ont fait ressortir les observations suivantes :

- Le Ni et le Co se concentrent surtout à la base du saprolite fine ;
- L'Al et le Fe s'accumulent relativement dans la partie sommitale du profil ;
- Du V se concentre dans la partie superficielle, tandis que le La et Y se trouvent dans la partie où le Ni, Co se concentrent le plus (saprolite fine).

Nous avons mentionné dans la partie pétrographique la présence de l'or dans ces latérites nickélifères, ceci nécessite une étude plus poussée par voie géochimique et pétrographique des échantillons latéritiques en utilisant des méthodes et techniques plus performantes.

Pour connaître la datation de l'ensemble des processus du milieu supergène et l'estimation de la vitesse de développement du profil latéritique nickélifère, en vue de la compréhension de la genèse du gisement, nous proposons d'analyser des échantillons d'oxydes et hydroxydes de manganèse

La composition chimique et la forme minéralogique sont primordiales pour le choix du traitement de latérite nickélifère. En se basant sur les travaux de ROORDA (1977) le procédé hydrométallurgique s'applique mieux pour le traitement de ce gisement d'Ambatovy que celui pyrométallurgique. Mais au vu du contexte climatique et environnemental actuel ne peut-on pas envisager l'utilisation de la « lixiviation bactérienne » pour séparer le nickel des oxydes?

Et sur le plan économique qu'est ce qu'on fera du Fer dans le profil latéritique dont la teneur dépasse le seuil d'exploitabilité et des terres rares (La, Y) très prisées actuellement à cause de l'évolution de la Nouvelle Technologie d'Information et de la Communication (NTIC), de même pour le Vanadium ?

Ambatovy ne contient pas seulement du nickel et du cobalt, il renferme d'autres substances (La, Y, V, Fe) que nous devrions les valoriser. Bien que l'exploitation d'Ambatovy ne soit pas encore commencée, beaucoup de sociétés s'intéressent déjà aux résidus et aux boues.

Beaucoup restent à faire concernant ce gisement de nickel d'Ambatovy, s'il est possible d'obtenir des résultats d'analyse chimique des versants Ouest ; Est ; Nord et Sud du plateau d'Ambatovy auprès de la Sherritt, on peut améliorer l'étude et établir un modèle géochimique.

La figure 54 montre quelques surfaces latéritiques étagées, nous pensons qu'une étude détaillée de celles-ci sur toute l'étendue du gisement permet de proposer l'évolution morpho-tectonique et de suggérer un modèle morpho-structural de la région.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] AMMOU CHOKROUM M., 1969 : Contribution à l'étude de la distribution du nickel dans les ferrites de Nouvelle Calédonie. C.R. Acad. Sci., Fr., 268, n°12, pp1563-1566.
- [2] ATIKSON E. R., 1986, Ore deposit geology Great Britain at the University Press Cambridge.
- [3] AVIAS J., 1978, L'évolution des idées et des connaissances sur la genèse et sur la nature des minerais de Ni en particulier latéritiques, de leur découverte à nos jours. Bull. Bur. Rech. Géol. Min., Section II, 3 p 165 – 172.
- [4] BATTISTINI, HOERNER J. M., 1986, Géographie de Madagascar, Edicef / Sedes.
- [5] BESAIRIE H., 1966, Gîtes minéraux de Madagascar, Annales géologiques de Madagascar, fasc. N° XXXIV
- [6] BESAIRIE H., 1973, Précis de géologie malgache, Annales géologiques de Madagascar, fasc. N° XXXVI.
- [7] BESNUS Y., 1977, Etude géochimique comparative de quelques gisements supergènes de fer. Sci. Géol. Mémoire N° 47
- [8] BESSET F., COUDRAY J., 1978, Le comportement du nickel dans les processus d'altération latéritique des péridotites de Nouvelle Calédonie. Bull. B.R.G.M. Section II, N° 3, 1978, p 207 – 223.
- [9] BESSET F., 1978, Localisation et répartition successives du nickel au cours de l'altération latéritique des péridotites de Nouvelle Calédonie. Mémoire C.E.R.G.E. Montpellier Tome XV.
- [10] BOLDT J. R., 1967, The winning of nickel. London, Methuen (1967).
- [11] BOUCQUIER G., MULLER J. P., BOULANGE B., 1984, Les latérites : connaissances et perspectives actuelles sur les mécanismes de leur différenciation. Ass. Franc., C.E. Sol. 1984, p 123 – 138.
- [12] BOURGEAT F., 1972, Sols sur socle ancien de Madagascar. Mémoire O.R.S.T.O.M. N° 57.
- [13] BRINDLEY G. W., BISH D. L., WAN H. M., 1979, Compositions, structures and properties of nickel containing minerals in the Kerolitepimelite series. American Mineralogist, Vol. 64 p 615 – 625, 1979.
- [14] BRINDLEY G. W., DE SOUZA J. V., 1975, Nickel containing montmorillonites and chlorites from Brazil, with remarks on schuchardtite. Min. Mag., June 1975 Vol. 40 p 141 – 152.
- [15] BRINDLEY G. W., 1978, The structure and chemistry of hydrous nickel, containing silicate and aluminate minerals. Bull. B.R.G.M. Section II, N° 3, 1978 p 233 – 295.
- [16] BUCHANAN D. L., 1982, Nickel : a commodity review. Occasional papers of the Institution of Mining and Metallurgy (I.M.M.).
- [17] CANTERFORD J. H., 1975, The traitment of Nickeliferous Latérites. Miner. Sci. Eng., Vol. 7, N° 1, 1975 p 3 – 17.
- [18] CAILLÈRE S., HENIN M. S., 1958, Etude minéralogique de certains minerais de nickel dits "Nickel chocolat". Communication présentée aux journées internationales d'étude des Argiles de l'Association belge (1958).
- [19] COLPEL J., DIMANCHE F., 1981, Evolution diagénétique des oxydes de fer chrome et titane. Bull. Mineral. 104, p 64 – 69, 1981.
- [20] DELBOS L., RANTOANINA M., 1961, Les gisements fer-nickel des environs de Moramanga T.B.G. N° 106. (Service Géologique de Madagascar)
- [21] DIMANCHE F., 1987, Note book de Géologie Appliquée. Université de Liège, Faculté Science Appliquée. Inédit.
- [22] DUFOURNET R., 1972, Régimes thermiques et pluviométriques de différents domaines climatiques de Madagascar. Revue de Géographie de Madagascar N° 20.

- [23] EVANS D. J., SHOEMAKERR R. S., VELTMAN H., 1979, International Laterite Symposium. S.M.E. of the American Institute of Mining Metallurgical and Petroleum Engineers. A.I.M.E.
- [24] FRANCIS SONDAG, JEAN-NOEL BOLLE, SALVATO NDUWAYEZU, HENRI MARTIN, 1998, Utilisation des méthodes d'extractions chimiques sélectives pour la prospection géochimique en milieu latéritique. Sci. Géol, Bull, 41,1, pp. 37-46, Strasbourg.
- [25] FRENAY J., 1981, Les microorganismes au service de la métallurgie extractive. Dossier Bio-Technologies.
- [26] FRENAY J., 1986, Récupération des métaux par voie microbiologique. BIO-INDUS., Congrès international 25-27 Nov. 1986
- [27] FRENAY J., 1987, Hydrométallurgie et valorisation des matières premières marginales. Forum PRELUDE, Dakar, 15-21 Mars 1987.
- [28] GENSE C., 1976, L'altération des roches volcaniques basiques sur la côte orientale de Madagascar et à la Réunion. Thèse Doc., Institut de Géologie Strasbourg. Inédit.
- [29] GHESQUIERE C., LEMAITRE J., HERBILLON A. J., 1982, An investigation of the nature and reductibility of Ni-hydroxy-Montmorillonites using various methods including temperature, programmed reduction (T. P. R.). Clay. Mineral. (1982) 17, p 217-203.
- [30] GLESSON B. A., BULT C. R. M., ELIAS M. (2003), Nickel laterites : a review Society of Economy Geologists (SEG News letter) Number 54 Pp 9-16
- [31] GORDON R., MAHESH C., 1986, Developments in the AMAX-COFREMMI Acid Leach Process of Nickel laterites. 25ème Conférence annuelle des metallurgists (C. J. M.) Août 17-20, 1986, Toronto.
- [32] HAMMERBECK, E. C. I. and SCHURMANN L. W., 1998, Nickel in Mineral Ressources of the Republic of South Africa edited by M. G. C. Wilson en C. R. Anhalusser p. 471-481.
- [33] HOTTIN, 1976, Présentation et essai d'interprétation du Précambrien de Madagascar. Bull. B.R.G.M., 2ème série, Section V, N° 2, p 117-153.
- [34] KLEIBER J., 1963, Reconnaissances des indices de nickel d'Ambatovy – Analamay (Madagascar). Séminaire Géologique 1963.
- [35] KUHNEL R. A., ROORDA H. J., STEENSMA J. J. S., 1978, Distribution and partitioning of elements in nickeliferous laterites. Bull. B.R.G.M. Section II, N° 3, 1978, p 191-206.
- [36] LAVREAU J. et NKARIRA Th., 1984, Géologie et spectro-radiométrie du gisement nickélifère de Musongati (Burundi) Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, Annales, Série 8, Sc géol, n° 98, pp. 95-117
- [37] LEPRUN J. C., 1979, Les cuirasses des pays cristallins de l'Afrique Occidentale sèche : genèse-transformations-dégradation. Sci. Géol. Mémoire N° 58.
- [38] LOMBARD J., 1956, Sur la géochimie et les gisements de nickel chronique des Mines Outre-Mer. N° 244, p 237-256.
- [39] MANDIMBIHARISON A. J., 1987, Contribution à l'étude du gisement latéritique nickélifère de Moramanga, Madagascar. Mémoire de Maître en Géologie des Terrains Superficiels à l'Université de Liège, Belgique. 87p
- [40] MANDIMBIHARISON A. J., 2007, Rapport de stage sur la télédétection et traitement des données géologiques. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique. Inédit.
- [41] MANDIMBIHARISON A. J. et al 2012, Evolution minéralogique et géochimique du profil latéritique nickélifère d'Ambatovy. Madamines, ISSN 2220-0681, vol. 4, 2012.

- [42] MASTROMATTEO E., 1986, Health effects in the Production and use of Nickel. 25th annual Conference on metallurgists, I.C.M. pp. 384-413.
- [43] MAQUET M., COUTYR., CERVELLE B., PERRUCHOT A., 1984, Comportement du nickel lors de l'altération des roches nickélifères. Mineral. Deposita 19, p 118-122.
- [44] MELFI A.J., TRESCASES J.J., OLIVEIRA S.M.B., 1979, Les latérites nickélifères de Brésil. Cahier ORSTOM. Série Géol, Vol XI, n°1, 1979-1980, p15-42.
- [45] MILLOT G., 1964, Géologie des Argiles. Masson et Cie, Paris
- [46] MILLOT G., 1971, Géochimie des altérations. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr. Strasbourg, 24, 4, p 181-217.
- [47] Mining review africa, 2005, Ambatovy deal a boost for Madagascar's mining sector.
- [48] MOSSER C., 1980, Etude géochimique de quelques éléments traces dans les argiles des altérations et des sédiments. Sci. Géol.Mémoire N° 63.
- [49] NAHON D., 1976, Cuirasses ferrugineuses et encroutements calcaires au Sénégal Occidental et en Mauritanie. Système évolutif : géochimie, structure, relais et coexistence. Mém. Sci. Géol. N° 44.
- [50] NAHON D., 1979, Cuirasses siliceuses ou silcrètes nickélifères dans les profils d'altération des roches ultrabasiques de Côte d'Ivoire. Sci. Géol. Bull. 32, p 198-197.
- [51] NAHON D., PAQUET H., DELVIGNE J., 1982, Laterite weathering of ultramafic rock and the concentration of nickel in the western Ivory Coast. Econ. Géol. Vol. 77, 1982 p 1159-1175.
- [52] NDUWAYEZU S., 1985, Contribution à l'étude minéralogique et géochimique d'un profil latéritique nickélifère de la région de Musongati (Burundi). Mémoire à U.C.L. Inédit.
- [53] O'KANE P. T., 1979, Energy consumption and economic trends in the production of nickel from laterites. International Laterite Symposium. February, 19 to 21, 1979, New, Orleans.
- [54] PARIS J. P., 1981, Géologie de la Nouvelle Calédonie. Mémoire du B.R.G.M. N° 113.
- [55] PECORA W. T., 1944, Nickel-silicate and associated nickel-cobalt-manganese oxyde deposits near Sao Jose Do Tocantins. Brazil Geological Survey Bulletin 935-E.
- [56] PELLETIER B., 1983, Localisation du nickel dans les minerais « garniéritiques » de Nouvelle Calédonie. Sciences Géol., Mém. 73, p 173-183.
- [57] PONCELET G., JACOBS P., DELANNAY F., GENET M. GERARD, HERBILLON A., 1979, Etude préliminaire sur la localisation du nickel dans une garniérite naturelle. Bull. Minéral. (1979), 102, p 379-385.
- [58] PRESTON E., HOTZ, 1964, Nickeliferous laterites in South Western Oregon and North Western California. Econ. Géol. 59, p 355-396.
- [59] RANTOANINA M., 1962, Prospection et géologie au 1/100 000 de feuille Moramanga – Lakato (RS – 47). T.B.G. N° 111.(Service Géologique de Madagascar)
- [60] RASAMIMANANA G., 1996, Caractérisations géochimiques et géochronologiques de trois épisodes magmatiques (crétacé, miocène terminal et quaternaire) à Madagascar, associés aux phénomènes de rifting. Thèse de doctorat, Université Paris Sud.
- [61] RHODES W. F., 1977, The encyclopedia of geochemistry and environmental Sciences. Nickel : element and geochemistry. P 790-793
- [62] ROIG J. Y. et al, 2012, Nouvelles cartes géologiques et métallogéniques de Madagascar à l'échelle du millionième. Symposium International sur la Géologie Malgache 28-29 juin 2012
- [63] ROUTHIER P., 1963, Recovery of Nickel and Cobalt from limonites. Colloque sur l'hydrométallurgie des chlorures. Bruxelles 26 au 28 Septembre 1977.

- [64] SARAZIN G, ILDEFONSE Ph, MULLER J. P., 1982, Contrôle de la solubilité du fer et de l'aluminium en milieu ferralitique. *Géoch. Et Cosmoch. Acta* Vol. 46, p 1267-1279.
- [65] SCHELLMANN W., 1978, Behaviour of nickel, cobalt and chromium in ferruginous lateritic nickel ores. *Bull. BUR. Rech. Géol. Min., section II*, 3, 9 275-282.
- [66] SEGALIN, 1964, Le fer dans les sols. *Inst. Doc. Techn. O.R.S.T.O.M. Paris*
- [67] STOLOJAN N., 2003, Le nickel : situation actuelle et perspective du marché mondial. *Revue ECOMINE*.
- [68] TARDY Y., NAHON D., 1985, Geochemistry of laterites, stability of Al-goethite, Al-hématite and Fe $\pm$ kaolinite in bauxites and ferricretes : an approach to the mechanism of concretion formation. *American Journal of Sciences* Vol. 285, Dec 1985, p 865-903.
- [69] TARDY Y., 1969, Géochimie des altérations, étude des areines et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. *Mémoire N° 31 Serv. Carte, Géol. de l'Als. Et Lor.*
- [70] THOREZ J., 1975, Argillogenesis and the hydrolysis Index. *Miner. Petrogr. Acta*. Vol. 29 – A p 313-318.
- [71] THOREZ J., 1986, An illustrated course for clay mineralogy and geology. *Note book Université de Liège*. Inédit
- [72] TRESCASES J. J., 1975, L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. *Formations des gisements nickelifères de Nouvelle Calédonie. Mémoire O.R.S.T.O.M. 78, (1975) 259p.*
- [73] TRESCASES J. J., 1979, Remplacement progressif des silicates par les hydroxydes de fer et nickel dans les profils d'altération tropicale de roches ultrabasiques. *Accumulation résiduelle et épigénie. Sci. Géol., Bull. 32 ,4, p 181-188*
- [74] TRESCASES J. J., 1986, Nickeliferous laterites. A review on the contributions of the last ten year – *Prem Geol Survey India 120 pp. 51-62.*
- [75] TRESCASES J. J., 1993, Les gisements latéritiques du nickel. *Coll. Sédimentologie et géochimie de la surface de l'Académie des Sciences et du Casa pp 101-110.*
- [76] WINDELS F. 1978, Etude comparative de traitements hydrométallurgiques de minerais terrestres et marins contenant du nickel oxyde. *Mém. Fin d'étude, Ingénieur Civil Métallurgiste. Univ. de Liège. Fac. Sciences Appliquées.*
- [77] WORLD MINING , Nov. 1970, Pacific basic nickel boom.
- [78] YONGUE FOUATEUX R., ENOBELINGA S. M., TRESCASES J. J., 1998, Séquence d'altération des roches ultrabasiques dans la région de Lomé, Sud-Est du Cameroun, *Ann. Fac. Sci. Univ Yaoundé, série Sc Nat et Vie Vol 34, N° 01 pp 1-17.*
- [79] YONGUE FOUATEUX R. et al (1998), Concentration de Cobalt et de nickel dans les latérites du Sud-Est de Cameroun en Afrique Centrale. *Géosciences au Cameroun Presse Universitaire Yaoundé I pp 387-399.*
- [80] YONGUE FOUATEUX R. et al (2006), Nickel and cobalt distribution in the laterites of the domeregis, South-ouest Cameroun *Journal of African Earth Sciences 45, pp 33-47.*
- [81] ZEISSINK H. E., 1969, The mineralogy and geochemistry of a nickeliferous laterite profile (Greenvale, Queensland, Australia). *Mineral. Deposita (Berl.) 4, p 132-152.*

Webographie

www.doctoc.com

www.chimie.sup.fr

www.insq.org

www.ineris.fr; rubrique Etudes et Recherches

www.sln.nc/wejrewya/site

www.nickelinstitute.org

ANNEXES

Annexe 1 : Démarche pour les analyses chimiques des échantillons latéritiques au laboratoire de Géochimie à l'Université Catholique de Louvain-la-Neuve.

Les échantillons analysés, de granulométrie inférieure à 300 μ , sont soumis à une décomposition acide totale.

La mise en solution

Le mode opératoire est le suivant :

- dans un téflon, ajouter un peu d'eau distillée sur 0,5g d'échantillon pour enrober les poudres ;
- Ajouter 6ml d'HNO₃ concentré et 10ml de HF concentré ;
- Chauffer à $\pm 90^{\circ}\text{C}$ pendant 45mn en couvrant la solution avec un verre de montre en téflon. Il faudra bien faire attention à ce qu'il ne se forme pas d'encroûtement au fond du téflon. Si c'est le cas il faudra la décoller avec une tige en verre et agiter le téflon pour le mettre en solution ;
- Enlever le couvercle et laisser évaporer mais pas à sec ;
- Ajouter 2ml de HClO₄ et chauffer à 100-110°C toujours en n'allant pas jusqu'à la dessiccation totale ;
- Répéter cette dernière opération deux fois.
- Ajouter une dernière fois 2ml de HClO₄ concentré et évaporer à 160-180°C complètement à sec.
- Reprendre le résidu sec avec 10 ml de HNO₃ 4N pour la décoller du fond du téflon.
- Ajouter 1 cc d'une solution de LiNO₃ à 25000 ppm de Li⁺, la solution est portée au trait dans un jaugé de 25 ml
- Elle est ensuite versée dans un pilulier et est prête à être analysée si elle est limpide .

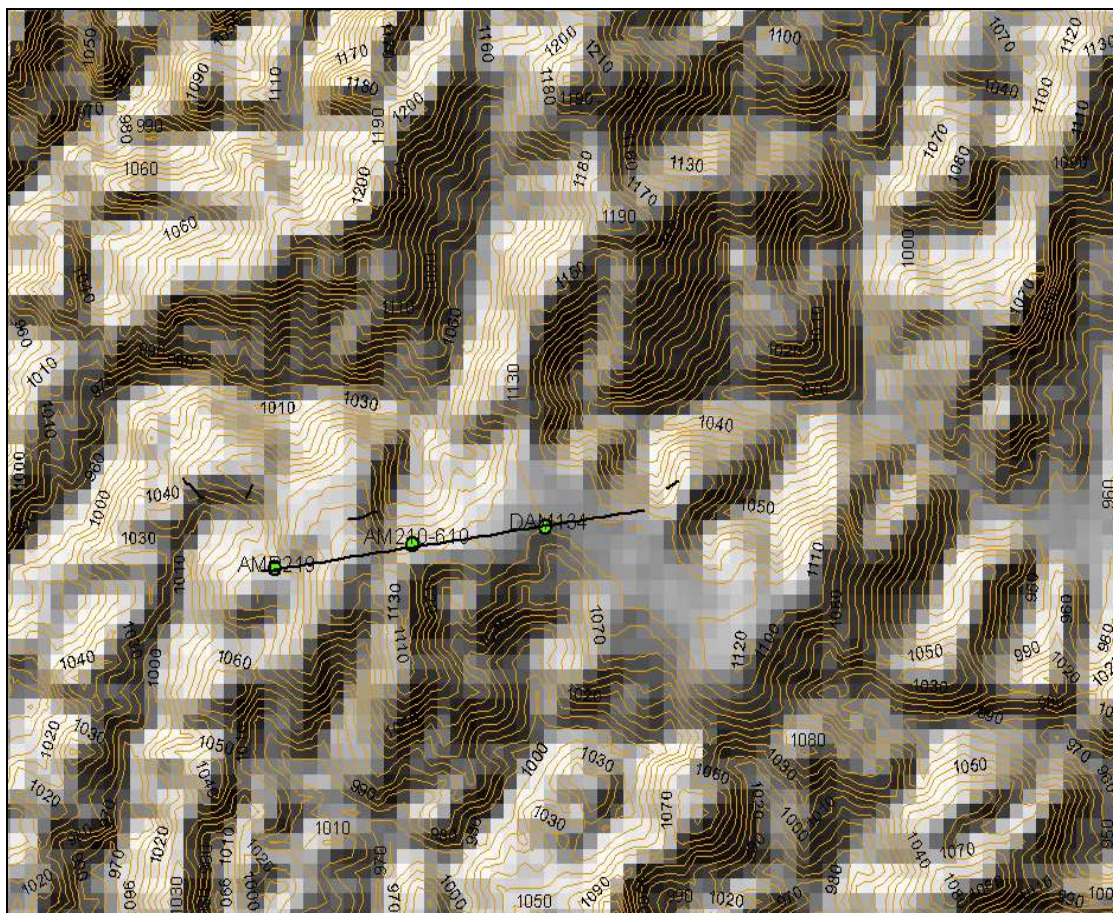
Dosage des éléments

Le dosage des éléments dans les diverses solutions obtenues a été réalisé par spectrométrie d'émission de plasma à courant continu (D.C.P.). L'appareil utilisé est de marque SPECTROMETRIC INSTRUMENTS modèle SPECTRASPAN III avec un module de dynamique DBC- . Le dosage effectué l'analyse quantitative de 20 éléments aux d'ondes reprises ci-dessous.

correction
comporte
longueurs

Mn 2933,1 Å	Co 3405,1 Å
Zn 2025,5 Å	Y 3710,3 Å
As 1937,0 Å	Pb 4057,0 Å
Cd 2288,0 Å	V 4379,2 Å
Ti 3349,0 Å	La 4086,7 Å
Sb 2068,4 Å	Sr 4607,3 Å
Fe 2755,7 Å	Ba 4554,0 Å
Ni 3493,0 Å	Al 2669,0 Å
Cu 3247,5 Å	Cr 4289,0 Å
Mo 3798,4 Å	Mg 3829,35 Å

Annexe 2 : Courbe de niveau aux environs d'Ambatovy à partir d'image SRTM géoréférencée et avec l'utilisation du logiciel Arcview v 9.3 .



Annexe 3 : Résultat d'analyses des éléments majeurs (%)et en trace (ppm), structure et minéralogie de quelques roches d' Antampombato (Melluso et al 2005)

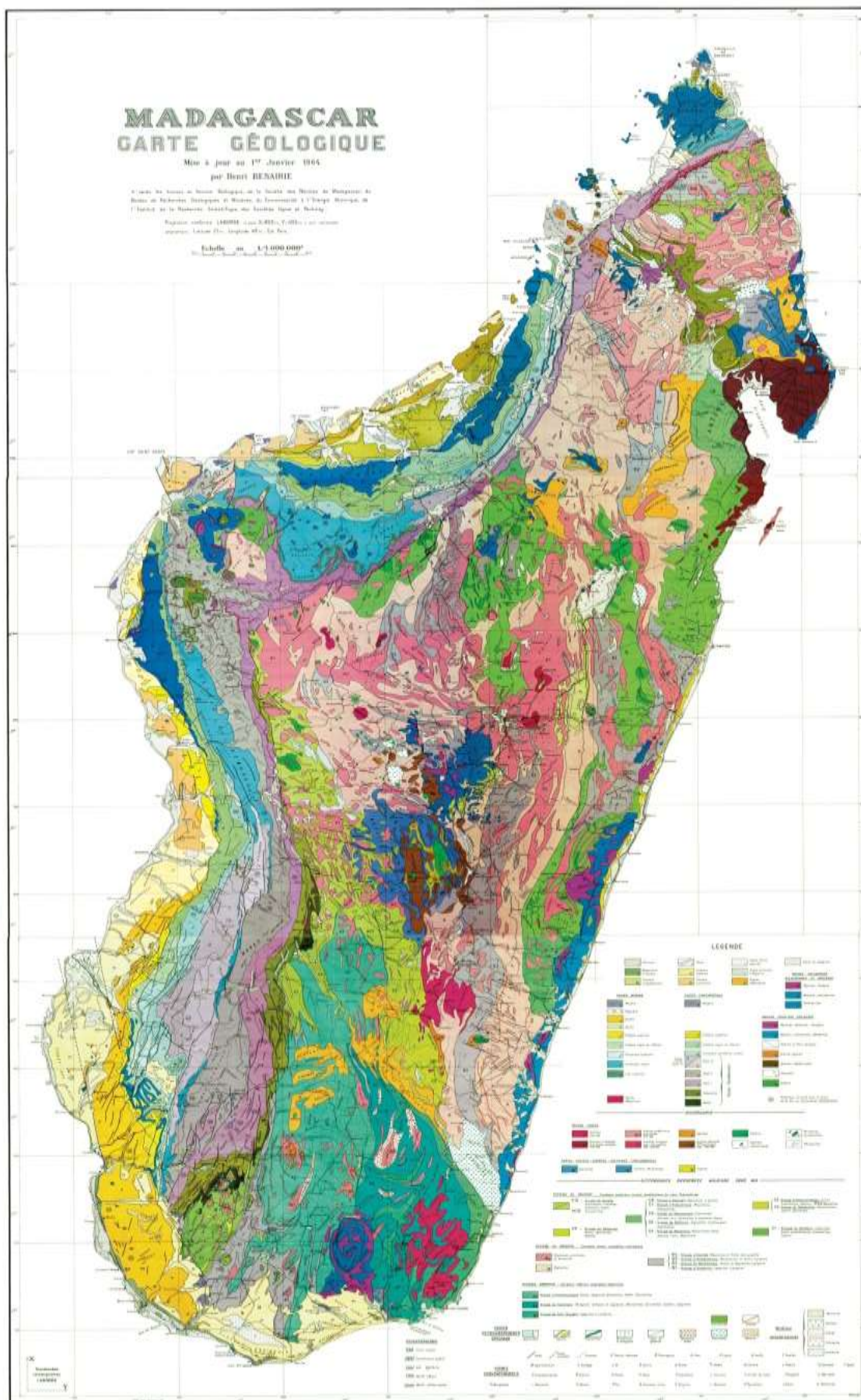
Roche : N° Echantillon :	dunite M464	dunite M453	dunite M461	dunite M459	dunite M460	dunite M454
SiO ₂	39.18	39.53	37.56	40.12	37.43	39.94
TiO ₂	0.05	0.04	0.06	0.07	0.07	0.08
Al ₂ O ₃	0.88	0.90	0.98	0.91	0.92	0.95
Fe ₂ O ₃	11.69	13.53	13.78	14.20	14.12	14.33
MnO	0.16	0.20	0.19	0.20	0.20	0.20
MgO	33.22	38.87	39.09	39.39	38.37	37.68
CaO	0.55	1.86	0.67	1.09	0.85	1.58
Na ₂ O	0.09	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
LOI	8.15	5.02	7.74	4.96	7.99	5.18
Sc	5	4	6	6	4	3
V	21	22	35	38	30	32
Cr	3281	1714	4095	2976	3064	2124
Ni	2200	2363	2128	2358	1885	2316
Cu	0	12	6	13	7	9
Zn	57	84	74	98	101	94
Rb	2	1	0	3	2	0
Sr	0	5	0	1	2	3
Y	4	6	3	3	4	2
Zr	9	12	4	12	10	10
Nb	0.8	1.9	0.8	0.3	0.4	0.5
Ba	0	6	4	5	1	9
Mg-no	0.88	0.87	0.86	0.86	0.86	0.86
Structure Minéralogie	Massive Ol, Sp	Massive Ol, Sp	Massive Ol, Sp	Massive Ol, Sp	Massive Ol, Sp	Massive Ol, Sp

Ol = Olivine

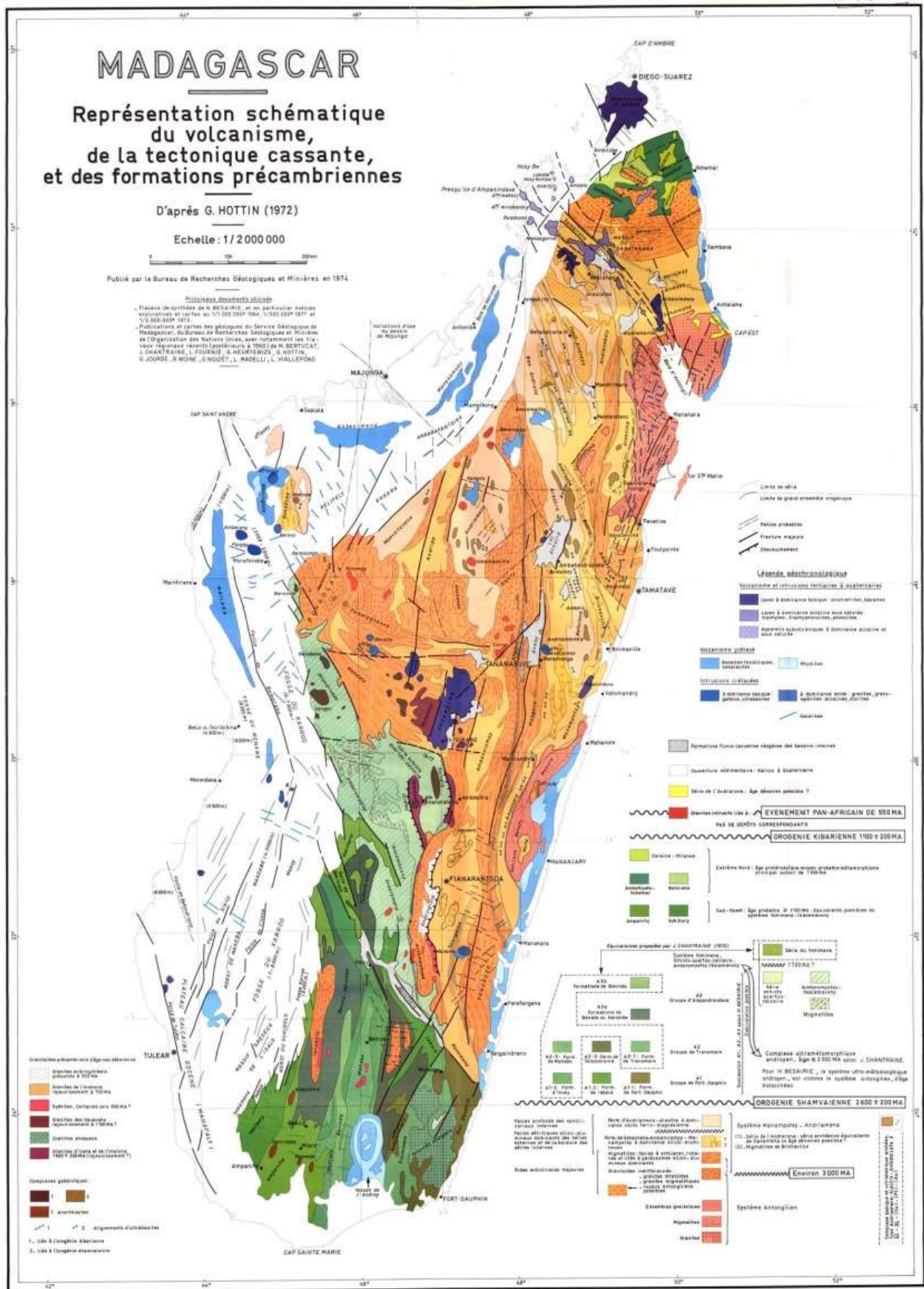
Sp= Serpentine

Annexe 4 : CHRONOLOGIE DE LA CARTE GEOLOGIQUE DE MADAGASCAR DE 1964 à 2012

- Par Henri BESAIRIE (1964)



- Par Gabriel HOTTIN (1972)



-
- CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉPUBLIQUE DE MADAGASCAR À 1 / 1 000 000**
- Ministère des Mines
Direction de la Géologie
Programme de Gouvernance des Ressources Minérales
- Travaux réalisés par le Consortium BRGM-USGS
Contrat n°1463-MADRS003304/CNPR/MG
Date d'impression : juin 2010
- Responsable du projet : J-Y Roy (BRGM)
- Auteurs : J-Y Roy (BRGM), R-D Tucker (USGS), S-G Peters (USGS), C Dato (BRGM), M Thameau (BRGM).
- Réalisation cartographique et SIG : C Zennaro (BRGM), J-P Guemou (BRGM), F Vraugier (BRGM).
- Avec la collaboration de : V Razafon (PGRM), M Rabarimanana (PGRM).
- Superviseurs : E Orsi, B Mon.
- SCHÉMA STRUCTURAL**
- GÉOLOGIE PRÉCAMBRIENNE**
- GÉOLOGIE PALÉOZOÏQUE ET MÉSOZOÏQUE**

EVOLUTION MINERALOGIQUE, DISTRIBUTION ET COMPORTEMENT GEOCHIMIQUE DE CERTAINS ELEMENTS AU SEIN DU PROFIL LATERITIQUE NICKELIFERE D'AMBATOVY, CENTRE EST DE MADAGASCAR

Auteur	MANDIMBIHARISON Aurélien Jacques
Nombre de pages	134
Nombre de figures	73
Nombre de tableaux	37
Tél	+261343185296
e-mail	raory@yahoo.fr
Directeur de thèse	Pr RASOLOMANANA Eddy H.

Résumé- Le gisement du nickel d'Ambatovy, situé à 110 kilomètres à l'Est d'Antananarivo, appartient au versant oriental de Madagascar. Il est issu de l'altération des roches ultrabasiques et l'épaisseur du profil d'altération peut atteindre 80m, mais en moyenne elle varie entre 30 à 60m, selon la morphologie. Il comprend quatre ensembles d'horizons : un horizon supérieur composé de cuirasse ferrugineuse et de latérite rouge avec quelques concrétions ferrugineuses ; un horizon argileux (limonite) constitué par de la latérite jaune ou saprolite fine ; un horizon d'altération ou saprolite grossière où la structure originelle de la roche mère est encore conservée et la roche mère plus ou moins fracturée constituée par de la dunite termine cette séquence.

A la base, au niveau de la roche mère et de la saprolite grossière, les minéraux silicatés (olivine et serpentine) sont très abondants tandis que l'ilménite, la smectite et la goethite sont présents mais à faible quantité. Au niveau de la saprolite fine, les silicates primaires sont totalement transformés et les goethites commencent à montrer leur abondance. C'est à ce niveau que la teneur en nickel est importante (dépassant 1%), il est associé à la goethite et incorporé dans la matrice de ce minéral. Au sommet du profil, la prédominance de la goethite et l'abondance de l'hématite sont très remarquées. Le gisement d'Ambatovy est du type oxydé avec des teneurs faibles en nickel.

Mots clés : *Dunite ; Saprolite ; Latérite ; Goethite ; Nickel ; Ambatovy ; Madagascar*

Abstract- The nickel deposit of Ambatovy, situated to 110 kilometers in the East of Antananarivo, belongs to the east side of Madagascar. It is formed by weathering of the ultrabasic rocks and the thick lateritic profile is about 80 meters, but the average is between 30 to 60 meters, according to the morphology. It's characterized by four main horizons: a superficial horizon composed by ferruginous duricrust and red laterite with some iron concretions; a clay horizon (limonite) constituted by yellow laterite or fine saprolite; a weathered horizon or coarse saprolite where the original structure of the bedrock is conserved; and the bedrock more or less broken constituted by the dunite. The base, to the level of the bedrock and coarse saprolite, the silicate mineral (olivine and serpentine) are very abundant while the ilmenite, the smectite and the goethite are present but in traces. To the level of fine saprolite, the primary silicates disappear and the goethite begins to show their abundance. It is to this level that the content of nickel is important (up to 1%), it is associated to the goethite. To the summit of the profile, the predominance of the goethite and the abundance of hematite are very noticed. The weathering nickel deposit of Ambatovy is an oxide deposit type with weak content of nickel.

Key words: *Dunite ; Saprolite; Laterite; Goethite; Nickel; Ambatovy; Madagascar.*