



Université Sidi Mohammed Ben Abdellah
Faculté des Sciences Dhar El Mahraz- Fès
Centre d'Etudes Doctorales
"Sciences et Technologies"

Formation Doctorale : RNE2D

Discipline : Géologie

Spécialité : Géosciences et Ressources Naturelles

Laboratoire : Géodynamique et Ressources Naturelles

THESE DE DOCTORAT

Présentée par

CONTE Mohamed Samuel Moriah

Géologie des formations ferrifères rubanées (BIFs) et les roches associées de la Chaîne de Nimba et de son Extension Ouest de la Région de Nimba (Républiques de Guinée et du Libéria)

Soutenue le 04 Mai 2019 devant le jury composé de :

Pr. MOUKADIRI Ali	Faculté des Sciences Dhar El Mahraz Fès	Président
Pr. OUAZZANI Hassane	Faculté des Sciences, Meknès	Rapporteur
Pr. MOKHTARI Abdelkader	Faculté des Sciences, Meknès	Rapporteur
Pr. JABRANE Raouf	Faculté des Sciences et Techniques, Fès	Rapporteur
Pr. BAALI Abdennasser	Faculté des Sciences Dhar El Mahraz Fès	Examineur
Pr. BOUSHABA Abdellah	Faculté des Sciences Dhar El Mahraz Fès	Directeur de thèse

Dédicace

A mes chers Parents ;

A mon cher Oncle et Mentor M SOUMAH Youssouf, que son âme repose en paix.

Remerciements

Nous tenons tout d'abord à remercier Dieu le tout-puissant et miséricordieux, qui nous a donné la santé, la force, la patience et le courage afin d'accomplir ce modeste travail durant de longues années d'études.

Mes remerciements vont tout d'abord à Monsieur le Doyen de la Faculté des Sciences Dhar El Mahraz de Fès, ensuite à Monsieur le Directeur du Centre des Etudes Doctorales Sciences et Technique (CED-ST) et enfin à Monsieur le Directeur de la formation doctorale « Ressources Naturelles Environnement et Développement Durable (RNE2D) » pour m'avoir accueilli et facilité les démarches administratives au sein de cet établissement.

J'aimerais bien avant tout remercier mon Directeur de Thèse **Professeur BOUSHABA Abdellah** pour le temps qu'il a consacré à m'apporter, les outils méthodologiques indispensables à la conduite de cette recherche. Son exigence et son expérience m'ont grandement stimulé. C'est pour moi un grand honneur de lui exprimer ma profonde gratitude et loyale reconnaissance.

Mes remerciements vont également à Monsieur N'TARMOUCHANT Ahmed, Directeur du « Laboratoire de Géodynamique et Ressources Naturelles (LGRN) » de répondre à mes sollicitations à chaque fois que le besoin se faisait sentir.

Je tiens à remercier Monsieur **MOUKADIRI Ali** pour son soutien, sa disponibilité et ses conseils durant mes études de Master et Doctorat à la faculté des Sciences Dhar El Mahraz de Fès.

J'adresse mes sincères remerciements aux membres du jury qui m'ont fait honneur en acceptant de juger avec attention mon travail.

Nous saisissons aussi cette occasion pour adresser nos profonds remerciements et reconnaissances aux responsables de :

- la Direction nationale de la Géologie, de la Direction Régionale des Mines et Géologie de Nzérékoré et de la Direction Préfectorale des Mines et Géologie de Lola (République de Guinée) pour m'avoir facilité les démarches administratives lors de mes différentes sorties de terrain dans la région du Nimba ;

- la préfecture de Lola, des sous-préfectures de Tounkarata, de N'Zoo, de Bossou, (République de Guinée) et dans la localité de Yéképa (République du Libéria) pour m'avoir facilité les démarches administratives et de me mettre en contact avec les différentes communautés de la région de Nimba.

Je tiens à remercier spécialement ma sœur Mme. CAMARA M'Ballou SOUMAH et son mari, mes amis Monsieur DIALLO Ibrahima Baba, Enseignant au collège de Lola centre et

Monsieur SYLLA Aboubacar Naby, Directeur de l'école primaire de Téassou (Sous-préfecture de Bossou) pour l'hospitalité durant mes différents voyages dans la région de Nimba.

Ma gratitude et reconnaissance à l'égard de mes guides M. Jack, M. Albert et M. Sanoh qui ont sillonné avec moi les différentes localités de la région du Nimba.

Mention spéciale à ma chère et tendre épouse M^{me} CONTE M'Mahawa CISSE, pour sa compréhension, son encouragement et son soutien malgré de longues périodes d'absences.

Sans omission, je remercie infiniment toutes les personnes qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce modeste travail.

Table des matières

Dédicace	i
Remerciements	ii
Table des matières	iv
Liste de figures	viii
Liste de photos.....	xi
Liste de tableaux	xvi
Résumé	xvii
Abstract	xix
Introduction	1
Chapitre I. Présentation géographique des républiques de Guinée, du Libéria et du Craton West Africain	5
I.1 Présentation Géographie de la république de Guinée et du Libéria	5
I.1.1 Cadre d'administration.....	5
I.1.2 Superficie et population.....	5
I.1.3 Le climat.....	6
I.1.4 Le relief et l'hydrographie.....	6
I.1.5 Faune et Flore	8
I.2 Présentation du Craton West Africain (WAC)	9
I.2.1 Contexte géologique général	9
I.2.2 La géologie de l'Afrique de l'Ouest (WAC)	11
I.2.2.1 La dorsale de Man ou dorsale de Léo.....	13
I.2.2.2 Le domaine Kenema-Man	14
Chapitre II. Précambrien de la Guinée et du Libéria	16
II.1 Aperçu général sur la géologie de la Guinée.....	16
II.1.1 Le socle précambrien.....	17
II.1.1.1 Soubassement cristallin du socle archéen.....	17
II.1.2 Couverture plissée de la base cristalline du socle.....	21
II.1.2.1 Protérozoïque précoce inférieur (PR ₁).....	21
II.1.2.2 Structures d'activation panafricaine (Riphéen supérieur - Cambrien (R ₃ -C))	23
II.2 Aperçu général sur la Géologie du Libéria.....	24
II.2.1 Provinces d'âge précambrien	24
II.2.1.1 La province d'âge Libérien (2,7 Ga).....	24
II.2.1.2 La province d'âge Eburnéen (2 Ga).....	25
II.2.1.3 La Province d'âge Panafricaine environ 0,5 Ga	25
II.2.2 Les structures précambriennes	27
II.2.2.1 Foliation et Schistosité	27
II.2.2.2 Plissement.....	27
II.2.2.3 Failles et Cisaillements.....	27

II.2.2.4	Joints.....	28
II.2.2.5	Formations de fer.....	28
Chapitre III.	Géologie de la Région de Nimba.....	30
III.1	Présentation géographique.....	30
III.1.1	Le relief	32
III.1.2	Le climat.....	32
III.1.3	L'hydrographie.....	32
III.2	Etudes géologiques de la chaîne de Nimba et son extension Ouest (région de Nimba).....	33
III.2.1	Districts de Nion, Séringbara, Gbié et Tounkarata (Région Nimba, Guinée)	34
III.2.1.1	Morphologie de la chaîne de Nimba.....	39
III.2.2	District de Yéképa (région de Nimba, Libéria)	40
III.2.2.1	Série de Yéképa.....	41
III.2.2.2	Série de Nimba	42
Chapitre IV.	Etudes pétrographiques et minéralogiques.....	52
IV.1	La chaîne de Tokadeh-Beeton-Gangra-Yeulliton.....	52
IV.1.1	Faciès gneissiques	53
IV.1.1.1	Minéralogie.....	54
IV.1.2	Faciès schisteux.....	57
IV.1.2.1	Faciès schistes à chlorites	57
IV.1.2.2	Faciès à micaschistes.....	60
IV.1.3	Faciès de dyke amphibolitique	69
IV.1.3.1	Minéralogie.....	69
IV.1.4	Faciès pegmatitique.....	72
IV.1.4.1	Minéralogie.....	72
IV.2	La chaîne de Nimba.....	73
IV.2.1	Faciès gneissiques	74
IV.2.1.1	Faciès orthogneiss de Nion.....	74
IV.2.1.2	Faciès ortho-gneissiques à biotites (district de Gbié).....	76
IV.2.2	Faciès quartzitique.....	79
IV.2.2.1	Minéralogie.....	79
IV.2.3	Faciès Muscovitique.....	81
IV.2.3.1	Minéralogie.....	81
IV.2.4	Faciès amphibolitiques	82
IV.2.4.1	Minéralogie.....	84
IV.2.5	Faciès granitique.....	86
IV.2.5.1	Granite à biotite du district de Gbié.....	86
IV.2.5.2	Granite de Tounkarata	87
Chapitre V.	Etudes Géochimiques des roches amphibolitiques et granitiques de la région de Nimba.....	88
V.1	Les roches amphibolitiques de la région de Nimba.....	88

V.1.1	Les éléments majeurs	89
V.1.1.1	Nature du protolithe.....	89
V.1.1.2	Caractérisation géochimique	90
V.1.2	Les éléments en traces	92
V.1.2.1	Rb, Ba et Sr	94
V.1.2.2	Th et U.....	94
V.1.2.3	Les éléments à forte intensité de champs (HFSE).....	94
V.1.2.4	Les éléments de transition	95
V.1.2.5	Les terres rares.....	96
V.2	Les roches granitiques de la région de Nimba.....	98
V.2.1	Eléments majeurs.....	99
V.2.1.1	Typologie des roches granitiques en fonction des différents diagrammes	99
V.2.2	Les éléments en traces	104
V.2.2.1	Rb, Ba et Sr	104
V.2.2.2	Th et U.....	104
V.2.2.3	Les éléments à forte intensité de champs HFSE.....	105
V.2.2.4	Les éléments de transition	105
V.2.2.5	Les terres rares.....	105
Chapitre VI. Etudes Statistiques.....		108
VI.1	Etudes statistiques des éléments majeurs des roches amphibolitiques et granitiques de la région de Nimba	108
VI.1.1	La corrélation de Bravais-Pearson des éléments majeurs des roches amphibolitiques et granitiques de la région de Nimba.....	108
VI.1.2	Analyse des composantes principales des éléments majeurs des roches amphibolitiques et granitiques de la région de Nimba.....	108
VI.2	Etudes statistiques des éléments en traces des roches amphibolitiques et granitiques de la région de Nimba	110
VI.2.1	La corrélation de Bravais-Pearson des éléments en traces des roches amphibolitiques et granitiques de la région de Nimba.....	110
VI.2.2	Analyse des composantes principales des éléments en traces des roches amphibolitiques et granitiques de la région de Nimba.....	111
Chapitre VII. Les formations ferrifères rubanées (BIFs).....		113
VII.1	Généralité sur les formations ferrifères rubanées (BIFs).....	113
VII.1.1	Présentation des principaux types de BIF.....	115
VII.1.1.1	Le BIF de type Algoma	115
VII.1.1.2	Le BIF de type de Lac Supérieur.....	117
VII.2	Etudes pétrographiques des formations ferrifères rubanées de la région de Nimba.....	121
VII.2.1	Itabirite (gris et bleu) riche en hématite.....	122
VII.2.1.1	L'itabirite gris.....	122
VII.2.1.2	L'itabirite bleu.....	122
VII.2.1.3	Minéralogie.....	123

VII.2.2	Itabirite à grenat.....	125
VII.2.2.1	Minéralogie.....	125
VII.2.3	Itabirite à grenat et à grunérite.....	127
VII.2.3.1	Minéralogie.....	127
VII.2.4	Itabirite à grunérite	130
VII.2.4.1	Minéralogie.....	130
VII.2.5	Faciès itabiritique à hornblende brune.....	132
VII.2.5.1	Minéralogie.....	132
VII.2.6	Itabirite à hornblende verte.....	134
VII.2.6.1	Minéralogie.....	134
VII.2.7	Itabirite des zones de transitions.....	136
VII.2.7.1	Minéralogie.....	136
VII.2.8	Itabirite à chlorite	138
VII.2.8.1	Minéralogie.....	138
VII.3	Etude minéralogique.....	139
VII.3.1	Principe du Microscope électronique à balayage « MEB ».....	139
VII.3.2	Résultat du Microscope électronique à balayage « MEB » des itabirites de la région de Nimba.....	140
VII.3.2.1	Itabirite à pyrite	140
VII.3.2.2	Itabirite (la surface globulaire)	140
VII.3.2.3	Itabirite à magnétite.....	141
VII.3.2.4	Itabirite à goethite.....	142
VII.3.2.5	Itabirite à sidérite	143
VII.4	Observation métallogénique	144
VII.5	Etudes Métamorphique.....	145
VII.6	Etudes Géochimiques	152
VII.6.1	Les éléments majeurs	153
VII.6.2	Les éléments en traces	155
VII.7	Comparaison des itabirites de la région de Nimba par rapport aux itabirites à l'échelle mondiale.....	157
VII.8	Etude statistique des données géochimiques des itabirites de la région de Nimba	158
VII.8.1	La corrélation de Bravais-Pearson des éléments majeurs itabirites.....	158
VII.8.2	Analyses des composantes principales des éléments majeurs des itabirites.....	158
VII.8.3	La corrélation de Bravais-Pearson des éléments en trace itabirites.....	159
VII.8.4	Analyses des composantes principales des éléments en traces des itabirites	160
	Chapitre VIII. Discussion et synthèse.....	161
	Conclusion.....	168
	Perspectives et Recommandation	169
	Références Bibliographiques	170
	Annexes	182

Liste de figures

Figure I-1 : carte des républiques de Guinée et du Libéria avec les pays Limitrophes (ce travail).....	5
Figure I-2 : carte de la Guinée montrant les 8 huit régions administratives (Institut National de la Statistique, 2014).	8
Figure I-3 : carte géographique du Liberia montrant les 15 grandes provinces politiques (Leclerc, 2017).	9
Figure I-4 : structure d'ensemble de l'Afrique (Rocci, 1965). 1 : fracture profonde ; 2 : zones de plissement (fin Antécambrien- Paléozoïque) ; 3 : zones de rajeunissement ; 4 : zones stables (craton). Les zones 2 et 3 forment les zones mobiles.	10
Figure I-5 : carte géologique de l'Afrique de l'Ouest avec les trois domaines précambriens bien séparés : la montée Leo, la montée Reguibat et le Kedougou – KéniébaInlier (Abouchami et <i>al</i> , 1990).	13
Figure I-6 : Carte de la dorsale de Man ou de Léo (Abouchami et <i>al</i> , 1990).	15
Figure II-1 : Carte géologique de la république de Guinée (Mamedov et <i>al</i> , 2010).	16
Figure II-2 : Carte Schématique du Précambrien du Liberia (Liberian Geological Survey, 2014).	26
Figure II-3 : Distribution de principaux plissements dans la région de Nimba (Quadrilatère de Sanniquellie). Les plissements de F1et F2 sont probablement plus anciens que les F3 et F4 (Liberian Geological Survey, 1983). ...	29
Figure III-1 : Position géographique de la région de Nimba aux confins de la République de Guinée, du Libéria, et de la Côte d'Ivoire (ce travail).	30
Figure III-2: Carte géologique de la région de Nimba (Billa et <i>al</i> , 1999). Unité plutonique archéen (2786 Ma, U/Pb ; Guerrot, 1998) : (1) indifférenciée, (2) granite à biotite, (3) granite porphyroïde à biotite-amphibole. Unité volcano-sédimentaire : (4) sédiments fins métamorphisés dans les conditions du faciès schistes verts (a) ou amphibolite (micaschistes) (b), (5) carbonates impurs (Ca, Mn), (6) metabasites (amphibolites), (7) conglomérats, (8)quartzites purs (âge dépôt < 2 615 Ma U/Pb ; Guerrot, 1996), (9)quartzites à grenat et 'diopsidite', (10)quartzites rubanés ferrugineux, (11) carbonates impurs grès et carbonatés (gneiss à silicates calcique). Deformation D1 (12) foliation composite S0-S1, (13) direction et sens de cisaillement direction syn-D1 (la flèche indique le mouvement du compartiment supérieur), (14) chevauchement. Deformation D2 : (15) S2 schistosité de crénulation, (16) axe de micropli P2 et linéation d'intersection S1/S2, (17) direction et sens de cisaillement, (18) décrochement, (19) faille normale, (20) synforme, (21) antiforme.	33
Figure III-3 : Coupe transversale (1) dans partie méridionale de la chaîne de Nimba.	36
Figure III-4 : Coupe oblique (2) dans partie septentrionale de la chaîne de Nimba.	37
Figure III-5 : Coupe transversale (3) dans la partie septentrionale de la chaîne de Nimba.	38
Figure III-6 : Les Rifts de la chaîne de Nimba (Bering et <i>al</i> , 1998).	39
Figure III-7 : Carte géologique de l'extension Ouest de la Région de Nimba, (modifié d'après Berge, 1974). ...	41
Figure III-8 : Carte géologique de la chaîne de Nimba (Berge, 1974).	44
Figure III-9 : Carte d'emplacement du mont Tokadeh montrant des points de collecte d'échantillons (Ediffor, 2009).	46
Figure III-10 : log stratigraphique montrant l'évolution stratigraphique des formations ferrifères rubanées du nord-ouest vers le sud-est du mont Tokadeh.	47
Figure III-11 : log stratigraphique montrant l'évolution stratigraphique des formations ferrifères rubanées de l'ouest vers l'est du mont Tokadeh.	47
Figure III-12 : Evolution des faciès des itabirites du Sud vers le Nord, à partir des colonnes stratigraphiques, tirées des logs effectués du mont Tokadeh.	48
Figure III-13 : Coupe Nord-Sud de la région de Nimba établie à partir des sondages de la figure III-12.	48
Figure III-14: Coupe Lithostratigraphique simplifiée de Mont Tokadeh.	50
Figure III-15 : Coupe lithostratigraphique simplifiée de mont Gangra.	51
Figure III-16 : Coupe Lithostratigraphique simplifiée de mont Yeulliton.	51
Figure V-1 : Projection des roches amphibolitiques de la chaîne Nimba sur le diagramme Na ₂ O+K ₂ O vs Si ₂ O (Le Maitre et <i>al</i> , 1989).	90
Figure V-2 : Dispositions de roches amphibolitiques de la chaîne de Nimba sur le diagramme AFM (Irvine & Baragar, 1971).	91
Figure V-3 : Variation des éléments majeurs en fonction du Magnésium Number (Mg#) dans les amphibolites de la chaîne de Nimba.	92

Figure V-4 : Répartition de roches amphibolitiques de la chaîne de Nimba dans le diagramme V versus Ti/1000 de (Shervais, 1982).	94
Figure V-5 : Variation des éléments en traces en fonction de MgO dans les amphibolites de la chaîne de Nimba.	96
Figure V-6 : Spectre de terres rares des roches amphibolitiques de la région de Nimba normalisés aux chondrites (Haskin et al, 1968).	97
Figure V-7 : Projection des roches granitiques de la chaîne de Nimba sur le diagramme A en fonction de B de (Debon & Le fort, 1983).	100
Figure V-8 : Diagramme d'index de (Shand, 1943), où les roches granitiques de la région de Nimba sont confinées dans le champ peralumineux.	101
Figure V-9 : Projection des roches granitiques de la chaîne Nimba sur le diagramme Na ₂ O+K ₂ O vs Si ₂ O de TAS (Le Maitre et al, 1989).	101
Figure V-10 : Dispositions de roches granitiques de la chaîne de Nimba sur le diagramme A-F-M (Irvine & Baragar, 1971).....	102
Figure V-11 : Projection des échantillons granitiques de la région de Nimba dans le diagramme triangulaire K ₂ O-Na ₂ O-CaO pour plus de 500 analyses de granitoïdes archéens tardifs dans le monde (Moyen et al, 2003).....	102
Figure V-12 : Diagramme de l'indice de Harker ou le SiO ₂ comme l'indice de différenciation au cours de l'évolution magmatique des roches granites de la chaîne de Nimba.	104
Figure V-13 : Variation des éléments traces en fonction de l'indice B=Fe + Mg + Ti dans les faciès granitiques de la chaîne de Nimba.	107
Figure V-14 : Spectre de terres rares des roches granitiques de la chaîne de Nimba normalisés aux chondrites (Nakamura, 1974).	107
Figure VI-1 : Diagramme des composantes en fonction de leurs valeurs propres.	109
Figure VI-2 : Diagramme des composantes 1 et 2 en fonction des échantillons.	109
Figure VI-3 : Diagramme des composantes 1 et 2 en fonction du poids des éléments majeurs.	110
Figure VI-4 : diagramme des composantes 1 et 2 de la distribution des roches en fonction des éléments majeurs.	110
Figure VI-5 : Diagramme des composantes en fonction de leurs valeurs propres.	111
Figure VI-6 : Diagramme des composantes 1 et 2 en fonction des échantillons.	112
Figure VI-7 : Diagramme des composantes 1 et 2 en fonction du poids des éléments en traces.	112
Figure VI-8 : Diagramme des composantes 1 et 2 de la distribution des roches en fonction des éléments en traces.	112
Figure VII-1 : Texture des BIF (Trendall & Blockley, 1970).	113
Figure VII-2 : Répartition des différents faciès dans les BIFs Algoma et Superior, modifiés après (Guilbert & Park, 1986).	114
Figure VII-3 : Diagramme de stabilité des espèces minérales ferrières : l'hématite (oxydes), la sidérite (carbonates) et la pyrite (sulfures) en fonction de variation d'Eh-pH, (Krumbein & Garrels, 1952 in El Hadj, 2002).	115
Figure VII-4 : Carte mondiale des principaux BIF (Jebrak & Marcoux, 2008).	118
Figure VII-5 : Environnements tectoniques pour le dépôt de BIFs, (Sciuba, 2013 modifiés après Gross, 1993).	120
Figure VII-6 : Spectre de l'analyse qualitative par balayage de la matrice d'itabirite.	140
Figure VII-7 : Spectre de l'analyse qualitative par balayage de la matrice d'itabirite.	141
Figure VII-8 : Spectre de l'analyse qualitative par balayage de la matrice d'itabirite.	142
Figure VII-9 : Spectre de l'analyse qualitative par balayage de la matrice d'itabirite.	142
Figure VII-10 : Spectre de l'analyse qualitative par balayage de la matrice d'itabirite.	143
Figure VII-11 : Evolution du bassin sédimentaire de la région de Nimba dans le diagramme Pression-Température.	146
Figure VII-12 : Diagrammes représentant l'évolution des zones métamorphiques de l'Est à l'Ouest de la région de Nimba, en fonction de la température et de la pression (projection des faciès du Nimba dans le champ des principaux faciès du métamorphiques (Foucault & Raoult, 2010).	147
Figure VII-13 : Diagramme de différenciation des éléments majeurs des Silicate Iron Formation) (SIF.1, SIF.2 SIF.8, SIF.18, SIF.33, SIF.Tz.41, SIF.43 et SIF.45) et Oxyde Iron Formation (OIF.24 et OIF.25) de la région de Nimba en fonction de Fe ₂ O ₃	154

Figure VII-14 : Spectres d'évolution des éléments majeurs (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 et FeO) des itabirites de la région de Nimba.....	155
Figure VII-15 : Spectre des éléments en trace normalisés à la chondrite (Taylor & McLennan, 1995) des itabirites (SIF.1 et SIF.2) de la région de Nimba.	156
Figure VII-16 : Spectre des éléments en trace normalisés à la chondrite (Taylor & McLennan, 1995) des itabirites (SIF.8 et SIF.18) de la région de Nimba.	156
Figure VII-17 : Spectre des éléments en trace normalisés à la chondrite (Taylor & McLennan, 1995) des itabirites (SIF.33, SIF.Tz.41, SIF.43, SIF.45, OIF.24 et OIF.25) de la région de Nimba.	156
Figure VII-18 : Diagramme de discrimination de la géochimie des différentes roches itabirites du monde entier (Angerer et al, 2012), illustrant les principaux rapports des éléments d'oxyde, ($\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$) vs ($\text{MgO} + \text{CaO} + \text{MnO} / \text{Fe}_2\text{O}_3$) des différentes roches itabirites.....	158
Figure VII-19 : Diagramme des composantes en fonction de leurs valeurs propres.	159
Figure VII-20 : Diagramme des composantes 1 et 2 en fonction du poids des éléments majeurs.	159
Figure VII-21 : Diagramme des composantes 1 et 2 en fonction du poids des éléments majeurs.	159
Figure VII-22 : Diagramme des composantes 1 et 2 de la distribution des roches en fonction des éléments majeurs.	159
Figure VII-23 : Diagramme des composantes en fonction de leurs valeurs propres.	160
Figure VII-24 : Diagramme des composantes 1 et 2 en fonction des roches d'itabirites.	160
Figure VII-25 : Diagramme des composantes 1 et 2 en fonction du poids des éléments en traces.	160
Figure VII-26 : Diagramme des composantes 1 et 2 de la distribution des roches en fonction des éléments en traces.	160
Figure VIII-1 : Bassin sédimentaire des formations ferrifères rubanées en profondeur et au contact du magma granitique.	162
Figure VIII-2 : modèle de dépôt conceptuel pour le BIF Yuanjiaocun Paléoproterozoïque (Wang et al, 2015). Les réactions (2) et (3) sont adaptées de (Beukes et Gutzmer, 2008 ; Ohmoto, 2003), respectivement. La réaction (4) est modifiée à partir de (Heiman, 2010). La réaction (6) provient de (Konhauser, 2002) et la réaction (7) est adaptée de (Kappler, 2005).	164
Figure VIII-3 : spectre d'évolution du cérium (Ce) et de l'yttrium (Y) dans les itabirites de la région de Nimba.	164
Figure VIII-4 : spectre d'évolution Fe_2O_3 et FeO dans les formations ferrifères rubanées de la région de Nimba.	164
Figure VIII-5 : abondance relative de courbe pour le BIF dans le Précambrien ainsi que les courbes calculées pour l'évolution de l'oxygène et du dioxyde de carbone dans l'atmosphère (Kasting, 2004 ; Kasting & Catling, 2003 ; Kasting, 2001 ; Pavlov & Kasting, 2002 ; Klein, 2005).....	167

Liste de photos

Photo III-1 : Image satellitaire de la chaine de Nimba (Google earth Image, 2017).....	31
Photo III-2 : Vue panoramique des itabirites du sommet Nord de la chaine de Nimba en Guinée (altitude = 1650 m, GPS : 7° 41'9.64" N ; -8°21'29.106" W).....	35
Photo III-3 : Itabirites au sommet Sud de la chaine de Nimba au Libéria (altitude = 1300 m, GPS : 7° 32' 16.728" N ; -8°29' 37.564799" W).....	35
Photo III-4 : Plissement de la formation d'oxyde de Fer du Mont Tokadeh de direction N140 et de plongement 90 degré ver SW.....	49
Photo IV-1 : Gneissification de schistes ou gneiss potassique.....	53
Photo IV-2 : Gneissification de granites ou gneiss felsique.....	53
Photo IV-3 : Pénétration irrégulière de quartz (Qz) dans le gros cristal de feldspath (Antiperthite) montrant le phénomène de myrmékite en LPA.	56
Photo IV-4 : Phénocrystal de plagioclase (Pl) contenant de la séricite (Ser entouré par les microcristaux de biotites (Bt), de plagioclase (Pl), de feldspath potassique (Fk) et de quartz (Qz) en LPA.	56
Photo IV-5 : Inclusion des microcristaux de biotites (Bt), de chlorites et d'apatites (Ap) dans les phénocristaux de feldspaths potassiques, de quartz en LPNA.	56
Photo IV-6 : Phénocrystal de quartz (Qz) entouré par les microcristaux de de feldspath potassiques (Fk), microclines (Mc) et plagioclase (Pl) en LPA.	56
Photo IV-7: Inclusion des cristaux de chlorites dans le phénocrystal de plagioclase (Pl) contenant de la séricite (Ser) en LPNA.	56
Photo IV-8 : Microcline (Mc) porphyroblastique entouré par les grains fins de quartz (Qz), de plagioclase et de feldspath potassique vue en LPA.	56
Photo IV-9 : Microcristaux de microcline (Mc) de plagioclase (Pl), de feldspath potassique (Fk), de quartz (Qz) de muscovite (Ms) et de biotite en LPA.....	57
Photo IV-10 : Inclusion de zircon (Zrn), d'apatite (Ap) et de minéraux opaques (Opq) dans le phénocrystal de plagioclase (Pl) contenant de la séricite (Ser) en LPNA.	57
Photo IV-11 : Epidote (Ep) entourée par les grains équidimensionnels de quartz (Qz) en LPA.....	57
Photo IV-12 : Inclusion de la muscovite dans les cristaux de feldspath potassiques (Fk), de quartz (Qz), de biotite (Bt) et de minéraux opaque (Opq) en LPA.	57
Photo IV-13 : Schiste à chlorite.	58
Photo IV-14 : Les microcristaux de minéraux opaques (Opq), d'uranite (Urn) en inclusions dans la chlorite (Chl) en LPNA.	59
Photo IV-15 : Cristaux moyen à grossier de plagioclases (Pl) entourés par les grains fins de chlorite (Chl) en LPNA.	59
Photo IV-16 : Le phénocrystal de quartz (Qz) entouré par la chlorite (Chl), de séricite (Ser) et de feldspath potassique (Fk) en LPA.....	60
Photo IV-17 : Inclusion de microcristal de biotite (Bt) dans le phénocrystal de plagioclase (Pl) contenant en LPNA.	60
Photo IV-18 : Uraninite (Urn) montrant les rayons radioactifs dans un cristal de chlorite (Chl) en LPNA.....	60
Photo IV-19 : Cristal d'épidote dans les gros grains de chlorite en LPA.	60
Photo IV-20 : Cristal de zircon (Zrn) dans le phénocrystal de quartz (Qz) en LPA.	60
Photo IV-21 : Micaschistes à Biotite-Grenat.	61
Photo IV-22 : Inclusion microcristaux de biotites (Bt), de quartz (Qz) et de minéraux opaques (Opq) dans le grenat (Grt) en LPNA.	62
Photo IV-23 : Inclusion de cristaux d'apatites (Ap), de minéraux opaques (Opq), dans la biotite en LPNA.	62
Photo IV-24 : Inclusion de microcristal de muscovite (Ms) dans le phénocrystal de Microcline en LPA.....	63
Photo IV-25 : Le grenat (Grt) entouré de biotites (Bt), de feldspaths potassiques (Fk) et quartz (Qz) en LPA. ...	63
Photo IV-26 : les cristaux de chlorites (Chl) au contact du grenat (Grt), de minéraux opaques (Opq) et quartz (Qz) en LPNA.	63
Photo IV-27 : Micaschistes à Biotite-Grenat et à sillimanite.	63

Photo IV-28 : Les cristaux de grenat (Grt) entourés de part et d'autre par la sillimanite (Sill) et la biotite (Bt) en LPNA.	65
Photo IV-29 : Le phénocristal de feldspath potassique (Fk) au contact les cristaux de grenat (Grt), de sillimanite (Sill), de biotite (Bt) et de minéraux opaques (Opq) en LPNA.	65
Photo IV-30 : Le phénocristal de feldspath potassique (Fk) entouré par des cristaux de quartz (Qz), de biotites (Bt) et de sillimanite (Sill) en LPNA.	65
Photo IV-31 : Le phénocristal de feldspath potassique (Fk) entouré par des cristaux de quartz (Qz), de biotites (Bt) et de sillimanite (Sill) en LPA.	65
Photo IV-32 : Inclusion de biotites (Bt), et de minéraux opaques (Opq) dans le phénocristal de microcline en LPNA.	65
Photo IV-33 : Inclusion de biotites (Bt), de minéraux opaques (Opq) et de quartz (Qz) dans le phénocristal de microcline en LPA.	65
Photo IV-34 : Micaschistes à Biotite et à sillimanite.	66
Photo IV-35 : Les microcristaux de minéraux opaques (Opq) en inclusion dans la sillimanite (Sill) en LPNA... ..	67
Photo IV-36 : les cristaux de biotites (Bt) montrant des inclusions d'apatite (Ap) le tout entourés par la sillimanite (Sill) en LPNA.	67
Photo IV-37 : Association de muscovites (Ms) de biotites (Bt), de sillimanite (Sill) et de quartz (Qz) en LPNA.	68
Photo IV-38 : Association de muscovites (Ms) de biotites (Bt), de sillimanite (Sill) et de quartz (Qz) en LPA. .	68
Photo IV-39 : Microcristaux de microcline (Mc) et de feldspath potassique (Fk), de la muscovite (Ms), du plagioclase (Pl) entourés par le phénocristal de quartz (Qz) en LPA.	68
Photo IV-40 : Inclusion de la muscovite (Ms) dans le phénocristal feldspath potassique séricitisé (Ser) en LPA.	68
Photo IV-41 : la sillimanite (Sill) entourée de part et d'autre par la biotite (Bt), le plagioclase (Pl), le feldspath potassique (Fk) en LPA.	68
Photo IV-42 : Inclusion des cristaux de quartz (Qz), de muscovites (Ms) de feldspaths potassiques (Fk) dans le phénocristal de microcline (Mc) en LPA.	68
Photo IV-43 : Inclusion de microcristaux de muscovite (Ms) dans le feldspath potassique et dans le quartz (Qz) en LPA.	69
Photo IV-44 : Le phénocristal de chlorite (Chl) en inclusion dans le séricite (Ser) et la biotite (Bt) en LPA.	69
Photo IV-45 : Altération de la biotite (Bt) en chlorite (Chl) en LPNA.	69
Photo IV-46 : Faciès amphibolique.....	69
Photo IV-47 : Hornblende (Hbl) à grain moyen et grossier présente des inclusions de quartz (Qz) et de minéraux opaques en LPNA.	71
Photo IV-48 : Le pyroxène entouré de feldspath potassique (Fk) et d'hornblende (Hbl) en LPNA.	71
Photo IV-49 : Inclusion des cristaux de quartz (Qz), de minéraux opaques (Opq) dans la chlorite en LPNA.	71
Photo IV-50 : Inclusion de microcristaux d'hypersthène dans la chlorite en LPA.	71
Photo IV-51 : Cristal moyen de diopside (Di) entouré d'une part de deux cristaux de chlorite (Chl) et d'autre part de deux cristaux altérés de pyroxène en LPA.	71
Photo IV-52 : Pléochroïsme d'hypersthène (Hyp) avec des inclusions de quartz (Qz) en LPA.	71
Photo IV-53 : Faciès de dyke Pegmatitique	72
Photo IV-54 : Cristaux de quartz couvrant le gros cristal de feldspath potassique en LPA.	73
Photo IV-55 : Inclusion du feldspath potassique (Fk) et de quartz (Qz) dans le plagioclase (Pl) en LPA.	73
Photo IV-56 : Microcristaux de biotite (Bt) en inclusion dans le feldspath potassique (Fk) et le plagioclase (Pl) en LPNA.	73
Photo IV-57 : Inclusion du feldspath potassique (Fk) et Muscovite (Ms) dans le plagioclase (Pl) en LPA.	73
Photo IV-58 : Gneiss avec les veines de quartz dans le district de Nion (7° 36' 5.6916" N -8° 28' 52.2480" W). ..	75
Photo IV-59 : la microcline entourée des microcristaux de quartz (Qz), de plagioclase (Pl), de feldspath potassique (Fk) et de Minéraux opaques (Opq) en LPNA.	76
Photo IV-60 : la microcline entourée des microcristaux de quartz (Qz), de plagioclase (Pl), de feldspath potassique (Fk) et de Minéraux opaques (Opq) en LPA.	76
Photo IV-61 : les microcristaux biotite (Bt), de quartz (Qz) et de feldspath potassique (Fk) incluent dans les phénocristaux de Microcline (Mc) et du plagioclase (Pl) de la séricite (Ser) en LPNA.	76

Photo IV-62 : les microcristaux biotite (Bt), de quartz (Qz) et de feldspath potassique (Fk) incluent dans les phénocristaux de Microcline (Mc) et du plagioclase (Pl) contenant de la séricite (Ser) en LPA.	76
Photo IV-63 : Gneiss à biotite dans le district de la Gbié au Nord de la chaîne de Nimba	77
Photo IV-64 : Alignement de microcristaux de biotite (Bt) suivant un sens d'écoulement en LPNA.	78
Photo IV-65 : Inclusion de la muscovite (Ms) incluse dans le plagioclase (Pl) et le feldspath potassique en LPA.	78
Photo IV-66 : les cristaux de quartz (Qz), de feldspaths potassiques (Fk), de plagioclases (Pl), de microcline (Mc) sont encadrés par les cristaux de biotites (Bt) et de minéraux opaques (Opq) en LPNA.	78
Photo IV-67 : Inclusion de microcristaux de biotite (Bt) dans les cristaux de quartz (Qz), de plagioclase (Pl) et de feldspath potassique en LPA.	78
Photo IV-68 : L'écoulement des cristaux de biotites (Bt) recoupées par les cristaux de plagioclases (Pl) en LPA.	78
Photo IV-69 : Blocs de quartzites fracturés par les mouvements tectoniques dans le district de Nion.	79
Photo IV-70 : Bloc de quartzite dans le district de Gbié.	79
Photo IV-71 : Cristaux de muscovite montrant un sens d'écoulement en LPNA.	80
Photo IV-72 : Phénocristal de muscovite (Ms) ouverte sous forme de fente S et des cristaux de quartz (Qz) et feldspath potassique (Fk) en forme de C en LPA.	80
Photo IV-73 : Zircon zoné inclus dans le quartz en LPNA.	80
Photo IV-74 : Zircon zone inclus dans le quartz en LPA.	80
Photo IV-75 : Inclusion de muscovite (Ms) dans le quartz (Qz) et le feldspath potassique (Fk) en LPNA.	81
Photo IV-76 : les phénocristaux de muscovite (Ms) en inclusion dans le quartz (Qz) et le feldspath potassique (Fk) en LPA.	81
Photo IV-77 : Echantillon de muscovite.	81
Photo IV-78 : Inclusions de feldspath potassique (Fk), de quartz (Qz), et de minéraux opaques (Opq) dans les cristaux de muscovites (Ms) en LPNA.	82
Photo IV-79: Inclusions de feldspath potassique (Fk), de quartz (Qz), et de minéraux opaques (Opq) dans les cristaux de muscovites (Ms) en LPA.	82
Photo IV-80 : Les cristaux de quartz (Qz) suivent le même sens d'écoulement que les muscovites en LPNA.	82
Photo IV-81 : Les cristaux de quartz (Qz) suivent le même sens d'écoulement que les muscovites en LPA.	82
Photo IV-82 : Amphibolite située dans le district de Nion (7° 36' 20.1384" N, -8° 28' 23.1852).	83
Photo IV-83 : Amphibolite située sur les hauteurs du district de Séringbara (7° 37' 28.4427" N, -8° 26' 6.34826").	83
Photo IV-84 : Amphibolite située dans le district de Gbié (7° 40' 13.5072" N, - 8° 20' 32.6385" W).	83
Photo IV-85 : Un volume important de la zone de brèche constituant la phase S1 en LPNA.	85
Photo IV-86 : Un volume important de la zone de brèche constituant la phase S1 en LPA.	85
Photo IV-87 : Déplacement des minéraux marqués par le jeu de faille formant la phase S2 en LPNA.	85
Photo IV-88 : Minéraux d'épidote (Ep) inclus dans la grunérite en LPA.	85
Photo IV-89 : La zone de brèche marquée par la phase S1 et le jeu de la faille forme la phase S2 en LPNA.	85
Photo IV-90 : La zone de brèche marquée par la phase S1 et le jeu de la faille forme la phase S2 en LPA.	85
Photo IV-91 : Inclusion de microcristaux de biotite (Bt) dans les autres minéraux en LPNA.	86
Photo IV-92 : Inclusion de microcristaux de biotite (Bt) dans les autres minéraux en LPA.	86
Photo IV-93 : Inclusion de minéraux opaques dans la grunérite en LPNA.	86
Photo IV-94 : Inclusion de minéraux opaques dans la grunérite en LPA.	86
Photo IV-95 : Dôme granitique au milieu du district de Gbié (7° 40' 18.1128" N ; 8° 18' 57.3838" W).	86
Photo IV-96 : Boule de granite dans la réserve de Nimba du district de Gbié (7° 39' 50.0329" N ; 8° 19' 22.9908" W).	86
Photo IV-97 : Dôme de granite dans le district de Tounkarata (7° 46' 34.190399" N ; 8° 13' 14.35439" W).	87
Photo IV-98 : Dôme de granite dans le district de Tounkarata (7° 45' 40.3104" N ; 8° 12' 12.3912" W).	87
Photo IV-99 : Bloc de granite dans le district de Tounkarata (7° 45' 22.72080" N ; 8° 12' 31.7916" W).	87
Photo IV-100 : Boule de granite dans le district de Tounkarata (7° 45' 34.190399" N ; 8° 12' 24.5376" W).	87
Photo VII-1 : Bloc de formation ferrière montrant une alternance de lits clairs et sombres à différents échelle (Nimba, Libéria).	113
Photo VII-2 : Plissement des itabirites montrant les micros-plissement (Guinée).	122
Photo VII-3 : Alignement des itabirites (Guinée).	122

Photo VII-4 : Bands d'itabirites disposés verticalement au sommet de la chaîne (Libéria).....	123
Photo VII-5 : Bands d'itabirites empilés horizontalement au sommet de la chaîne (Libéria).....	123
Photo VII-6 : Alternance de lits noirs formés par la pyrite (Py), l'hématite (Hem), la magnétite (Mag) et de lits clairs formés par le quartz (Qz), le feldspath potassique (Fk) en LPNA.....	124
Photo VII-7 : Alternance de lits noirs formés par la pyrite (Py), l'hématite (Hem), la magnétite (Mag) et de lits clairs formés par le quartz (Qz), le feldspath potassique (Fk) en LPA.....	124
Photo VII-8 : Alternance de lits clairs formés de quartz (Qz), de feldspaths potassiques (Fk) et de lits sombres formés d'hématites (Hem), de pyrites (Py) en LPNA.	124
Photo VII-9 : Alternance de lits clairs formés de quartz (Qz), de feldspaths potassiques (Fk) et de lits sombres formés d'hématites (Hem), de magnétites (Mag) en LPA.	124
Photo VII-10 : Microcristaux de quartz (Qz), de feldspaths potassiques (Fk) formant le lit clair, entouré par l'hématite (Hem) et quelquefois l'hématite et la pyrite en LPA.	124
Photo VII-11 : Inclusion de muscovite dans le feldspath alcalin (Fk) et de Quartz (Qz) dans la couche claire au contact des oxydes en LPA.	124
Photo VII-12 : Alternance de lits sombres (hématite, pyrite) et de lits clairs (quartz (Qz), feldspath alcalin (Fk) et plagioclase (Pl)) en LPNA.	125
Photo VII-13 : Alternance de lits sombres (hématite, pyrite) et de lits clairs (quartz (Qz), feldspath alcalin (Fk) et plagioclase (Pl)) en LPA.	125
Photo VII-14 : Itabirite à grenat.	125
Photo VII-15 : Inclusion de microcristaux d'hématites (hem), de quartz (Qz), de biotites (Bt) dans le phénocristal de grenat en LPNA.....	126
Photo VII-16 : Inclusion de microcristaux de biotites (Bt), de quartz (Qz) dans les cristaux d'hématites (Hem) en LPNA.....	126
Photo VII-17 : Les cristaux de grenats (Grt) au contact des cristaux de chlorites (Chl), de quartz (Qz) et de feldspaths potassiques (Fk) en LPNA.	127
Photo VII-18 : Les cristaux de grenats (Grt) au contact des cristaux de chlorites (Chl), de quartz (Qz) et de feldspaths potassiques (Fk) en LPA.	127
Photo VII-19 : Les cristaux de grenat (Grt), de chlorites (Chl) et d'hématites (Hem) sont de part et d'autre aux contacts de feldspaths potassiques (Fk) et quartz (Qz) en LPNA.	127
Photo VII-20 : Les cristaux de grenat (Grt), de chlorites (Chl) et d'hématites (Hem) sont de part et d'autre aux contacts de feldspaths potassiques (Fk) et quartz (Qz) en LPA.	127
Photo VII-21 : Itabirite à grenat et à grunérite.	127
Photo VII-22 : La grunérite (Gru) au contact de part et d'autre par de l'hématite (Hem), du quartz (Qz), du feldspath potassique (Fk), du grenat (Grt), du plagioclase (Pl) contenant de la séricite (Ser) en LPNA.	129
Photo VII-23 : Les cristaux de grunérites (Gru) aux contacts des cristaux de chlorites (Chl) et de séricites (Ser) en LPA.	129
Photo VII-24 : Le feldspath potassique (Fk) entouré de chlorite (Chl), de grenat (Grt), d'hématite (Hem) et de séricite (Ser) en LPNA.	129
Photo VII-25 : Les microcristaux d'hématites (Hem), de grenat (Grt) et de chlorites (Chl) sont inclusions dans le feldspath potassique (Fk) et le Quartz (Qz) en LPNA.	129
Photo VII-26 : Itabirite à grunérite.....	130
Photo VII-27 : Inclusion des microcristaux de magnétites (Mag) et quartz (Qz) dans les phénocristaux de grunérites (Gru), de feldspaths potassiques en LPNA.	131
Photo VII-28 : Inclusion des microcristaux de magnétites (Mag) et de quartz (Qz) dans les phénocristaux de plagioclases (Pl), de grunérites, de feldspath potassique en LPA.	131
Photo VII-29 : Le phénocristal de diopside contenant des inclusions de microcristaux de magnétites (Mag) et de feldspath potassique (Fk), entouré par les phénocristaux de grunérites (Gru) et feldspaths potassiques (Fk) en LPNA.	131
Photo VII-30 : Le phénocristal de diopside contenant des inclusions de microcristaux de magnétites (Mag) et de feldspath potassique (Fk), entouré par les phénocristaux de grunérites (Gru) et feldspaths potassiques (Fk) en LPA.	131
Photo VII-31 : Inclusion de la chlorite (Chl) et de la magnétite dans le phénocristal de la grunérite (Gru) en LPNA.	132

Photo VII-32 : Inclusion de la chlorite (Chl) et de la magnétite dans le phénocristal de la grunérite (Gru) en LPA.	132
Photo VII-33 : Inclusion de microcristaux de chlorite (Chl) dans la grunérite en LPNA.	132
Photo VII-34 : Les cristaux de plagioclases (Pl) contenant des inclusions de magnétites (Mag) et de quartz (Qz) en PLA.	132
Photo VII-35 : Itabirite à hornblende brune.	132
Photo VII-36 : Alternance de lits sombres formés par la hornblende brune (Hbl brune), l'hématite (Hem) et de lits clairs formés par le quartz (Qz) et le feldspath potassique (Fk) en LPNA.	134
Photo VII-37 : Alternance de lits sombres formés par la hornblende brune (Hbl brune), l'hématite (Hem) et de lits clairs formés par le quartz (Qz) et le feldspath potassique (Fk) en LPA.	134
Photo VII-38 : Les microcristaux d'hornblendes brunes (Hbl brune) et de magnétite en inclusions dans les cristaux de feldspath potassiques (Fk) et dans de quartz (Qz) en LPNA.	134
Photo VII-39 : Les microcristaux d'hornblendes brunes (Hbl brune) et magnétites en inclusions dans les cristaux de feldspath potassiques (Fk) et dans de quartz (Qz) en LPA.	134
Photo VII-40 : Itabirite à hornblende verte.	134
Photo VII-41 : Inclusion de cristaux d'hématites (Hem) dans les cristaux de la hornblende verte (Hbl verte) LPNA.	135
Photo VII-42 : Inclusion de cristaux d'hématites (Hem) dans les cristaux de la hornblende verte (Hbl verte) LPA.	135
Photo VII-43 : Inclusion des cristaux d'hématites (Hem) dans la hornblende verte (Hbl verte) en LPNA.	136
Photo VII-44 : Inclusion des cristaux d'hématites (Hem) dans la hornblende verte (Hbl verte) en LPA.	136
Photo VII-45 : Itabirite des zones de transitions.	136
Photo VII-46 : Les cristaux d'aegirine-augite (Aeg-Aug) à la limite entre le lit clair formé par le quartz (Qz), le feldspath potassique (Fk) et le lit sombre formé par la hornblende brune en LPNA.	137
Photo VII-47 : Les cristaux d'aegirine-augite (Aeg-Aug) à la limite entre le lit clair formé par le quartz (Qz), le feldspath potassique (Fk) et le lit sombre formé par la hornblende brune en LPA.	137
Photo VII-48 : Inclusion de biotite (Bt) dans les cristaux d'aegirine-augites (Aeg-Aug), de feldspath potassiques (Fk) et de quartz (Qz) en LPNA.	138
Photo VII-49 : Inclusion de biotite (Bt) dans les cristaux d'aegirine-augites (Aeg-Aug), de feldspath potassiques (Fk) et de quartz en LPA.	138
Photo VII-50 : Itabirite à chlorite.	138
Photo VII-51 : Les cristaux de magnétites (Mag) et quartz (Qz) incluent dans la chlorite (Chl) en LPNA.	139
Photo VII-52 : Les cristaux de magnétites (Mag), et quartz (Qz) incluent dans la chlorite (Chl) en LPA.	139
Photo VII-53 : Image MEB de la matrice d'itabirite à chlorite montrant l'abondance de la pyrite.	140
Photo VII-54 : Image MEB de la matrice d'itabirite de la surface globulaire montrant de la magnétite.	141
Photo VII-55 : Image MEB de la matrice d'itabirite montrant l'abondance de la magnétite.	142
Photo VII-56 : Image MEB de la matrice d'itabirite montrant l'abondance de la goethite.	142
Photo VII-57 : Image MEB de la matrice d'itabirite montrant l'abondance de la sidérite.	143
Photo VII-58 : Le grenat (Grt) roulé par les fibres de sillimanite (Sill) et d'hématite (Hem) (vue en section polie).	144
Photo VII-59 : Itabirite constituée essentiellement de magnétite oxydée en hématites, goethite (vue en section polie).	144
Photo VII-60 : La magnétite (Mag) avec des structures de décrochement (vue en section polie).	144
Photo VII-61 : Les pyrites (Py) automorphes (vue en section polie).	144
Photo VII-62 : Corrosion de la magnétite (Mag) dans l'Itabirite (vue en section polie).	145
Photo VII-63 : La magnétite (gris clair) xénomorphe avec la pyrite automorphe à subautomorphe, (vue en section polie).	145
Photo VIII-1 : échantillon d'itabirite plissé dans le bassin sédimentaire (Yéképa, Libéria).	162
Photo VIII-2 : dépôts de phyllites dans la région de Nimba côté Libéria (Coordonnées GPS : 7° 32' 29.21" N ; -8° 29' 38.341").	162
Photo VIII-3 : Oxyde de formation ferrifère rubanée ou le Canga (Yéképa, Libéria).	165
Photo VIII-4 : Bloc d'oxyde de fer ou le canga montrant des plissements (Gbié, Guinée).	166
Photo VIII-5 : Encroûtement d'oxyde de fer ou amas de fer (Gbié, Guinée).	166

Liste de tableaux

Tableau II-1 : Tableau stratigraphique du précambrien en Guinée (Béring et al, 1998).	18
Tableau III-1 : Stratigraphie générale de la région de Nimba (Berge, 1974)	43
Tableau IV-1 : Composition minéralogique des différents faciès	52
Tableau IV-2 : Composition minéralogique des différents faciès de la chaîne de Nimba	74
Tableau V-1 : Résultat de l'analyse géochimique des roches amphibolitiques de la région de Nimba.	88
Tableau V-2 : Résultat de l'analyse géochimique des roches granitiques de la région de Nimba.	98
Tableau VII-1 : Comparaison entre les BIFs (Banded Irons Formation) de type Supérieur et de type Algoma (Jebrak & Marcoux, 2008 modifié d'après Gross, 1980).....	119
Tableau VII-2 : Composition minéralogique des différentes formations ferrifères rubanées ou itabirites de la région de Nimba.....	121
Tableau VII-3 : Analyse chimique d'itabirite à chlorite	140
Tableau VII-4 : Analyse chimique d'itabirite de la surface globulaire	141
Tableau VII-5 : Analyse chimique d'itabirite à magnétite	142
Tableau VII-6 : Analyse chimique d'itabirite à goethite.....	143
Tableau VII-7 : Analyse chimique d'itabirite à sidérite.....	143
Tableau VII-8 : Stabilité relative des minéraux dans les formations de fers métamorphosés en fonction des zones métamorphiques	147
Tableau VII-9 : Analyse géochimiques des itabirite de la région de Nimba.....	152
Tableau 0-1 : Résultat des analyses géochimiques des roches schisteux et gneissiques de la région de Nimba.	182
Tableau 0-2 : Résultat des analyses géochimiques de diverses roches de la région de Nimba	182
Tableau 0-3 : Corrélation des éléments majeurs des roches amphibolitiques et granitiques de la région de Nimba	183
Tableau 0-4 : Corrélation linéaire ou Bravais-Pearson des éléments en traces des roches granitiques et amphibolitiques de la région de Nimba.....	183
Tableau 0-5 : Corrélation des éléments majeurs des roches itabirites de la région de Nimba	191
Tableau 0-6 : Corrélation des éléments en traces des roches itabirites de la région de Nimba	192

Résumé

Les formations ferrifères rubanées (Banded Iron formations : BIFs) occupent l'est de la chaîne de Nimba et son extension ouest constituée de collines et de montagnes (Tokadeh-Beeton-Gangra-Yeulliton). Elles sont situées à la frontière des républiques de la Guinée, du Libéria et de la Côte d'Ivoire, au cœur du domaine Kenema-Man, dans la dorsale de Léo au sud du craton Ouest Africain « WAC ».

Cette région appartient au domaine du massif Léono-Libérien et comprend la phase cristalline du socle archéen ou craton (stable) dont la mise en place a eu lieu entre 3,5–3,55 Ga et 2,6–3,2 Ga, la phase protérozoïque précoce (ceinture mobile ou orogénique) formant la couverture plissée. Cette dernière est caractérisée par des structures de consolidations : Rifts de Nongo, de Simandou et de Nimba.

La région de Nimba est caractérisée par la présence de roches magmatiques, métavolcano-sédimentaires et de formations ferrifères rubanées regroupées en deux séries (celles de Nimba et de Yéképa). Ces formations sont largement représentées et forment plusieurs chaînes de montagnes et collines dont celles de Nimba et de Tokadeh-Beeton-Gangra-Yeulliton. Elles entourent plus ou moins la vallée centrale des roches de la série de Yéképa. La partie supérieure est constituée par des formations métasédimentaires alors que la partie inférieure comprend des formations métavolcaniques.

L'étude pétrographique repose essentiellement sur les roches de la série de Nimba. Dans la partie ouest, on distingue tout d'abord le gneiss rouge potassique du gneiss blanc felsique. Ensuite les schistes pélitiques qui sont une continuité des formations phyllitiques dont on différencie le schiste à chlorite des micaschistes. Enfin, le dyke d'amphibolite carotté (- 7m) issu du métamorphisme des roches basiques de type gabbro et le dyke de pegmatite (- 320 m), produit de la cristallisation d'un magma granitique. A l'Est de la région, l'orthogneiss contient les veines de quartz au Sud (district de Nion) et riche en biotite au Nord (district de Gbié). Le quartzite blanc non ferrifère est caractérisé par des zones de cisaillement au Sud alors que ce phénomène n'existe pas dans les quartzites au Nord. La muscovitite existe en filon dans les quartzites (district de Nion). Les amphibolites au Sud et au centre (district de Tuo, de Nion et de Séringbara) sont marquées par des zones de brèches (phase S1) et de failles (phase S2). Au Nord, les amphibolites contiennent de la biotite. Enfin, la chaîne de Nimba est caractérisée par deux (2) types granitiques : (1) le granite à biotite de Gbié et (2) le granitoïde du batholite de Tounkarata de type de tonalite-trondhjemite-granodiorite.

La chimie des roches amphibolitiques et granitiques de la région de Nimba montre qu'elles ont une tendance sub-alcaline. Les roches amphibolitiques ont un caractère tholéitique, occupant le domaine de MORB témoin de croûte océanique engagée dans l'orogène (ophiolite). Par contre les roches granitiques sont calco-alcalines et ont été mises en place par différenciation magmatique issue de la fusion partielle de basaltes hydratés. L'analyse géochimique révèle que seul le magma basaltique possède une teneur élevée en fer (riche en Fe_2O_3), est considérée être à l'origine des itabirites de la région de Nimba.

La corrélation Bravais-Pearson des éléments majeurs et en traces des roches amphibolitiques et granitiques présente à la fois des relations linéaires positives et négatives parfaites avec des P-Values inférieures à 0.05. L'analyse des composantes principales (ACP) confirme le résultat géochimique.

Les formations ferrifères rubanées de la région de Nimba datés de 2,614 Ga (Guerrot, 1996) appartiennent aux BIFs de type lac supérieur. Ces BIFs sont situés dans les formations métasédimentaires intercalées dans les pélites de la série de Nimba, on distingue les formations ferrifères rubanées silicatées (SIF) des formations ferrifères rubanées oxydées (OIF) associées aux minéraux index de métamorphisme dont le gradient augmente en général de l'Est vers l'Ouest. A l'exception du Na_2O qui ne corrèle pas avec le Fe_2O_3 , l'ensemble des éléments majeurs présente une corrélation linéaire négative mais dispersée avec le Fe_2O_3 . Les éléments en traces indiquent que les itabirites présentent une affinité avec l'eau de mer. Ces itabirites issues de l'altération chimique de la masse basaltique semblent avoir lieu dans des conditions de kaolinisation de marais stagnant sous un climat (soit riche en CO_2 , ou réduit) qui favorise la libération du fer lors de l'altération. Ces zones d'altération (pauvres en magnétite), concentrent des minerais (hématite, goéthite, pyrite, sidérite et martite) donnant des encroûtements appelés "amas ou canga".

Mots clés : Formations ferrifères rubanées (Bifs), itabirites, roches méta-volcaniques et méta-sédimentaires, Archéen, Protérozoïque, Nimba, Guinée, Libéria.

Abstract

The Banded Iron formations (BIFs) occupy the eastern part of the Nimba Range and its western extension consisting of hills and mountains (Tokadeh-Betton-Gangra-Yeulliton). They are located on the border of the republics of Guinea, Liberia and Ivory Coast, in the heart of the Kenema-Man Domain, in the Léo Ridge south of the West African craton "WAC".

This region belongs to the Leonia-Liberian range and includes the crystalline phase of the Archean basement or craton (stable), which was emplaced between 3.5-3.55 Ga and 2.6-3.2 Ga, and the early Proterozoic phase (mobile or orogenic belt) forming the folded cover. The latter is characterized by consolidation structures (Rifts of Nongo, Simandou and Nimba).

The Nimba region is characterized by the presence of magmatic, metavolcano-sedimentary rocks and banded iron formations grouped into two series (those of Nimba and Yéképa). These formations are widely represented and form several mountain ranges and hills including those of Nimba and Tokadeh-Beeton-Gangra-Yeulliton. They more or less surround the central valley with the rocks of the Yekepa series. The upper part consists of metasedimentary formations while the lower part contains metavolcanic formations.

The petrographic study is essentially based on the rocks of the Nimba serie. In the western part, we first distinguish the red potash gneiss from the white gneiss. Then there are the pelitic schists which are a continuity of the phyllitic formations whose chlorite shale is distinguished from the schists. Finally, the core-mined amphibolite dyke (-7m) derived from the metamorphism of basic gabbro rocks and the pegmatite dyke (-320 m), produced by crystallization of a granitic magma. In the east of the region, the orthogneiss contains the quartz veins in the South (Nion District) and it's rich in biotite in the North (Gbié district). Non-ferrous white quartzite is characterized by shear zones in the south whereas this phenomenon does not exist in quartzites of the north. Muscovitite exists in veins in quartzites (District of Nion). Amphibolites in the south and in the center (Tuo, Nion and Séringbara districts) are marked by zones of breccias (phase S1) and faults (phase S2). In the North, amphibolites contain biotite. Finally, the Nimba range is characterized by two (2) granitic types: (1) the Gbié biotite granite and (2) the Tounkarata granolite of tonalite-trondhjemite-granodiorite type batholith.

The chemistry of amphibolitic and granitic rocks in the Nimba region shows that they have a sub-alkaline tendency. The amphibolitic rocks have a tholeiitic character, occupying the control MORB domain of oceanic crust engaged in the orogen (ophiolite). On the other hand, the granitic rocks are calc-alkaline and have been emplaced by magmatic differentiation resulting from the partial melting of hydrated basalts. Analysis of all facies reveals that only amphibolites and basalts have high levels of total iron (total Fe_2O_3) and are believed to be at the origin of the banded iron deposits or itabirites of the Nimba region.

The Bravais-Pearson correlation of major and trace elements of amphibolitic and granitic rocks has both perfect positive and negative linear relationships with P-Values less than 0.05. Principal Component Analysis (PCA) confirms the geochemical result.

The banded iron formations (2,614 Ga) of the Nimba region (Guerrot, 1996) belong to the lac superior type BIFs. These BIFs are located in the metasedimentary formations interspersed with the Nimba series of pelites and we distinguish the silicate-banded iron (SIF) formations from the oxidized banded iron formations (OIF) associated with the metamorphic index minerals whose gradient generally increases from East to the west. With the exception of Na_2O ,

which does not correlate with Fe_2O_3 , all the major elements have a negative but scattered linear correlation with Fe_2O_3 . The trace elements indicate that the itabirites have an affinity with seawater. These itabirites resulting from the chemical alteration of the basaltic mass seem to take place under conditions of kaolinization of marshes stagnant under a climate (ie rich in CO_2 , or reduced) which promotes the release of iron during the alteration. These zones of alteration (poor in magnetite), concentrate ores (hematite, goethite, pyrite, siderite and martite) giving crusts called "heaps or canga".

Key words: Banded iron formations (Bifs), itabirites, meta-volcanic and meta-sedimentary rocks, Archean, Proterozoic, Nimba, Guinea, Liberia.

Introduction

Les formations ferrifères rubanées (BIFs) ou itabirites (nom d'origine brésilienne) sont les mieux étudiées parmi les formations rocheuses sédimentaires. Cet état de fait s'explique par leur importance économique, puisqu'elles constituent la plus grande source mondiale de minerai de fer (Rouxel et *al*, 2005). Les minerais de fer d'hématites, martites, goethites ($\geq 56\%$ Fe) contenus dans les formations de fer sont la principale source de fer pour l'industrie sidérurgique mondiale (Bekker et *al*, 2014). Elles sont aussi sollicitées en raison de leur rôle présumé dans l'interprétation de l'évolution de l'oxygénation des océans et de l'atmosphère de la Terre primitive (Sessions et *al*, 2009).

Les Itabirites sont des formations d'oxyde de fer métamorphisées et laminées dans lesquelles, d'une part les bandes de cherts ou de jaspes ont été recristallisées en quartz granulaire et d'autre part dont le fer est présent en tant qu'hématite, magnétite, et/ou martite (Dorr et Barbosa, 1963 ; Pemorene, 1964 ; Wallace, 1965).

La région de Nimba est située en Afrique de l'ouest, à la frontière entre la République de Guinée du Libéria et de la Côte d'Ivoire. Elle englobe la chaîne de Nimba à l'est et son extension formée de montagnes et de collines (Tokadeh-Beeton-Gangra-Yeulliton) à l'ouest dans le district de Yéképa. Cette région est localisée au cœur du domaine de Kenema-Man à l'ouest dans la dorsale de Léo, au Sud du Craton Ouest Africain.

L'histoire géologique de cette région est caractérisée par un style métallogénique cratonique qui peut être décrit comme un processus d'accumulation progressive d'une série jeune (protérozoïque), ceinture mobile (ou orogénique) sur une ancienne couche crustale d'âge archéen (stable).

Cette région montagneuse formée de roches magmatiques, volcano-sédimentaires à la base et abrite d'importants gisements ferrifères rubanées (BIFs) ou itabirites de rang mondial qui occupent le sommet des principales chaînes de montagnes et collines. Ces roches sont regroupées en deux grandes séries : la série de Yéképa au Libéria qui occupe la vallée centrale et la série de Nimba qui forme toutes les chaînes et collines de la région.

La région de Nimba a subi une activité métamorphique intense. En général, il y a une augmentation du degré de métamorphisme régional de l'Est vers l'Ouest. A l'Est, dans la chaîne elle-même, on note les conditions de faciès des schistes verts/épidote-amphibolites et dans son extension ouest, les conditions sont celles du faciès amphibolite/granulite.

En effet, notre travail de recherche portera sur les roches volcano-sédimentaires et magmatiques de la série de Nimba qui sont :

- ❖ très peu étudiées, et ce, malgré les nombreuses campagnes de prospection menées par divers organismes internationaux ;
- ❖ de superficies larges, allant de la Guinée, au Libéria et même jusqu'en Côte d'Ivoire ;

- ❖ à réserves gigantesques de formations ferrifères rubanées de rang mondial ;
- ❖ répondent à un besoin accru de l'industrie sidérurgique en minerai de fer de meilleure qualité.

Tout en se fixant les objectifs ci-dessous, cette thèse sera fondée à la fois sur les approches pétrographiques, minéralogiques, géochimiques, statistiques et métallogéniques des formations rocheuses de la région de Nimba, ainsi nous allons :

- ❖ étudier le contexte géologique de la région de Nimba ;
- ❖ identifier et décrire les différentes roches et leurs minéraux ;
- ❖ caractériser la nature des protolithes et le contexte géodynamique des roches magmatiques ;
- ❖ définir les corrélations qui existent dans les roches granitiques et amphibolitiques ;
- ❖ identifier les principaux minéraux de fer et métamorphiques contenus dans le gisement ferrifère rubané (BIF) ;
- ❖ comprendre les processus métamorphiques se déroulant dans le bassin sédimentaire de Nimba ;
- ❖ placer et comparer les formations ferrifères rubanées (BIFs) de la région de Nimba aux autres formations ferrifères rubanées à l'échelle mondiale ;
- ❖ connaître le mode de mise en place des formations ferrifères rubanées (BIFs) dans le bassin sédimentaire de Nimba.

Ce document est constitué de sept (7) chapitres :

- ❖ le premier chapitre est basé sur la présentation géographique des Républiques de Guinée et du Libéria. Une connaissance des différents Cratons de l'Afrique tout en détaillant le Craton West Africain (WAC) ;
- ❖ le second chapitre concerne l'étude des différentes formations précambriennes de la République de Guinée et du Libéria ;
- ❖ le troisième chapitre est consacré à l'étude géologique de la région de Nimba ;
- ❖ le quatrième chapitre est basé sur l'étude pétrographique de roches volcano-sédimentaires et magmatiques ;
- ❖ le cinquième concerne l'étude géochimique des roches granitiques et amphibolitiques de la région de Nimba. Ce chapitre permet de comprendre le contexte géodynamique des roches granitiques et de caractériser le protolithe des roches amphibolitiques ;
- ❖ le sixième chapitre repose sur l'étude statistique des données géochimiques des roches granitiques et amphibolitiques. Il permet de connaître la corrélation qui existe entre les éléments majeurs et ceux en traces des différentes roches ;
- ❖ le septième chapitre repose sur l'étude des formations ferrifères rubanées (BIFs) ou Itabirites de la région de Nimba.

Au cours de nos différentes campagnes de terrain, des échantillons ont été récoltés dans les parties est et ouest de la région de Nimba. Des sondages ont été réalisés à l'aide du forage à

diamant et les carottes de roches obtenues ont permis d'obtenir des informations fiables et d'établir des logs stratigraphiques.

Ensuite, des lames minces et des sections polies ont été faites au département de Géologie de la Faculté des Sciences Dhar El Mahraz (FSDM) de l'Université Sidi Mohamed Ben Abdellah de Fès (Maroc). Environ cent vingt-cinq (125) lames minces (roches d'itabirites et formations encaissantes) ont été analysées au microscope polarisant, et quarante (40) sections polies (Itabirites) ont été analysées au microscope métallogénique.

Dans la même logique, trente (30) échantillons d'itabirites ont été sélectionnés pour des analyses au Microscope Electronique à Balayage (MEB) réalisées au Laboratoire de la Cité d'Innovation (CURI) de l'Université de Sidi Mohamed Ben Abdellah de Fès (Maroc). Ces analyses ont été faites au MEB, modèle Quanta 200 FI équipé par la sonde EDAX pour les microanalyses de surfaces, avec des performances de différents modes de vides (High Vacuum, Low Vacuum et ESEM). L'observation des échantillons ne demande aucune préparation au préalable. Le grossissement optique est de 20 à 1.000.000 de fois (+ grossissement numérique), sa résolution est de 3.5 nm, la tension d'accélération est de 0.5 à 30 KV et comprends 4 axes complètement motorisés. L'analyseur EDAX est muni d'un logiciel Generis 2000 i pour intégration avec le Quanta.

Les analyses de roches totales (itabirites, gneissiques et schisteuses) ont été réalisées au laboratoire de l'Office National des Hydrocarbures et des Mines (ONHYM-Rabat-Maroc). Les éléments majeurs ont été déterminés par spectrométrie de fluorescence X (PANalyticalAxios XRF 3KW) ; des disques d'échantillons ont été obtenus à 1150 °C en mélangeant 1 g de l'échantillon déjà séché à 105 °C avec 9 g de tétraborate de lithium. L'étalonnage du spectromètre est effectué en utilisant un matériel de référence certifié. Les éléments traces (Ba, SO₄, Sr, Ce, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Sb, V, Y, Zn) ont été dosés par ICP-AES (HORIBA Jobin Yvon, Activa). Cette technique est particulièrement très sensible. L'échantillon mis en solution est nébulisé dans un plasma d'argon à 8000 °C, permettant ainsi, une excitation très efficace des atomes. La méthode de mise en solution utilisée pour l'analyse par spectrométrie ICP consiste à attaquer l'échantillon sur une plaque chauffante en trois (3) étapes : par le mélange (Hf + HCl) puis par le mélange (HNO₃ + HCl) en fin par le HCl.

Des échantillons d'amphibolites et de granites ont été analysés au SARAM du CNRS de Nancy par Spectrométrie d'Emission Atomique Couplée à un Plasma induit ICP-AES pour les éléments majeurs et par Spectrométrie de Masse Couplée à un plasma induit ICP-MS pour les éléments en traces. En fonction des teneurs, l'incertitude sur le dosage est comprise entre moins de 1% à 10% pour les éléments majeurs et moins de 5% à 20% pour les éléments en traces. La méthode consiste à ioniser l'échantillon en l'injectant dans un plasma d'argon.

Les matières à analyser sont transformées en ions par une sorte de flamme extrêmement chaude : jusqu'à 8 000 K, mais en général autour de 6 000 K. Les échantillons sont introduits dans le plasma sous une forme condensée (solide) et vont donc subir un changement d'état du solide au liquide (fusion). L'introduction a lieu au centre du plasma, parallèlement au flux de gaz plasmagène. L'échantillon doit être introduit dans le plasma sous une forme finement divisée, car les puissances incidentes utilisées (généralement inférieures à 2 000 watts) ne permettent

pas de traiter des particules de taille supérieure au micromètre durant leur temps de résidence au sein du plasma. Si l'on veut analyser un solide, il faut donc d'abord le transformer en une suspension de fines particules, portées par un courant de gaz plasmagène. Les torches à plasma HF (haute fréquence) sont couplées à des générateurs pouvant fournir plus de 200 kW.

Enfin, ces données géochimiques sont traitées par des méthodes statistiques grâce au logiciel 'Statgraphic Centurion, version _16.1.11'. Le coefficient de corrélation linéaire simple, dit de Bravais-Pearson, est une méthode de normalisation de la covariance par le produit des écarts-type des variables. Le coefficient de corrélation est indépendant des unités de mesure des variables, ce qui autorise les comparaisons. La mesure est normalisée, elle est définie entre $-1 \leq r \leq 1$. Lorsque $r = 1$, la liaison entre les paramètres est linéaire, positive et parfaite c'est-à-dire la connaissance de X nous fournit la valeur de Y (et inversement) ; si $r = -1$, la liaison est linéaire et négative. Ces coefficients de corrélation mesurent la force de relation linéaire entre les variables. L'Analyse des Composantes Principales (ACP) est une méthode de la famille de l'analyse des données et plus généralement de la statistique multivariée consistant à représenter sous forme graphique le plus d'informations possibles contenues dans un tableau. Elle permet ainsi de visualiser un espace à p dimensions à l'aide d'espaces de dimensions plus petites.

Durant mes années d'études doctorales, j'ai rencontré des difficultés allant de l'acquisition des données sur le terrain jusqu'au traitement de ces données au laboratoire.

❖ Pour l'acquisition des données sur le terrain :

L'accès au terrain d'étude n'étant pas une chose facile, il a fallu rencontrer le Directeur National de la Géologie (République de Guinée) mais aussi les autorités Libériens (République du Libéria) plusieurs fois pour obtenir les documents nécessaires en vue de me rendre sur le terrain (chaque fois que je me rends sur le terrain) dans la région forestière située à plus de 1000 Km au SE de la capitale Guinéenne.

Une fois dans la région, je devais expliquer l'objectif de ma présence aux différentes autorités et communautés qui vivent dans la région de Nimba afin de m'aider pour réaliser cette étude, puisque cette région est caractérisée par :

- ❖ une forêt dense de type tropicale entourant toute la chaîne ;
- ❖ le risque élevé de tomber sur les animaux sauvages (serpents, lions, panthères, éléphants, ...)
- ❖ il fallait escalader des altitudes élevées se situant entre 500 m et plus 1700 m pour pouvoir faire l'échantillonnage.

Afin de surmonter ces difficultés, j'ai loué un moyen de déplacement (une moto taxi) pour parcourir toute la région de Nimba (allant de la Guinée jusqu'au Libéria), ensuite il a fallu trouver les guides qui connaissent très bien cette région montagneuse.

- ❖ Pour le traitement des échantillons au laboratoire, il fallait se déplacer d'une faculté à une autre, pour demander si les machines du laboratoire sont opérationnelles et ensuite demander une autorisation auprès des responsables de ces laboratoires pour la confection des lames minces dans la mesure du possible.

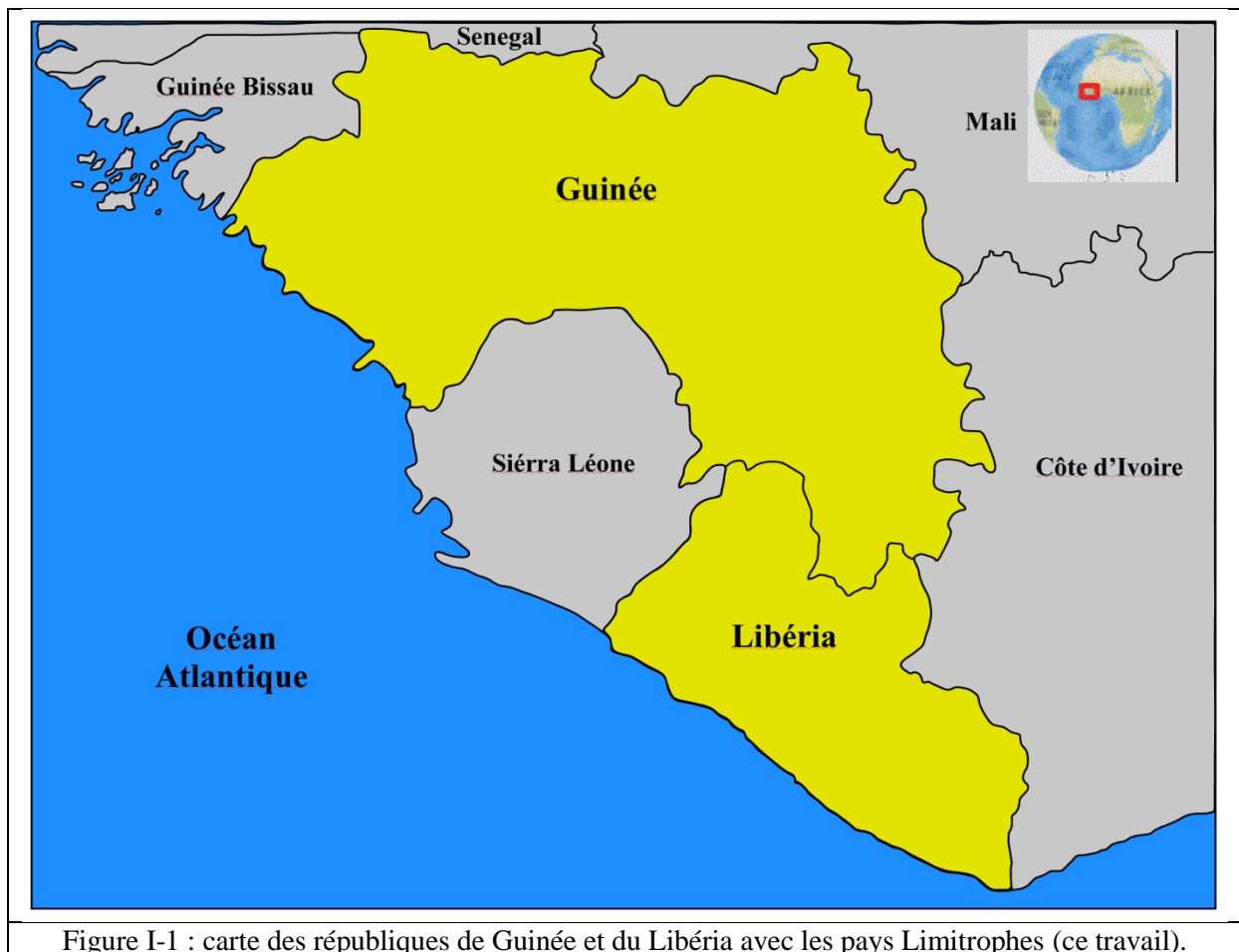
Chapitre I. Présentation géographique des républiques de Guinée, du Libéria et du Craton West Africain

I.1 Présentation Géographie de la république de Guinée et du Libéria

I.1.1 Cadre d'administration

Les républiques de Guinée et du Libéria sont deux pays frontaliers de l'Afrique de l'Ouest (figure. I.1). La Guinée est bordée à l'Ouest par la côte atlantique, au Nord-Ouest par la Guinée Bissau, au Nord par le Sénégal, au Nord-Est par le Mali, à l'Est par la Côte d'Ivoire, au Sud par le Liberia et la Sierra Leone. Elle comprend quatre (4) régions naturelles (la Guinée Maritime, la Moyenne Guinée, la Haute Guinée, la Guinée Forestière) et huit régions administratives (N'Nzérékoré, Kankan, Faranah, Labé, Mamou, Boké, Kindia et la région spéciale de Conakry) (figure. I.2).

Quant au Libéria, il est bordé au Sud par l'Océan Atlantique, au Nord-Ouest par la Sierra Leone, au Nord par la Guinée et à l'Est par la Côte d'Ivoire. Le Libéria comprend quinze (15) grandes provinces politiques (figure. I.3).



I.1.2 Superficie et population

La superficie de la Guinée est de 245 857 km² et sa population est estimée 10,523261 millions d'habitants (Institut National de la Statistique : RGPH3 ; du 1er Mars au 2

Avril 2014). Elle compte plusieurs ethnies : Sousou, Peulh, Malinké, Kissi, Guerzé, Baga, Landouma, Nalou, Badiarinke, Koniagui, Bassari, Toma et etc...

En se référant à Leclerc (2017), la superficie du Liberia est de 111 370 km² : En 1981, la population du Liberia s'élevait à 1,2 million d'habitants. Elle est estimée à 3,33 millions en 2008, ce qui représente une densité faible de 35 habitants au km².

La population du Liberia se répartit en deux composantes principales : les peuples autochtones, qui constituent 95% de la population et sont représentés par une quinzaine de groupes ethniques dont les plus importants sont les Kpellés (25% de la population), les Bassas, les Gios, les Krous et les Vaïs ; les Américano-Libériens, descendants d'esclaves affranchis venus des États-Unis au XIXe siècle (5% de la population).

I.1.3 Le climat

La Guinée a un climat de type tropical avec l'alternance de deux saisons : la saison des pluies, de Mai à Octobre (varie plus ou moins selon les régions), et la saison sèche de Novembre à Avril. Pendant la saison des pluies, la moyenne mensuelle des précipitations peut atteindre 400 mm. La Guinée comprend quatre régions climatiques : à l'Ouest, au bord de l'Atlantique, le climat est très humide ; le climat est plus tempéré au centre (deux saisons égales, pluies du mois de Mai à novembre). Au Nord-Est, le climat est tropical sec avec des pluies plus faibles, des températures élevées sauf de Décembre à Février lorsque le vent souffle (20 °C contre 40 °C). Le Sud-Est de la Guinée est subéquatorial avec une longue saison des pluies (8 à 10 mois) et des températures moyennes de 24 °C à 38 °C.

Alors que le Liberia est soumis à un climat tropical humide causé par les échanges atmosphériques entre l'Atlantique et le continent. Les précipitations annuelles décroissent de la côte (5080 mm) vers l'intérieur du pays (1778 mm). Elles sont plus importantes au Sud-Est (3 000 mm à 4 000 mm) où le climat semi-équatorial est soumis aux effets de deux saisons, une saison sèche et une saison des pluies. La température moyenne annuelle est d'environ 27,8 °C.

I.1.4 Le relief et l'hydrographie

La Guinée a un relief hétéroclite qui se répartit entre les quatre (4) régions naturelles citées plus haut :

- la Basse Guinée ou la Guinée Maritime est une plaine côtière (d'où son nom) qui s'étend depuis la côte de l'Océan Atlantique à l'Ouest jusqu'aux falaises du Fouta-Djalon à l'Est, au Nord par la Guinée Bissau et au Sud par la Sierra Léone. Elle est dominée à l'Est par le massif de Benna (1214 m), le mont Kakoulima (1011 m) et le mont Gangan (1117 m) ;

- la Moyenne-Guinée est presque entièrement dominée par la chaîne montagneuse Fouta-Djalon dont l'altitude moyenne dépasse partout 700m et les sommets les plus élevés sont : le Mont Tinka 1425 m, le Mont Loura (1532 m) le point culminant du Fouta-Djalon. Il est constitué principalement de plateaux étagés à souvent plus de 1000 m entaillés par des vallées, dominant des plaines et dépressions jusqu'à environ 750 m. Les massifs du Fouta-Djalon se

prolongent vers l'Ouest en Basse Guinée et vers l'Est en Haute Guinée, au Nord vers le Sénégal et au Sud la Sierra Léone ;

- la Haute-Guinée se limite à l'Ouest par la Moyenne Guinée, à l'Est par la Côte d'Ivoire et le Mali, au Nord par le Mali et au sud par la Guinée Forestière. Sur le plan morphologique, elle est représentée par une surface aplatie de dénudation/accumulation, qui descend progressivement de 600-650 m au Sud-Ouest à 350-400 m au Nord-Est. Cette surface est entaillée par des vallées en pente douce et peu profondes (5-20 m) des cours d'eau actuels. Dans certains secteurs, le paysage monotone est perturbé par de rares buttes et chaînes de collines assez basses. Dans la partie centrale, la plaine est traversée par la chaîne montagneuse de Niandanavec des côtes de 600-850 m. A la latitude de la ville de Kouroussa, cette chaîne est recoupée par la vallée du Niger, elle réapparaît de nouveau aux alentours de Kiniéro, mais sous forme de monticules séparés de hauteur similaire ;

- la Guinée forestière est limitée à l'Ouest par la Sierra Léone, au Nord par la Haute Guinée, à l'Est par la Côte d'Ivoire et au Sud par le Liberia. Cette région formée par un système de massifs montagneux (Nimba 1752 m, Béro 1210 m, Tetini 1257 m, Kourandou 1236 m, etc.) et de chaînes (Simandou, 1656 m), séparés les uns des autres par des vallées d'érosion et des dépressions inter-montagneuses (côtes de leurs fonds – 500-800 m).

Le pays compte plus de 1300 cours d'eau. De nombreux fleuves, tels le Niger, le Sénégal (Bafing), la Gambie, ainsi que leurs principaux affluents trouvent leur source en Guinée, faisant de ce pays le « château d'eau » de l'Afrique de l'Ouest. Ces cours d'eau partent des massifs guinéens (les deux vieux massifs du Fouta-Djalon et la dorsale guinéenne en région forestière). La Gambie et le Bafing vont vers le Sénégal au Nord. La source du Niger est à proximité de Kobikoro, il traverse Faranah, Kouroussa et va vers le Nord-Est en traversant le Mali, le Niger et le Nigéria ou il se jette dans l'Océan Atlantique en formant le delta du Niger province riche en pétrole. Les fleuves Tinkisso, Milo, Niandan sont ses affluents en Guinée.

De nombreux fleuves côtiers descendent des massifs guinéens vers l'Ouest, comme le Konkouré, ou vers le Sud, comme le fleuve Mano. De la Guinée-Bissau à Conakry, ces fleuves forment de profonds estuaires qui ont conservé les noms donnés par les explorateurs portugais au XV^e siècle. Ces estuaires constituent des voies de communications à travers la mangrove de la Basse-Guinée.

Le Liberia possède une façade atlantique qui s'étend de l'embouchure du Mano à celle du Cavally, sur 580 km. La plaine côtière, d'une largeur de 15 km à 55 km, est dominée par des falaises escarpées au Nord-Ouest. Le relief est constitué d'une série de plateaux (900 m à 1 200 m), qui forment le rebord méridional de la dorsale guinéenne. Les vallées profondes sont parcourues par des fleuves qui prennent, pour la plupart, leur source sur les plateaux du Nord. Les uns descendent des monts Nimba (1 752 m), le point culminant du pays, à l'Est, aux frontières de la Guinée et de la Côte d'Ivoire (Saint-John, Cess, Cavally), et les autres, à l'Ouest, descendent du massif de Béro (Saint-Paul), ou du mont Ziama (Loffa et Mano), en Guinée.

I.1.5 Faune et Flore

La flore des deux pays se compose de bande côtière alterne plaine cultivée, constituée arbustes tropicaux, néré, baobab, kapokier, arbre de karité, forêt pluviale, tandis que l'arrière-pays est couvert d'immenses forêts tropicales, dont les arbres ont des feuilles persistantes au Sud et caduques au Nord.

La faune se compose majoritairement d'éléphants, d'hippopotames, de buffles, de lions, de léopards, d'antilopes, de singes, de chimpanzés, de crocodiles, de serpents et de varans.



Figure I-2 : carte de la Guinée montrant les 8 huit régions administratives (Institut National de la Statistique, 2014).



Figure I-3 : carte géographique du Liberia montrant les 15 grandes provinces politiques (Leclerc, 2017).

I.2 Présentation du Craton West Africain (WAC)

I.2.1 Contexte géologique général

Le continent africain est composé d'un énorme socle cristallin stable et de roches très anciennes, principalement d'âge précambrien. Le socle précambrien peut être divisé en trois grandes masses ou cratons tels que les cratons de Kalahari, Congo et Ouest Africain (figure. I.4). Ils sont séparés l'un de l'autre par un certain nombre de ceintures mobiles actives et très anciennes dont les âges se situent entre la fin du Précambrien et le début du Paléozoïque.

Le craton de Kalahari occupe la plupart de l'Afrique australe et contient certaines roches très anciennes et des microfossiles. Les roches les plus anciennes se trouvent dans la province de Transvaal. Dans ce secteur, le socle est constitué de granites, de gneiss et de migmatites d'environ 3.400 Ma.

Le craton de Congo occupe une grande partie de l'Afrique centrale ; ses roches les plus anciennes se trouvent en Tanzanie, un secteur de socle granitique et des ceintures de roches vertes.

Le craton Ouest Africain comprend pratiquement toute l'Afrique occidentale du Golfe de Guinée aux montagnes d'Anti-Atlas du Maroc. Il est limité à l'Est, Ouest et au Nord par des ceintures mobiles beaucoup plus jeunes, tandis que dans le secteur du Sahara il est souvent couvert par des sédiments phanérozoïques tardifs. Les roches les plus anciennes se présentent comme des masses de roches dispersées et fortement métamorphisées. Les roches les plus récentes dans la province Eburnéenne affleurent sur un large secteur, qui inclut le Ghana, la Côte d'Ivoire et la Sierra Leone. Cette province est constituée de roches sédimentaires et volcaniques (figure. I.4).

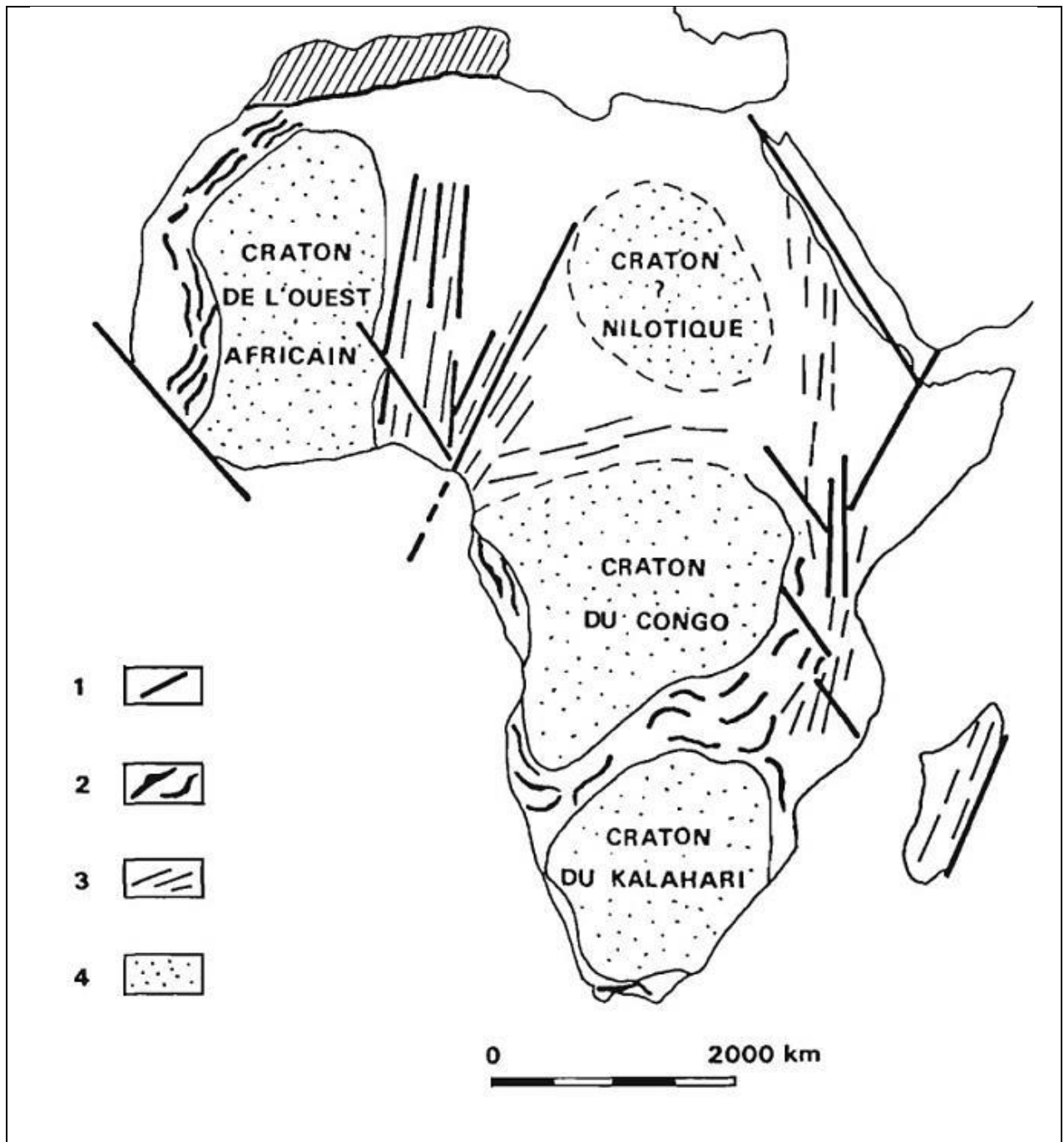


Figure I-4 : structure d'ensemble de l'Afrique (Rocci, 1965). 1 : fracture profonde ; 2 : zones de plissement (fin Antécambrien- Paléozoïque) ; 3 : zones de rajeunissement ; 4 : zones stables (craton). Les zones 2 et 3 forment les zones mobiles.

I.2.2 La géologie de l'Afrique de l'Ouest (WAC)

Un craton est une vaste portion stable du domaine continental. Autrement dit, c'est une lithosphère continentale ancienne (précambrienne), possédant une topographie souvent peu élevée (quelques centaines de mètres), une croûte continentale épaisse (35-40 km) ainsi qu'une racine lithosphérique profonde (~200 km). Ces cratons résultent de l'accrétion de blocs lors d'anciennes orogénèses, et forment actuellement des noyaux continentaux, qui ont survécu pendant plusieurs centaines de millions d'années depuis leur formation, et apparaissent peu déformés depuis leur accrétion (Lepretre, 2015).

L'évolution crustale du Craton Ouest Africain s'est déroulée en deux étapes principales. La première correspond à la formation d'une croûte archéenne (3,5-2,7 Ga) pendant l'orogénèse libérienne formant le noyau de Man (encore appelée dorsale de Léo), le plus ancien du Craton Ouest-africain. Elle est suivie par la formation d'une croûte paléoprotérozoïque (2,2-1,7 Ga) mise en place lors de l'épisode orogénique Eburnéen dont la déformation a résulté de la fermeture du bassin océanique qui séparait les Cratons Ouest Africain et du Congo, impliquant l'accrétion progressive d'arcs insulaires et de plateaux océaniques contre une masse continentale en croissance (Hirdes et *al*, 1992). Depuis la fin du Paléoprotérozoïque (1,7 Ga), il est stabilisé.

C'est un immense craton d'environ 4.500.000 km² de surface formé d'un ensemble de chaînes pénéplanées largement granitisées appartenant au Précambrien. Les principaux affleurements du Craton Ouest-Africain apparaissent tout autour du bassin de Taoudeni (figure I-5) :

❖ au nord, la dorsale Réguibat se situe dans sa majeure partie au sein du territoire mauritanien avec des pointements au nord du Mali, au Sud du Maroc et à l'ouest de l'Algérie. Elle s'étend sur une longueur d'environ 1500 Km d'ouest en est. Cette dorsale est formée de deux parties qui sont les domaines archéen et paléoprotérozoïque séparés par des zones de cisaillement correspondant à la faille de Zednès. Les faciès archéens sont affectés par un métamorphisme de haut degré (granulites et gneiss) daté à environ 2.7 Ga (Cahen et *al*, 1984) et des leptynites datées à 2.57 Ga (Boher et *al*, 1992). Le domaine paléoprotérozoïque, situé à l'est est formé essentiellement de granitoides avec peu de formations sédimentaires et volcano-sédimentaires ;

❖ l'ouest du Craton West Africain est caractérisé par la chaîne des Mauritanides et la fenêtre de Kédougou-Kéniéba. La chaîne des Mauritanides est une suture panafricaine allongée nord-sud sur environ 2000 Km de la Mauritanie au Libéria et large de 0 à 120 Km d'est à ouest (Roussel et *al*, 1984 ; Villeneuve et *al*, 1990). Les mauritanides renferment des roches néoprotérozoïques à paléozoïques, subdivisées en trois (3) parties (Villeneuve, 2008) : la zone orientale volcanosédimentaire (1) ; la zone centrale constituée de roches volcanosédimentaires et de granites associés (2) ; la zone occidentale métamorphique renfermant une série ophiolitique (3). La chaîne panafricaine a été affectée aussi par l'orogénèse hercynienne (Villeneuve et *al*, 1990 ; Villeneuve, 2005) qui correspond à une collision continentale entre le WAC et le Craton Nord-Américain. Les fenêtres Kédougou-Kéniéba de Kayes, se trouvant à la frontière sénégal-malienne.

Elles sont formées exclusivement de formations birrimiennes du Protérozoïque consistant en d'étroites ceintures volcaniques et en de larges bassins sédimentaires structurés et intrudés par des granitoïdes à l'Eburnéen (Liégeois et *al*, 1991). L'Archéen n'a jamais été daté dans ces fenêtres ;

❖ à l'est, l'Adrar des Ifoghas appartient au domaine mobile oriental du Craton West Africain. Cette suture correspond au cycle orogénique pharusien (Lelubre, 1952 in Caby, 2003). L'Adrar des Ifoghas est subdivisé en trois (3) parties (Boullier et *al*, 1986 ; Caby et *al*, 1981 ; Black et *al*, 1979) qui sont d'Ouest en Est : la zone d'accrétion de la vallée de Tilemsi riche en roches volcaniques et volcanoclastiques d'arc insulaire (1), la zone centrale renfermant le socle éburnéen réactivé et les roches magmatiques panafricaines (2) et la zone orientale à roches métasédimentaires grésopélitiques recoupées par des granites. L'évolution géodynamique (Boullier et *al*, 1986) comprend la mise en place des granulites éburnéennes suivie par une collision vers 600 Ma ;

❖ au sud, la dorsale de Man (ou encore la dorsale de Léo) couvre une large région qui va du Liberia au Ghana en passant par la Guinée, le Mali, la Côte d'Ivoire et le Burkina-Faso. Elle est divisée aussi en deux parties : à l'ouest, le domaine Kénema-Man archéen qui nous intéresse et à l'est, le domaine Baoulé-Mossi paléoprotérozoïque qui serait le prolongement des formations birrimiennes de Kédougou-Kéniéba sous les formations paléozoïques du sud-ouest du bassin de Taoudéni (Bassot & Caen-Vachette, 1984). Il est essentiellement constitué de formations volcano-sédimentaires et de granites dont les âges s'étendent environ de 2250 Ma à 1900 Ma. Les deux domaines sont séparés par la faille de Sassandra ;

❖ et au centre, l'immense bassin de Taoudeni, d'une superficie de 1.5 millions de km², recouvre en discordance majeure le coeur du craton. Il s'agit là du plus vaste dépocentre néoprotérozoïque du monde. Il est formé de plateaux calcaires et de grès dont la majeure partie est sous l'emprise de dunes mobiles ou statiques. Il compte une large part des gisements ou indices pétroliers entre le Mali, l'Algérie, la Mauritanie et le Niger.

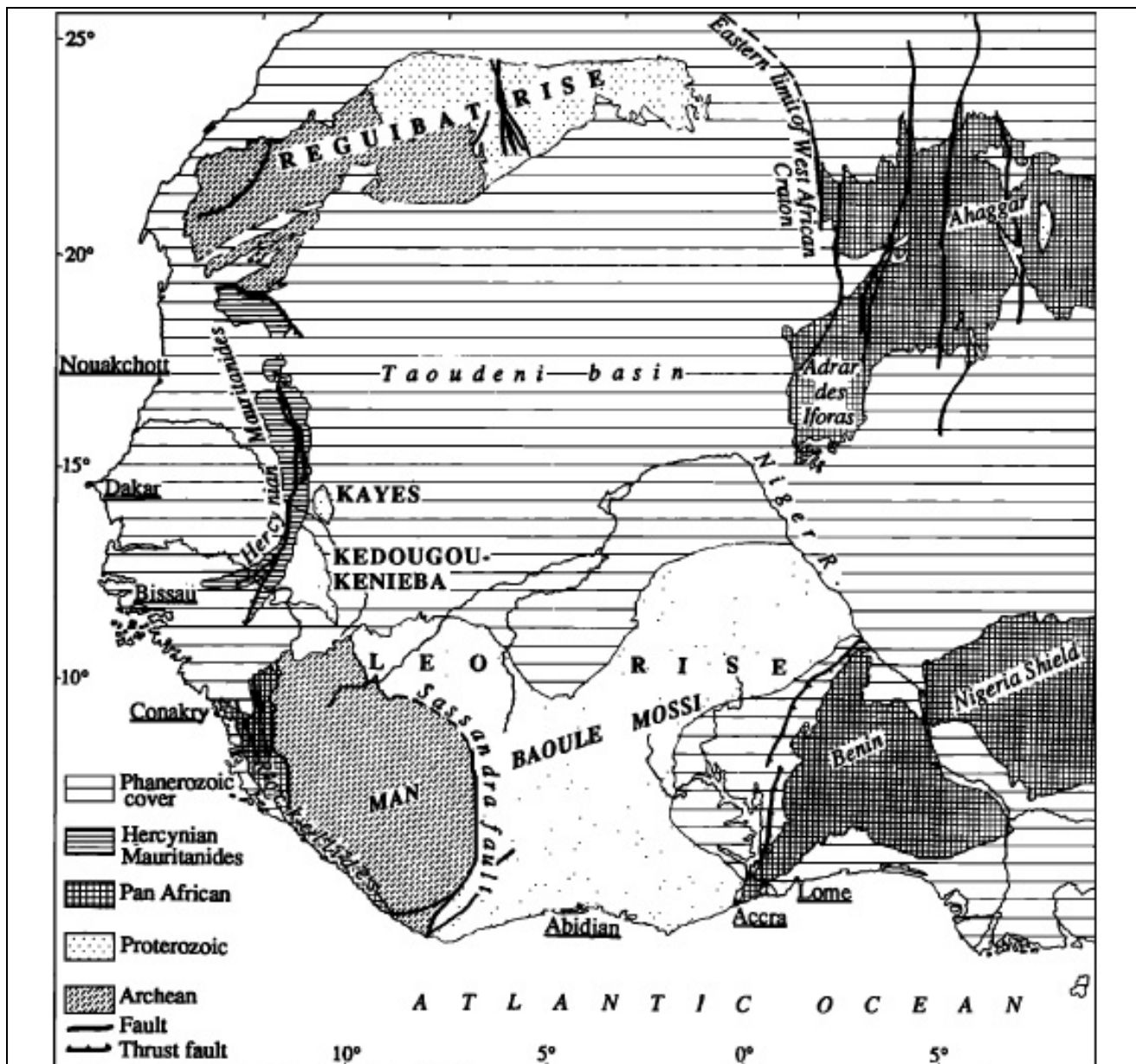


Figure I-5 : carte géologique de l'Afrique de l'Ouest avec les trois domaines précambriens bien séparés : la montée Leo, la montée Reguibat et le Kedougou – Kénieba (Abouchami et al, 1990).

I.2.2.1 La dorsale de Man ou dorsale de Léo

La dorsale de Man est constituée de deux entités principales (figure I-6) :

- ❖ une entité occidentale, couvrant le Libéria, une partie de la Côte d'Ivoire, de la Guinée et de la Sierra Leone, dans laquelle se trouve la chaîne Nimba et son extension ouest (Région de Nimba) appelée domaine de Kénéma-Man, où les formations géologiques sont d'âge Archéen. Ce sont des gneiss gris rubanés de composition tonalitique (diorite quartzique) avec des intercalations de granulite rose à orthopyroxène, et des charnockites (Camil, 1984 ; Kouamélan et al, 1997). Des plutons de granite calco-alcalin postérieurs au métamorphisme du faciès granulite sont intrusifs dans les gneiss gris. Deux cycles orogéniques sont reconnus dans ce domaine : le cycle Léonien (3,5-2,9 Ga) et le cycle Libérien (2,9-2,7 Ga) ;

❖ une entité orientale, appelée domaine Baoulé-Mossi, couvre une partie du Burkina Faso, de la Côte d'Ivoire, du Ghana, de la Guinée, du Mali, du Niger et du Togo. Elle est constituée de formations géologiques, d'âge Paléoproterozoïque (2,5-1,8 Ga), encore appelées formations birimiennes (Bessoles, 1997). Elles sont affectées par l'orogénèse éburnéenne (Bonhomme, 1972) dont le paroxysme (plus haut point d'intensité) se situe aux alentours de 2,1 – 2,09 Ga (Einsenhör & Hirdes, 1992 ; Blenkinsop, 1994).

Ces deux domaines sont séparés par la faille transcurrente de Sassandra, d'orientation sub-méridienne (figure I-5). La déformation le long de cette zone de cisaillement se caractérise d'abord par des structures transgressives, sénestres de haute température d'allongement principal nord-sud, et se poursuit avec le même régime cisailant sous des températures décroissantes, ce qui se matérialise par des mylonites, voire des ultramylonites au cœur de la zone (Caby et al, 2000). Cet accident de Sassandra est par ailleurs jalonné de plutons de granitoïdes d'âges compris entre 2,09 Ga et 2,07 Ga (Egal et al, 2002). Les effets de la tectonique éburnéenne sur le domaine archéen de Man ne sont visibles que dans les régions proches de la faille de Sassandra. C'est notamment le cas en Guinée où Thieblemont et al, (2004) décrivent des structures d'orientation NNE-SSW propres à l'Eburnéen, un métamorphisme de haut degré et des intrusions de granite et de syénite d'âges compris entre 2,08 et 2,02 Ga.

I.2.2.2 Le domaine Kénema-Man

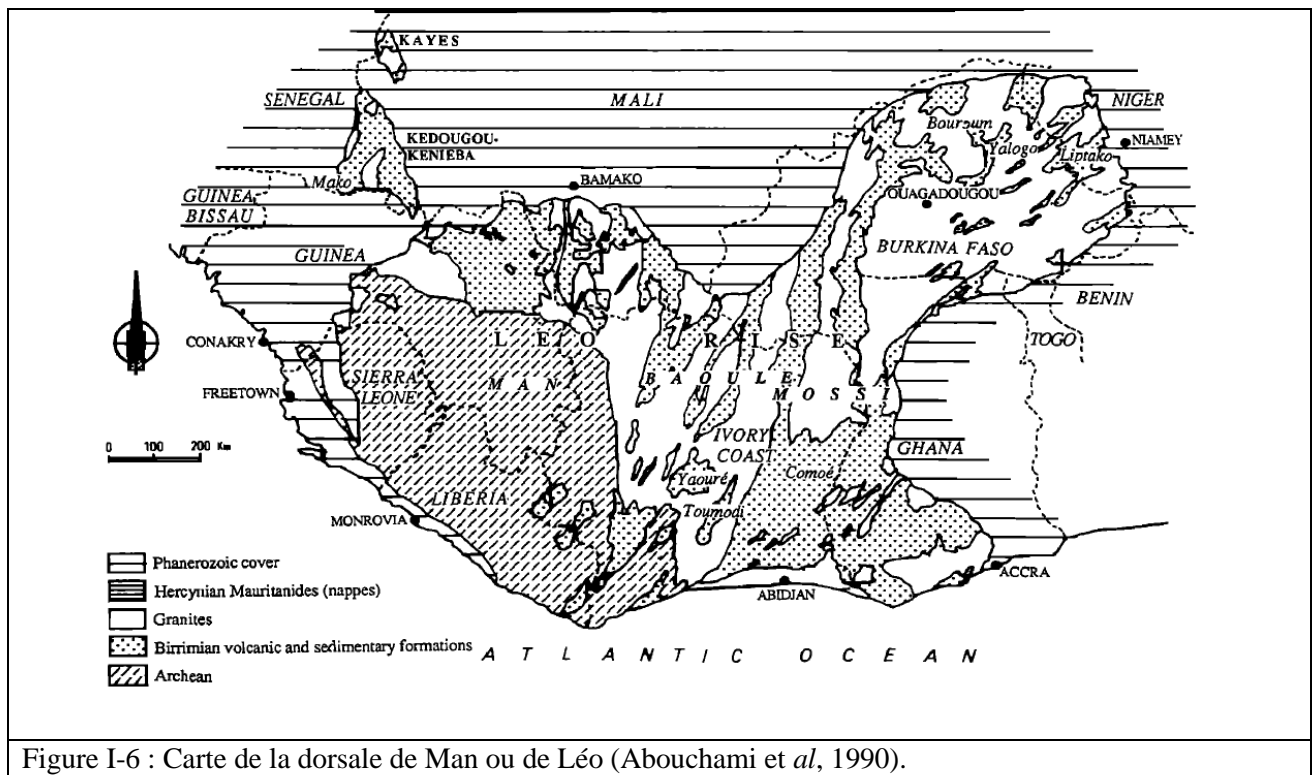
Le domaine de Kénema-Man se trouve entre le 5^{ème} et le 13^{ème} degré de latitude nord et le 6^{ème} et le 13^{ème} degré longitude ouest. Il s'étend sur le Libéria, la Sierra Leone et une partie de la Guinée et de la Côte d'Ivoire. La formation et la différenciation de ce craton archéen de Kénema-Man ont été attribuées à deux cycles tectoniques (figure I-6):

- ❖ **le cycle léonien** daté à environ 3,5 à 2,9 Ga principalement marqué par la mise en place de roches magmatiques basaltiques à acides (gneiss, granitoïdes) et de roches sédimentaires détritiques (Thieblemont et al, 2004) ;
- ❖ **le cycle libérien** qui s'est déroulé aux alentours de 2,9 - 2,7 Ga, assimilé à une période d'épaississement tectonique et de différenciation crustale, sans indice d'accrétion juvénile significative (Kouamélan et al, 1997), et est caractérisée par une granitisation intense. Les granitoïdes (potassiques) sont les plus abondants et des migmatites leur sont souvent associées. Des charnockites sont également observables et témoignent d'une contribution mantellique. Le moteur thermique de cet événement pourrait être l'injection de magmas mafiques sous la croûte continentale (Thieblemont et al, 2004).

Chacun des deux cycles s'accompagnant de la mise en place de ceintures de roches vertes, d'un métamorphisme et d'une granitisation importante (Thieblemont et al, 2004). D'après (Bessoles, 1997 ; Milesi et al, 1989), le domaine de Kénema-Man peut être délimité comme suit :

- ❖ A l'est, par la faille du mont trou, de direction SW-NE et la faille de sanssandra, de direction N-S ;
- ❖ Au sud-ouest, par la zone panafricaine de Rockel-Kasila ;
- ❖ Au nord, par des sédiments de couverture post-orogéniques, d'âge protérozoïque récent et paléozoïque, du bassin de Taoudéni.

Ce noyau archéen au sein duquel appartient la partie archéenne de la Guinée et du Libéria est caractérisé par une association typique «granites-roches vertes» affectée par l'orogénèse libérienne. Ils sont formés de gneiss métamorphisés dans le faciès granulite durant les cycles orogéniques du Léonien (3.5 à 2.9Ga) et du Libérien (2.0 à 2.6 Ga) (Feybess & Milesi, 1994). Ces gneiss sont surmontés de roches vertes associant des métasédiments, des métavolcanites et des formations ferrifères litées (BIFs). C'est justement dans ce groupe de roches vertes qu'appartient les formation géologiques de la chaîne de Nimba.

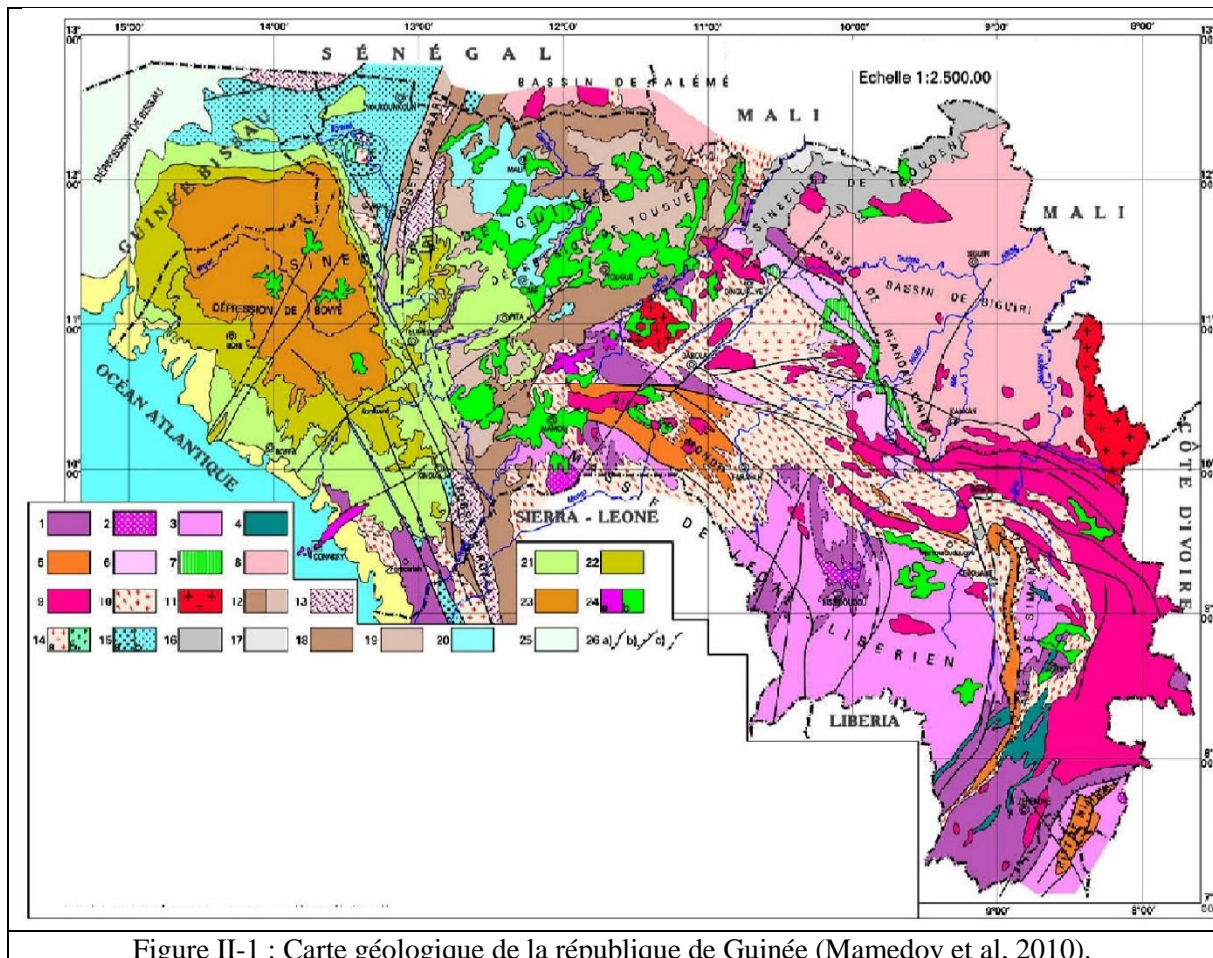


Chapitre II. Précambrien de la Guinée et du Libéria

II.1 Aperçu général sur la géologie de la Guinée

La Guinée est située dans le domaine de jonction complexe de grosses structures géologiques de différents âges. Le stade actuel de dénudation laisse apparaître les structures du socle de la plateforme africaine (dalle) et de sa couverture sédimentaire. La géologie se caractérise par une prédominance des roches du précambrien et du paléozoïque. Le développement géologique de la Guinée peut être résumé en deux grands ensembles (figure II-1) :

- ❖ Un socle précambrien, encore appelé Massif Léono-Libérien. Il se distingue par sa structure hétérogène due à un développement long, à plusieurs stades, comprenant les phases archéennes, protérozoïque précoce et riphéen tardif – vendien. Durant ces phases, il s'est formé le soubassement cristallin du socle archéen ou le craton, proprement dit, et sa couverture plissée, représentée par les structures de consolidation protérozoïque précoce et panafricaine (Riphéen tardif – Cambrien).
- ❖ Une couverture sédimentaire paléozoïque traversée par des intrusions basiques et ultrabasiques mises en place au mésozoïque et couverte en quelques endroits par des dépôts du cénozoïque. Cette couverture formée par la sinéclyse de Guinée (la dépression de Bowé et de Tougué) et la sinéclyse de Taoudeni. Ces sinéclyses constituent le prolongement du bassin de Taoudeni en République de Guinée.



A-SOUBASSEMENT DE LA PLATE-FORME (PLAQUE) AFRICAINE

Basse du soubassement cristallin de la plate-forme – structures de consolidation archéenne (Libérienne) :

1.roches fortement métamorphisées d'architecture complexe (série de KASILA, DABOLA, CAMBUI, MANI) ; 2.massifs de charnokites ; 3.champs de granitoides intrusifs et palingéno-métasomatiques ; 4.massifs de métagabbros, métapyroxénites, amphibolites.

Couverture plissée du soubassement cristallin – structures de consolidation éoprotozoïque (éburnéennes)

Phase précoce : 5.rifts intracontinentaux de MONGO, SIMANDOU, NIMBA, remplis de dépôts terrigènes intenses disloqués et métamorphisés avec des corps stratoides de métagabbros, métapyroxénites et amphibolites (complexe SIMANDOU-NIMBA, série de TINIKAN, série de MONGO et TIMBO)

Phase tardive – dépression riftogène intracontinentale NIANDAN – KINIERO : 6.dépôts volcanoterrigènes métamorphisés à dislocation complexe de la série Birrimienne avec des corps subvolcaniques de compositions basique et acide ; 7.intrusion stratoïde antéorogéniques de composition basique et ultrabasique ; Bassin de SIGURI : 8.dépôts terrigènes et pyroclastiques disloqués et métamorphisés de la série birrimienne ; 9.massifs de granitoides orogéniques ; 10.champs de granitoides et migmatites tardiorogéniques et palingéno-métasomatiques ; 11.massifs de granites postorogéniques.

Structures d'activation Pan-Africaine (Vendienne) : Dépression de BASSARI-ROKEL ; 12.dépôts terrigènes disloqués et localement métamorphisés (série de MADINA-KOUNTA, OUNDOU), 13.dépôts volcano-terrigenes (suite de PANANPOU, KOUBIA, BANIA) ; 14.intrusions de composition acide (a) et basique (b) ; 15.molasse continentale des dépressions intramontagneuses et bordières : (faciès à gros éclats (a), faciès à gros arkosiques (série de YOUKOUNKOUN, TABAN).

B-COUCVETURE SEDIMENTAIRE DE LA PLATE-FORME (PLAQUE) AFRICAINE

Phase sédimentation :

Phase éoriféenne – dépôts localement disloqués : 16.dépôts continentaux terrigènes (série SEGOU), deltaïques et littoraux (suite TABADOU) ; 17.dépôts marins terrigéno-carbonatés (suites BALE).

Phase riféenne tardive-vendienne – dépôts marins subhorizontaux et en pente douce : 18.dépôts terrigéno-carbonatés (série MADINA – KOUNTA) ; 19.dépôts terrigènes (série OUNDOU).

Phase cambrienne : 20.dépôts terrigéno-carbonatés subhorizontaux et en pente douce (série FALEME)

Phase ordovicienne-dévonienne : dépôts subhorizontaux et en pente douce : 21.dépôts terrigènes deltaïques et littoraux (suite de PITA) ; 22,23.dépôts marins terrigènes (respectivement : suite TELIMELE et FARO).

C-STRUCTURE D'ACTIVATION MESOZOIQUE (GONDWANIENNE)

24.intrusions différenciées de péridotites – gabbros (a), sils et dykes de dolérites, gabbro-dolérites et dunites (b) ; 25.dépression océanique méso-cénozoïque BISSAU.

D-ACCIDENTS TECTONIQUES

26.principales failles étant à l'origine de différentes structures : subverticales (a), inclinées (b), supposées (c).

II.1.1 Le socle précambrien

70 % du territoire Guinéen appartient au socle précambrien. Il forme le soubassement géologique du pays et se trouve en plein cœur de la dorsale de Man. Le domaine précambrien est caractérisé par les phases archéennes et le protérozoïques (Tableau II-1).

II.1.1.1 Soubassement cristallin du socle archéen

Le soubassement cristallin du socle (craton) est composé des structures de consolidation archéenne, formées de deux différents groupes génétiques de roches : métamorphiques avec des indices nets de stratification primaire et métamorphiques, mais d'origine magmatique. Selon les datations absolues de ces roches, leur mise en place a eu lieu dans l'intervalle de 3,5–3,55 Ga à 2,6–3,2 Ga (Mamedov et al., 2010), ce qui correspondrait à l'Archéen précoce (inférieur) et tardif (supérieur).

Tableau II-1 : Tableau stratigraphique du précambrien en Guinée (Béring et al, 1998).

Périodes		Dépôts	Evénements	Ages
Protérozoïque Supérieur			<p>Evénement Panafricain Plissement très faible localement intense, métamorphisme rétrograde local. Intrusion de granitoïdes avec une phase de pegmatites, intrusion de gabbros ; épanchement de rhyolite.</p>	620-650 Ma
Protérozoïque Moyen		Dépôts sédimentaires principales clastiques, volcanites basaltiques-andésitiques et rhyolitiques.		1,3-1,4 Ga
Protérozoïque Inférieur		<p>Dépôts Birimiens Volcanites basiques et intermédiaire et komatites, volcano-sédimentaire de dépôts clastiques (grauwackes et pélites d'origine turbiditiques) schistes, schistes noirs et dolomites.</p>	<p>Orogenèse Eburnéenne Plissement intense ; métamorphisme dans le faciès des schistes verts de degré faible ; intrusion de granitoïdes selon plusieurs phases liées à des manifestations hydrothermales à l'échelle suprarégionales. Mise en place d'andésites.</p>	2,1-2,075 Ga
Archée Supérieur	A S S O C I A T I O N G R A N I T E S - R O C H E S V E R T E S	<p>Dépôt de la chaîne Nimba et de Simandou Amphibolites, schiste graphiteux, itabirites et quartzites blancs ; conglomérat de base Dépôts de Tinkan Schistes cristallins à wollastonite, niveaux rubanés à magnétite</p>		
			<p>Orogenèse libérienne Plissement intense ; métamorphisme dans le faciès des amphibolites de degré élevé et des granulites ; migmatisation et anatexie à l'échelle suprarégionale, granitoïde migmatitiques associés à des manifestations filoniennes à quartz aurifère. Intrusion de Roches basique. Intrusion de granitoïdes pré-libériens ou libériens précoces.</p>	2,84-2,87 Ga 2,9-2,94 Ga
		<p>Dépôts pré-libériennes Schistes, schiste graphiteux, quartzites et quartzite ferrugineux, intrusion de roches basiques et ultrabasique.</p>		
Archéen Inférieur			<p>Enclave pré-libériennes Granitoïdes et témoins de protholitiques identifiés par datations radiométriques</p>	3,462-3,015 Ga

II.1.1.1.1 Archéen précoce (inférieur) (AR₁)

Les roches de l'archéen précoce ont été mises en évidence au pied Nord-Ouest de la chaîne de Nimba, formé du complexe protérozoïque précoce de Simandou – Nimba. Ils ont un développement limité, sont représentés par des métagabbros avec un âge absolu de 3512 ± 11 Ma et des orthogneiss de composition granitoïde avec un âge absolu de 3542 ± 11 Ma (Thieblemont et *al*, 1999) (microsonde, U/Pb méthode au zircon). Il est à noter que ces roches sont les plus anciennes de toutes les formations mises en évidence sur le territoire du massif cristallin Léono-Libérien, leur âge peut être comparé à celui des orthogneiss du soulèvement de Reguibat en Mauritanie (Potrel et *al*, 1996).

II.1.1.1.2 Complexes stratifiés de l'archéen supérieur (Tardif) (AR₂)

Sur le territoire guinéen, l'archéen supérieur est représenté par des complexes stratifiés polymétamorphiques situés dans les zones de développement de granitoïdes plus récents, en formant en leurs seins des corps résiduels, séparés les uns des autres et de différentes tailles (de quelques km² à plusieurs centaines de km²), ainsi que de nombreuses skialites et xénolites. Ces complexes ont été classés dans le rang de série, certains d'entre eux ont été divisés en suites. Territorialement, les affleurements de ces roches se situent principalement dans quatre (4) régions du pays :

II.1.1.1.2.1 Série de Kasila (AR_{2ks}), région de Forécariah

Dans cette région, les dépôts de cette série forment une importante structure anticlinale d'orientation nord-ouest avec un pendage des couches de 40° à 60°, plus rarement jusqu'à 80° sur les flancs anticlinaux. On constate également un plongement progressif dans cette même direction nord-ouest, de l'axe de cette structure et sa fermeture avec le développement de petits plis en pente douce avec un pendage de 10° à 20°. La partie centrale de cette structure comporte une série de grandes failles contrôlant la disposition de grabens. Le flanc sud-ouest de la structure est remplacé par les granito-gneiss du Protérozoïque précoce, et le flanc nord-ouest par les granites vendiens.

La série est composée de deux membres. La partie inférieure est mafique est composée de roches des suites de Kissi-Kissi et Forécariah. La partie supérieure est essentiellement sialique et composée de roches des suites de Maher et Kounsouta.

II.1.1.1.2.2 Série de Dabola (AR_{2db}), régions de Tougué, Dinguiraye et Dabola

L'archéen supérieur s'est développé dans les régions de Tougué, Dabola et Dinguiraye, ont été rattachés à la série de Dabola.

Dans ces régions couvertes, la série de Dabola comprend un complexe de schistes et gneiss cristallins métamorphiques, qui ont été affectés au Protérozoïque précoce par un métamorphisme régressif jusqu'à la granitisation. Sur le territoire en question, ce complexe forme plusieurs skialites ainsi que des corps résiduels isolés renfermés dans des migmatites et des granitoïdes.

II.1.1.1.2.3 Série de DABOLA (AR_{2db}), région de Kissidougou

La série de Dabola et de Kambui (région de Kissidougou) correspondent à l'archéen supérieur. La série de Dabola comprend uniquement les roches contenant les associations minérales précoces (Archéen tardif), y compris celles en reliques. Il s'agit des schistes cristallins et de gneiss. Toutes ces roches forment dans les granitoïdes de l'Archéen tardif et

Protérozoïque précoce de nombreux skialites, buttes témoins, gros blocs, ont en règle générale des passages progressifs et des contacts. L'orientation générale de la foliation de ces buttes témoins et dans les roches encaissantes est nord-sud avec une déviation progressive vers le nord-ouest (35°), ou nord-est (30-40°). Le pendage est élevé ou sub-vertical (75° à 90°). On suppose que dans l'ouest de Kissidougou, les roches sont plissées en plis isoclinaux ; dans la partie centrale, ils forment des plis linéaires, ovales et brachyformes avec un pendage des plans de foliation de 40° à 50°. Aux alentours du village de Mamouroudougou (Kérouané - Nord), on a également identifié des plis isoclinaux étirés avec un fort pendage des plans de foliation dans les sens opposés.

II.1.1.1.2.4 Série de Kambui (AR_{2cm}), région de Kissidougou

Initialement la série de Kambui a été décrite aux alentours des collines de Kambui en Sierra Leone, où elle comprenait de divers schistes cristallins et gneiss basiques et alumineux, ainsi que divers quartzites. Toutes ces roches ont été formées dans les conditions du faciès granulitique du métamorphisme. Par la suite, cette série a été largement utilisée dans les pays limitrophes. Ces roches de la série de Kambui occupent une position stratigraphique plus haute, en sortant parfois au-delà des limites du développement des roches de la série de Dabola.

Dans la région en question, les roches de la série sont divisées en deux parties selon les critères structurels et minéralogiques : la partie inférieure est représentée par les schistes cristallins à bipyroxène, clinopyroxène-hornblende, hypersthène-hornblende et hornblende-biotite et la partie supérieure de la séquence est formée par l'alternance des schistes cristallins à pyroxène et à pyroxène-hornblende et de divers quartzites à magnétite.

II.1.1.1.2.5 Série de Mani (AR_{2mn}), région de N'Zérékoré-Beyla

Les roches de la série de Mani occupent de vastes domaines dans la région de N'Zérékoré-Beyla. Au nord-ouest de la série, les roches sont relayées par les orthogneiss et migmatites de l'archéen tardif, ils se caractérisent par des passages progressifs. Au nord et au nord-est, les roches de la série sont limitées par des massifs d'amphibolites de l'archéen tardif, des granitoïdes du protérozoïque précoce et dans l'extrême sud-est, elles sont en contact, à la faveur du chevauchement, avec les métagabbroïdes et les orthogneiss granitiques rattachés à l'archéen précoce.

Dans les zones de développement de cette série, on note plusieurs corps rubanés d'amphibolites de l'archéen tardif, ainsi que des métagabbroïdes, amphibolites et différents granitoïdes du protérozoïque précoce. Ces derniers comprennent de nombreux filons de pegmatites. Les roches de la série de Mani, se prolongent également sur le territoire du Libéria. Ici, elles sont représentées, dans l'ensemble, par les schistes cristallins mélanocrates à pyroxène-hornblende-plagioclase et les gneiss leucocrate à biotite. Parmi eux, on distingue les quartzites à orthopyroxène-grenat, à cummingtonite-grenat, à magnétite et monominéraux, ainsi que de nombreux corps d'amphibolites.

Dans l'ensemble, les roches de la série ont une orientation nord-est, avec le pendage des roches dans les sens opposés avec des angles allant de 25° à sub-verticaux. Selon la

configuration des horizons de quartzites, on peut supposer que les roches ont été plissées en une série de plis synclinaux et anticlinaux, leur structure a été rendue encore plus complexe par les intrusions du protérozoïque précoce et les accidents tectoniques d'orientation nord-sud, nord-est et est-ouest.

II.1.2 Couverture plissée de la base cristalline du socle

II.1.2.1 Protérozoïque précoce inférieur (PR₁)

La couverture plissée du socle de la plate-forme africaine est formée par les structures de consolidation du Protérozoïque précoce et panafricaine.

II.1.2.1.1 Structures sédimentogènes de la phase précoce de consolidation du protérozoïque précoce (PR₁¹)

Les structures du Protérozoïque précoce sont représentées par les rifts de Mongo, de Simandou et de Nimba.

II.1.2.1.1.1 Rift de Mongo

Le rift de Mongo s'étend sur plus de 135 km avec une largeur maximale de 65-70 km. Sa partie occidentale se caractérise par une orientation générale est-ouest de gneissification des roches et sa partie orientale par une orientation sud-est. En général, la structure du rift est nettement discordante par rapport aux formations encaissantes du socle du complexe archéen tardif et divers granitoïdes. Au nord et au sud, le rift est limité par un système de failles profondes, le long desquelles sont développés d'épaisses (centaines de mètres, voire même quelques kilomètres) zones de mylonites et cataclasites. Selon leur composition minéralogique, les roches remplissant cette structure ont été attribuées à deux suites : l'inférieure – Mongo et supérieure – Timbo, la différenciation stratigraphique des roches de cette structure a été maintenue, cependant leur d'âge a été attribué au protérozoïque inférieur.

II.1.2.1.1.2 Rift de Simandou

Le Rift de Simandou forme une bande étroite (jusqu'à 15 km) et longue de 130 km en direction nord-sud qui se développe dans la partie occidentale de la région de Damaro et Beyla. Au niveau du rift, on rencontre des affleurements de roches terrigènes représentées par les quartzites monominéraux, phyllites, divers schistes verts, métagrès (parfois à stratification oblique), ainsi que d'épaisses couches (plus de 200 m) de quartzites-itabirites finement rubanés. Des corps d'ortho amphibolites ainsi qu'un banc de conglomérats composé de galets, de quartz dans le ciment quartzeux ont été relevés à la base de la séquence.

En l'état actuel, cette structure, est interprétée comme un coin tectonique, resserré entre des failles nord-sud inclinées à pendage de 55° à 70° est. La moitié septentrionale de ce coin se trouve dans la zone de développement des granito-gneiss et migmatites du protérozoïque précoce, tandis que la moitié sud se trouve dans les limites des orthogneiss et métadiorites à pyroxène de l'Archéen tardif. Les contacts avec les roches encaissantes semblent être tectoniques.

Dans l'ensemble, on constate une discordance structurale et stratigraphique nette, ce qui a été noté à maintes reprises par plusieurs chercheurs. Les roches formant la chaîne de Simandou

ont été étudiées pour la première fois par (Obermuller & Roques, 1946), qui les ont rattachées à la série de Simandou de l'archéen précoce. Dans ces roches, ils ont constaté la présence de quartzites ferrugineux, schistes à muscovite et à chlorite-séricite, quartzites micacés et amphibolites.

En 1957, un groupe de géologues français a publié la description des séquences de cette série. Ils ont souligné que, dans les limites de la chaîne de Simandou, il se trouve une assise monoclinale de roches à fort pendage (65° à 85°) avec un fin plissement interne ce qui rend difficile la détermination de l'épaisseur de certaines variétés lithologiques.

II.1.2.1.1.3 Rift de Nimba

Le Rift de Nimba a une étendue sur le territoire de la Guinée d'environ 60 km et une largeur maximale de 25 km. Son prolongement sud-ouest se poursuit sur le territoire du Libéria. La structure géotectonique du rift serait similaire à celle du rift de Simandou. Il est limité par un système de failles inclinées, de type chevauchant, ayant un pendage nord-ouest. Par l'intermédiaire de ces failles, ses roches seraient en contact avec les formations encaissantes de l'archéen précoce (au nord-ouest) et tardif (au sud-est).

La chaîne de Nimba est un synclinal avec un pendage des roches orienté en direction de la zone axiale et affecté sur ses flancs par un système de failles. Pour la première fois, la chaîne de Nimba a été étudiée par (Obermuller, 1941) qui a identifié une assise de quartzites ferrugineux et divers schistes verts, appelés « série de Nimba ».

Ensuite, la région a été étudiée par (Lamotte & Routhier, 1943 ; Berge et al, 1977 ; Misra & Raucq, 1984 ; Béring et al, 1998). Ces derniers ont exécuté un levé géologique sur la région de Nzérékoré, à l'issue duquel ils ont différencié deux complexes de roches composant la chaîne de Nimba :

- ❖ complexe métasédimentaire composé de phyllites, schistes verts et graphites, quartzites monominéraux et ferrugineux. Les conglomérats quartzeux, intensément déformés, avec un ciment quartzitique contenant des lamelles de fuchsite (chrome-muscovite) sont mis en évidence au Nord-Ouest du massif, dans les secteurs de Nion et Séringbara ;
- ❖ complexe de métavolcanites ou d'intrusions stratifiées basiques. Les quartzites ferrugineux (itabirites) se localisent sur les sommets du massif, tandis que les quartzites monominéraux et divers schistes se situent dans les parties périphériques, à proximité du socle cristallin. Les roches basiques, amphibolites, s'associent à la partie inférieure du flanc Nord-Ouest de la structure.

II.1.2.1.2 Structures sédimentogènes de la phase tardive de consolidation protérozoïque précoces (PR₁²)

La phase tardive de développement protérozoïque précoce se manifeste par la présence d'une vaste province d'accumulation de sédiments volcano-terrigènes de la série Birrimienne, l'injection d'intrusions polyphasées de diverses compositions et la formation des structures Birrimiennes correspondantes. Ces structures se sont développées sur le territoire de plusieurs

pays de l'Afrique Occidentale. Elles sont représentées par un système de synclinoriums subméridiens (bassins d'accumulation), remplis de sédiments terrigènes et volcano-terrigenes et d'anticlinoriums (domaines de soulèvement), où prédominent divers granitoïdes protérozoïques précoces et les produits de granitisation éburnéenne.

En Guinée, le nom de «la série Birrimienne » a été utilisé pour la première fois par (Goloubinov & Nichles., 1948) pour désigner le complexe de roches terrigènes et volcano-terrigenes protérozoïques précoces, développées dans la chaîne de Niandan, dans les bassins du cours inférieur de la rivière de Tinkisso et en amont de la rivière de Bakoy. Ultérieurement, les études de ces roches sur le territoire Guinéen ont été épisodiques et liées aux recherches et à la prospection de l'or, menées par différentes compagnies et organisations.

Sur le plan géo-structural, au niveau d'érosion actuelle, il est représenté dans la partie sud-ouest par la dépression bordière intracratonique riftogène de Niandan - Kiniero et dans la partie nord-est par le bassin de sédimentation de Siguiri. Ce dernier est limité au sud et à l'est par des intrusions granitoïdes du protérozoïque précoce. Au nord, ses structures se prolongent sur le territoire de la République du Mali où elles sont reconnues jusqu'à l'escarpement de Tambaoura, composé de dépôts de plateforme.

Les domaines de développement des dépôts de la série Birrimienne sont concentrés dans le sud-est du pays (Dinguiraye, Siguiri, Sirakoro, Faraba, Kankan, Falama). De petites zones de dépôts identiques ont été également cartographiées dans les régions limitrophes au Sénégal et au Mali (Kéniéba).

Dans les régions énumérées, les dépôts de la série Birrimienne forment un complexe compliqué de roches sédimentaires, volcano-terrigenes et volcaniques ayant subi pendant leur développement plusieurs phases de plissement, de métamorphisme dynamothermal et de dislocation, ainsi que de métamorphisme de contact suscité par diverses intrusions. Les régions se caractérisent, en général, par un mauvais niveau d'affleurement, dû au relief tabulaire (à l'exception de la chaîne de Niandan et du pays montagneux de Kiniero) et à un vaste développement d'épaisses croûtes d'altération.

Suivant les conditions de sédimentation, les particularités du régime tectonique et les observations sur leur mise en place, les domaines Birrimiens sont divisés en deux zones structuro-formationnelles, qui coïncident spatialement avec la dépression suscitée de Niandan - Kiniero et le bassin de Siguiri.

II.1.2.2 Structures d'activation panafricaine (Riphéen supérieur - Cambrien (R₃ -C))

Le terme « Panafricain » a été introduit dans la littérature géologique par (Kenedi, 1954) pour désigner les événements thermotectoniques ayant eu lieu dans certaines régions de l'Afrique de l'Ouest durant une période de 600 millions d'années environ. Plus tard, ce terme a été largement utilisé par divers géologues pour désigner la période de l'activation et du développement des domaines plissés se trouvant à la périphérie de la synclise de Taoudeni et de la dépression de Tougué. A l'est, c'est la zone de Gourma, la dépression de Volta (Haute-Volta, Ghana) et la

zone d'Atakor (Ghana, Togo, Bénin). A l'Ouest, c'est la ceinture plissée Mauritano-Sénégalienne et son prolongement Sud le fossé de Bassari - Rokel. Ce dernier, dans sa partie centrale située sur le territoire guinéen, est recouvert par les dépôts de la couverture de plate-forme (Ordovicien) qui divisent sa structure unique en partie sud le fossé de Rokel et la partie nord le fossé de Bassari.

II.2 Aperçu général sur la Géologie du Libéria

Le territoire Libérien se trouve au cœur de la dorsale de Man. Environ 90% du territoire est sous-jacent par la plupart des roches cristallines du Précambrien qui font partie du bouclier Guinéen du craton Ouest Africain. Les roches cristallines du précambrien sont essentiellement divisées en 3 complexes :

- ❖ un ancien complexe de socle ;
- ❖ un complexe metavolcano-sédimentaire de couverture supracrustale ;
- ❖ un jeune complexe intrusif.

Le plus ancien socle cristallin est constitué de roches granitiques foliées et non foliées, migmatites, granulites, schistes, amphibolites et metadiabases, tandis que la série (sus-jacent) du complexe metavolcano-sédimentaire est composée des schistes, amphibolites, quartzites, ultramafiques et de formations de Fer et/ou de manganèse. Le plus jeune socle ou le complexe intrusif est composé essentiellement de granites, granodiorites, charnockites, diorites, et de pegmatites.

Les roches phanérozoïques au Libéria incluent des dykes de dolérite d'âge Jurassique à tendance nord-ouest, des pierres paléozoïques, crétacées mineures et des dépôts quaternaires non consolidés constituent les 10% territoire Libérien.

II.2.1 Provinces d'âge précambrien

Le Libéria est subdivisé en trois provinces d'âges différents. L'occurrence d'un type de roche n'est pas confinée à une province d'âge particulier, mais peut être prédominant dans l'une et rares dans une autre. La détermination de l'âge des différents minéraux et roches dans l'ensemble (Rb-Sr et K-Ar) au Libéria et dans les pays voisins indique une gamme de 3450 à 429 Ma (Hurley, 1971 ; Hedge et *al*, 1975). Selon la répartition des âges, les roches du socle du Libéria ont été divisées en trois provinces d'âges, résultant en trois épisodes de l'orogénèse (figure II-2). La plus ancienne est l'orogénèse de la province d'âge Libérien environ 2,7 Ga, suivie par la province d'âge Eburnéen environ 2 Ga et la plus jeune la province d'âge Panafricain environ 0,5 Ga.

II.2.1.1 La province d'âge Libérien (2,7 Ga)

La province d'âge Libérien occupe deux tiers du Nord-Est à l'intérieur du pays. Cette Province est dominée par des roches granitiques qui sont pour la plupart gneissiques avec des granites massifs au Nord. Les ceintures des roches metavolcano-sédimentaires dispersées, qui incluent les formations de fer, se trouvent aussi dans cette province. Ces roches feuilletées, ses caractéristiques structurelles et tectoniques dans cette province ont une tendance nord-est. Le degré de métamorphisme de la plupart des roches est de faciès d'amphibolite avec une dominance du faciès de schiste vert dans les ceintures de schistes. Les assemblages des

minéraux dans les roches métavolcano-sédimentaires feuilletées indiquent relativement une série de faciès métamorphique de basse pression et de haute température. Ces roches métavolcano-sédimentaires sont recoupées par des pegmatites dans le cas où le métamorphisme est de haut degré (Hurley, 1971).

II.2.1.2 La province d'âge Eburnéen (2 Ga)

Cette province couvre environ un tiers du Liberia et continue en Côte d'Ivoire où elle a été reconnue pour la première fois. La province d'âge Eburnéen est sous-jacente essentiellement par des gneiss granodioritiques et des migmatites plissées (isoclinaux). Des formations de Fers, de Manganèses et des amphibolites sont toujours présentes, il existe aussi des intrusions de granodioritiques et des pegmatitiques non déformées dans cette province (Figure II-2). La tendance des anomalies magnétiques à ondes courtes confirme le fait que la direction de foliation, de structure du gneiss et de la migmatite courbe de nord-est à nord nord-est (Wotorson & Behrendt, 1974). Les couches plongent vers Sud-Est à 40-70°.

II.2.1.3 La Province d'âge Panafricaine environ 0,5 Ga

Les roches de l'âge panafricain sont à l'origine d'une zone allongée et délimitée dans une grande partie du littoral du Libéria et se poursuit vers la Sierra Léon et la Guinée, elle est allongée suivant une direction NNW-SSE sur plus de 300 km. Elles sont formées des méta-ignées, métasédimentaires et mafiques, contenant des corps granitiques et des intrusions noritiques subordonnées.

Plusieurs phases de déformation sont présentes dans les roches précambriennes. La tendance structurelle des roches dans les provinces Libérien et Eburnéen sont principalement nord-est, alors que celle de la province Panafricaine est principalement nord-ouest. Un certain nombre de faiblesses majeures dans le nord-est de l'est du Libéria sont des extensions de structures régionales qui s'étendent vers la Côte d'Ivoire et incluent les zones de cisaillement. La zone de cisaillement de la rivière Lofa dans le nord-ouest du Libéria tend également vers le nord-est. La zone de cisaillement Todi de tendance nord-ouest marque la limite de la province Panafricaine et comprend une série de failles sud-ouest associées à des zones intenses de mylonite.

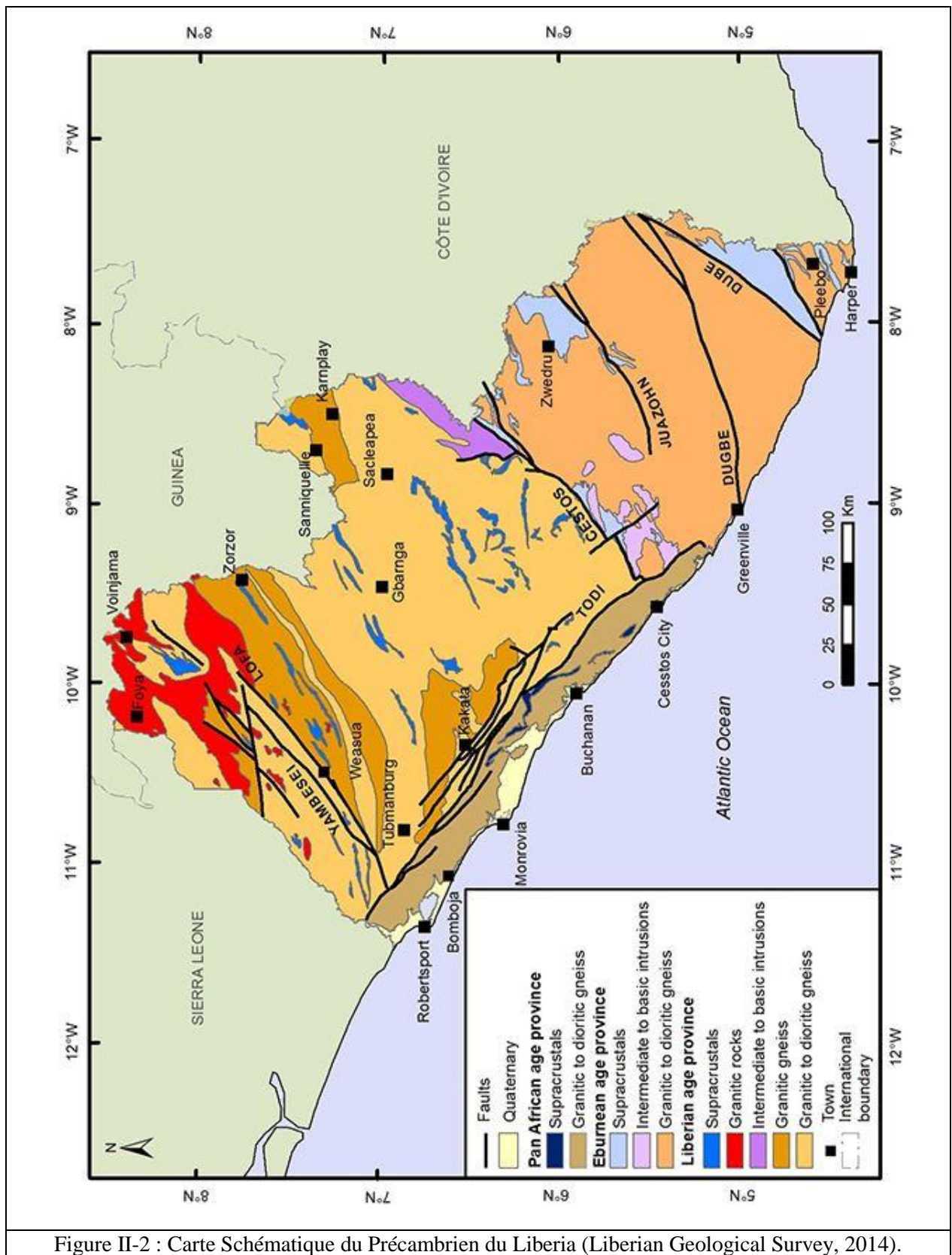


Figure II-2 : Carte Schématique du Précambrien du Liberia (Liberian Geological Survey, 2014).

II.2.2 Les structures précambriennes

II.2.2.1 Foliation et Schistosité

La direction de la foliation et la schistosité dans la province d'âge Libérien est nord-est, et dans la province d'âge Eburnéen, elle est d'est-nord-est, alors que la Province d'âge Panafricain a une tendance vers nord-ouest (figure II-2). Les caractéristiques planaires incluant la foliation et la schistosité ont généralement un plongement important. Cependant des légers plongements sont également reconnus, notamment dans la région de Salala (Province de Bong). Le parallélisme des caractéristiques planaires sur des zones étendues indiquent une uniformité de la déformation régionale. Quant aux caractéristiques linéaires, elles incluent les orientations des minéraux (minéraux prismatiques), et les plis microscopiques. Certaines roches ont deux ou plusieurs linéations qui plongent légèrement avec des orientations différentes, indiquant plusieurs déformations.

II.2.2.2 Plissement

Il existe essentiellement quatre phases de plissements reconnues dans le complexe Précambrien du Libéria (Force, 1981). Ils s'étendent des plis isoclinaux serrés à des plis antiformaux et des synformaux ouverts largement. Les plis isoclinaux montrent un modèle distinct d'alternance de grandes et petites couches magnétiques fortes et faibles. Les deux plus anciens plis (F1 et F2 en figure II-3) se sont formés premièrement dans le socle gneissique et puis dans la série sus-jacente du complexe métavolcano-sédimentaire. Ces plis anciens ont été replissés plus tard par les deux jeunes plis (F3 et F4 en figure II-3) qui ont produit des modèles de « Dôme et Bassin » de la formation de Fer à l'ouest de la chaîne de Nimba (Figure II-3). La tendance du pli F4 est en parallèle avec la déformation Panafricaine.

II.2.2.3 Failles et Cisaillements

Les activités thermotectoniques d'âges Libérien et Eburnéen ont causé une faille majeure de direction nord nord-est. Cette faille majeure est parallèle avec les autres caractéristiques structurales. Alors que, l'évènement de l'âges Panafricain a causé des failles et des cisaillements de direction nord-ouest. Les principaux endroits que les failles et les cisaillements ont beaucoup affectés incluent les régions des rivières de Dude, de Cestos, et de John. La majorité de failles principales suit les mêmes cours de certaines rivières. Par exemple la rivière de Lofa et les failles de Morro-Gbewa. Les cisaillements modérés et intenses, en parallèles avec la tendance régionale, sont sous-jacents à de grandes surfaces. Il existe certaines zones qui produisent des réseaux de failles. Due à ces déformations, les textures des roches des régions concernées sont irrégulières. Le cisaillement a abouti à produire des gneiss œillés avec des feldspaths porphyroblastiques mesurant de 2 à 10 cm en longueur à certains endroits (LGS, 1983). Ces porphyroblastes (surtout microcline) peuvent ne pas couper à travers la foliation, mais ils déforment les couches de minéraux voisins et montrent aussi les effets de rotation mécanique et abrasifs.

Il existe deux principales failles chevauchantes au nord du Libéria. Ces failles plongent vers l'est et elles sont remarquées par des épaisses zones mylonitiques. Les failles de direction nord-ouest et ouest sud-ouest recoupent des failles de tendance vers nord-est avec des mouvements

latéraux de 5 km qui sont évidents dans quelques endroits. Les failles sont généralement remarquées par des changements linéaires magnétiques et radiométriques dans les contours (LGS, 1983).

II.2.2.4 Joints

Les roches précambriennes du Libéria sont caractérisées essentiellement par trois systèmes de joints avec leurs directions et pendages suivants :

- ❖ Direction 165°, plonge à 60° vers E ;
- ❖ Direction 35°, et plonge à 75° vers N ;
- ❖ Direction 225°, et plonge à 15° vers SE.

Ces différents joints varient de petites fractures étroitement espacées qui permettent de fracturer des roches en blocs rectangulaires à de grands joints très espacés dont certains d'entre eux servent de cheminées à certains ruisseaux. Les joints majeurs ont généralement une tendance vers le nord-ouest, dont certains ont été par la suite occupés par des dykes diabasiques.

II.2.2.5 Formations de fer

À l'exception de la chaîne de Putu (province de Grand Gedeh), tous les gisements de fer au Libéria sont situés dans la province d'âge Libérien (2700 Ma). Leur association avec le schiste, granite, et le gneiss du précambrien dans cette province et leurs tendances structurelles de NE-SW, suggère une relation spatio-temporelle.

Les dépôts de manganèse se trouvent souvent en tant que formations silicatées de manganèse du métamorphisme régional et plus tard en tant que des formations secondaires de l'enrichissement de la dernière qui sont essentiellement associés à l'hématite et autre oxyde de fer.

Les Itabirites de Nimba (formations de Fer) sont situées dans le quadrilatère de Sanniquellie au Nord-Est du Liberia. Elles sont associées essentiellement aux schistes et aux gneiss (résultant de la feldspathisation de roches mères).

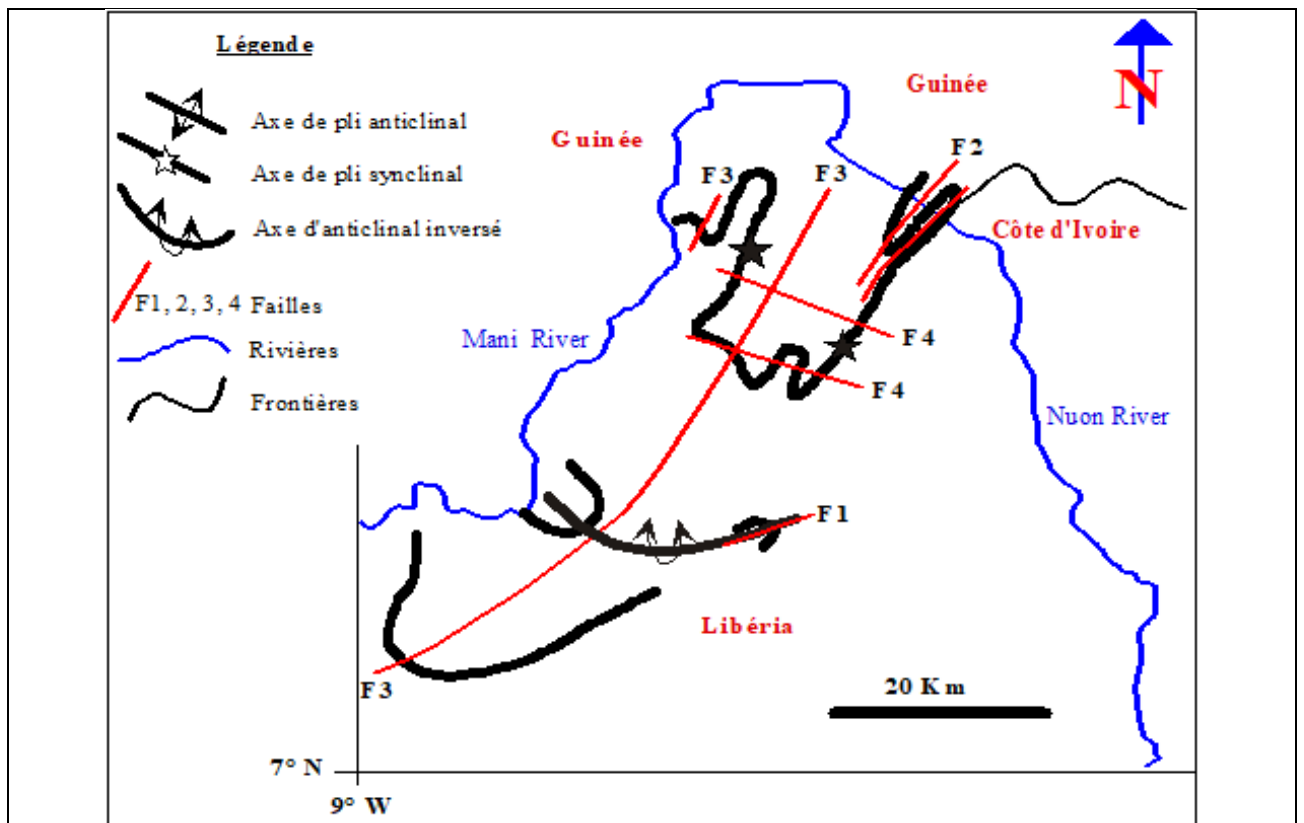


Figure II-3 : Distribution de principaux plissements dans la région de Nimba (Quadrilatère de Sanniquellie). Les plissements de F1 et F2 sont probablement plus anciens que les F3 et F4 (Liberian Geological Survey, 1983).

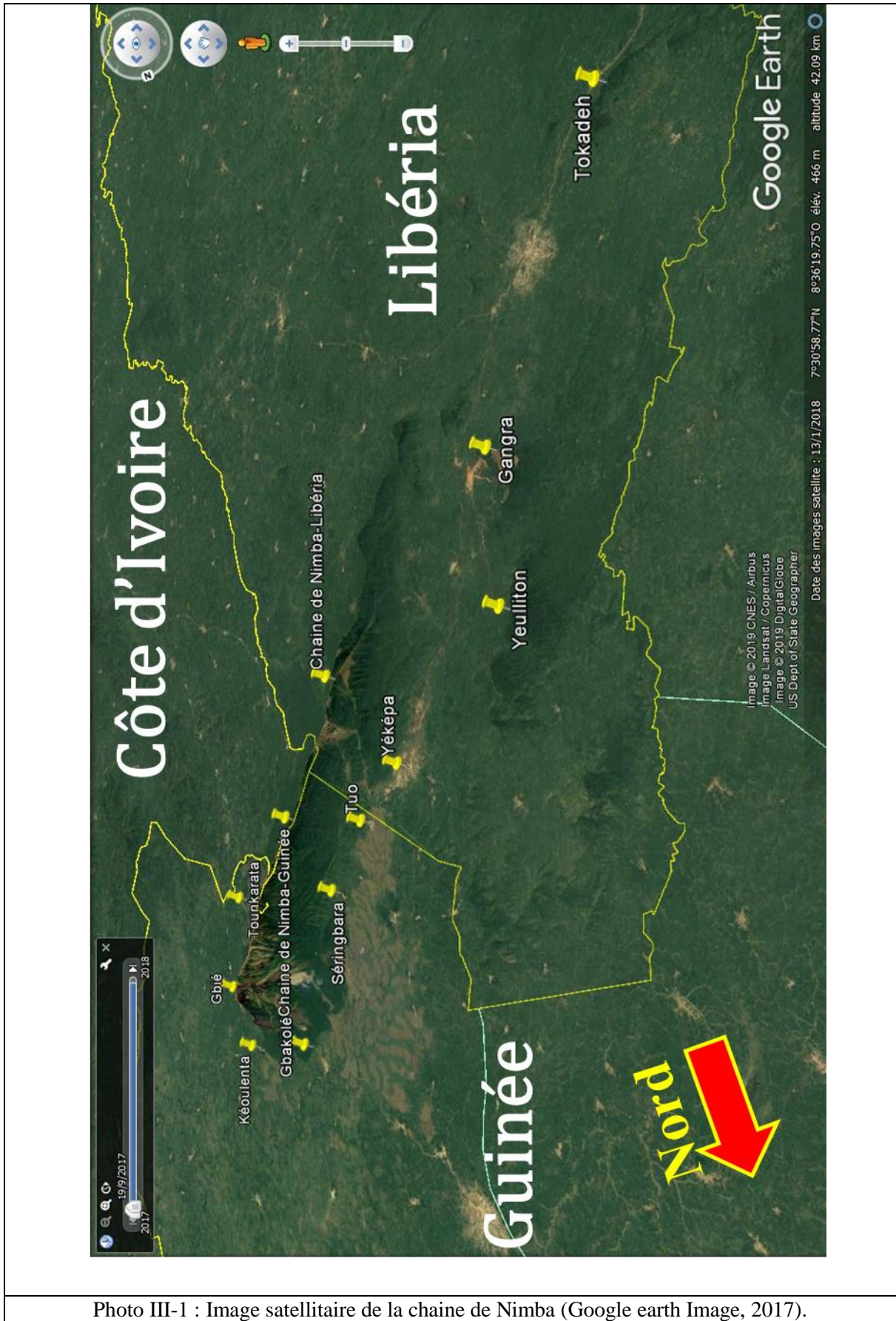
Chapitre III. Géologie de la Région de Nimba

III.1 Présentation géographique

La chaîne de Nimba et son extension Ouest sont situées dans la région de Nimba aux confins de la république de Guinée, du Libéria, et la Côte d'Ivoire. En Guinée, elle est située au sud-est, environs à 887 km dans la sous-préfecture de Bossou et 909 Km dans la sous-préfecture de N'Zoo (préfecture de Lola, Région Forestière) de la capitale Conakry (côte Atlantique). Au Libéria, cette région se trouve au nord-est, dans la province de Sanniquellie (région de Nimba) à 360 km au NE de la Capitale Monrovia et à 270 km au NNE du Port de la ville de Buchanan (Province de Grand Bassa) et à l'ouest de la Côte d'Ivoire à Gbapleu-Dix-huit montagnes (région de Man), à 645 Km d'Abidjan la capitale Ivoirienne (côte Atlantique) (figure. III-1). La chaîne de Nimba constitue un des plus hauts ensembles montagneux d'Afrique occidentale (1752 m au mont Richard-Molard). Elle s'élève brusquement au-dessus de la plaine (cote altitudinale : 510 m) par plus de 1 200 m d'altitude relative. Elle forme une longue arête qui s'étire selon une direction SW-NE sur une soixantaine de kilomètres, dont plus de la moitié est située en territoire guinéen. Sa plus grande largeur, que l'on mesure transversalement au niveau du village de Zougépo, est de 12 km (Photo. III-1).



Figure III-1 : Position géographique de la région de Nimba aux confins de la République de Guinée, du Libéria, et de la Côte d'Ivoire (ce travail).



III.1.1 Le relief

Les nombreux ravins aux parois très raides qui entaillent les flancs de la chaîne sur plusieurs centaines de mètres, s'opposent de façon surprenante avec la forme généralement douce du relief des crêtes. Ce dernier montre seulement quelques pointements aigus dans la région des Dents et des Grands Rochers. Au nord de cette région, du mont Sempéré (cote 1670 m) au mont Pierre Richaud (cote 1 629 m), le relief est caractérisé par une série de croupes au sommet arrondi qui se raccordent les unes aux autres par de vastes cols. En direction du sud, au-delà du mont Richard-Molard jusqu'à la frontière du Libéria, les crêtes couvertes par la forêt dense se révèlent aussi très monotones et mollement ondulées. Les rares plates-formes subhorizontales situées au sommet de la chaîne (niveau 1600 m) se rencontrent dans la zone des gisements de fer. Au pied de la chaîne, la plaine parsemée de vastes étendues cuirassées, se caractérise par une grande platitude. Cette dernière est seulement rompue en quelques endroits par des collines résiduelles peu élevées et des excavations plus ou moins profondes qui forment le lit de certains cours d'eaux.

Cette région formée de chaîne de Nimba et son extension ouest (collines de Tokadeh-Gangra-Yuelliton) couvrant un large secteur d'approximativement 375 Km². Les principaux aspects topographiques de la région sont les chaînes de montagnes de Nimba et collines Tokadeh-Gangra-Yuelliton qui entourent la grande vallée centrale de 10 km de largeur (figure. III.7). La vallée centrale avec une altitude principale de 450 à 500 m.

III.1.2 Le climat

La chaîne du Nimba et son extension Ouest (région de Nimba) constituent le lieu de convergence des trois grandes zones climatiques : la zone du climat équatorial guinéen, la zone du climat subguinéen et la zone du climat tropical sub-soudanien. Son climat est directement placé sous l'influence des 2 grands vents africains : la mousson, vent humide orienté SW-NE, qui souffle du mois de Mai au 8 Septembre pendant la saison des pluies, et l'harmattan vent sec venant de l'intérieur du continent selon une direction E-W ou NE-SW, qui souffle de Novembre-Décembre à Février au cours de la saison sèche. L'altitude, l'exposition, la forme locale du relief jouent un rôle prépondérant sur les conditions climatiques d'un lieu particulier de la chaîne. Sur les crêtes, les températures sont généralement plus basses, les écarts de température plus faibles et l'humidité atmosphérique plus grande que dans la plaine. Le total pluviométrique annuel varie selon le lieu de 1700 à 2100 mm. Aux pluies de mousson s'ajoutent des pluies de tornades engendrées par des lignes de grain venant de l'est et du nord-est, dont la grande violence a pour conséquence le lessivage des formations superficielles et des sols. En saison sèche, l'harmattan peut atteindre des vitesses considérables au sommet de la chaîne avec un important pouvoir desséchant.

III.1.3 L'hydrographie

La région de Nimba est drainée par un imposant chevelu hydrographique, très régulièrement distribué. Au sud-ouest par le Ya qui coule en direction du Libéria ; au nord, par le Diougou ou Cavally qui forme la frontière Libéro-Ivoirienne, et les torrents qu'il collecte ; au sud, par le Nion (ou Tiopleu) et les rivières qui l'alimentent. Toutes ces rivières qui sont permanentes, prennent leurs sources à une altitude de 1300 m au nord-est de la région (base des gisements de

fer). Le trop-plein de la mare d'hivernage constitue, en saison pluvieuse, la plus haute source du fleuve ivoirien Cavally.

III.2 Études géologiques de la chaîne de Nimba et son extension Ouest (région de Nimba)

Les études géologiques ont été réalisées en Guinée, dans la chaîne de Nimba à l'Est (district de Nion, Séringbara, Gbié et Tounkarata, figure III-2), et au Libéria dans son extension Ouest (district de Yéképa, figure III-7).

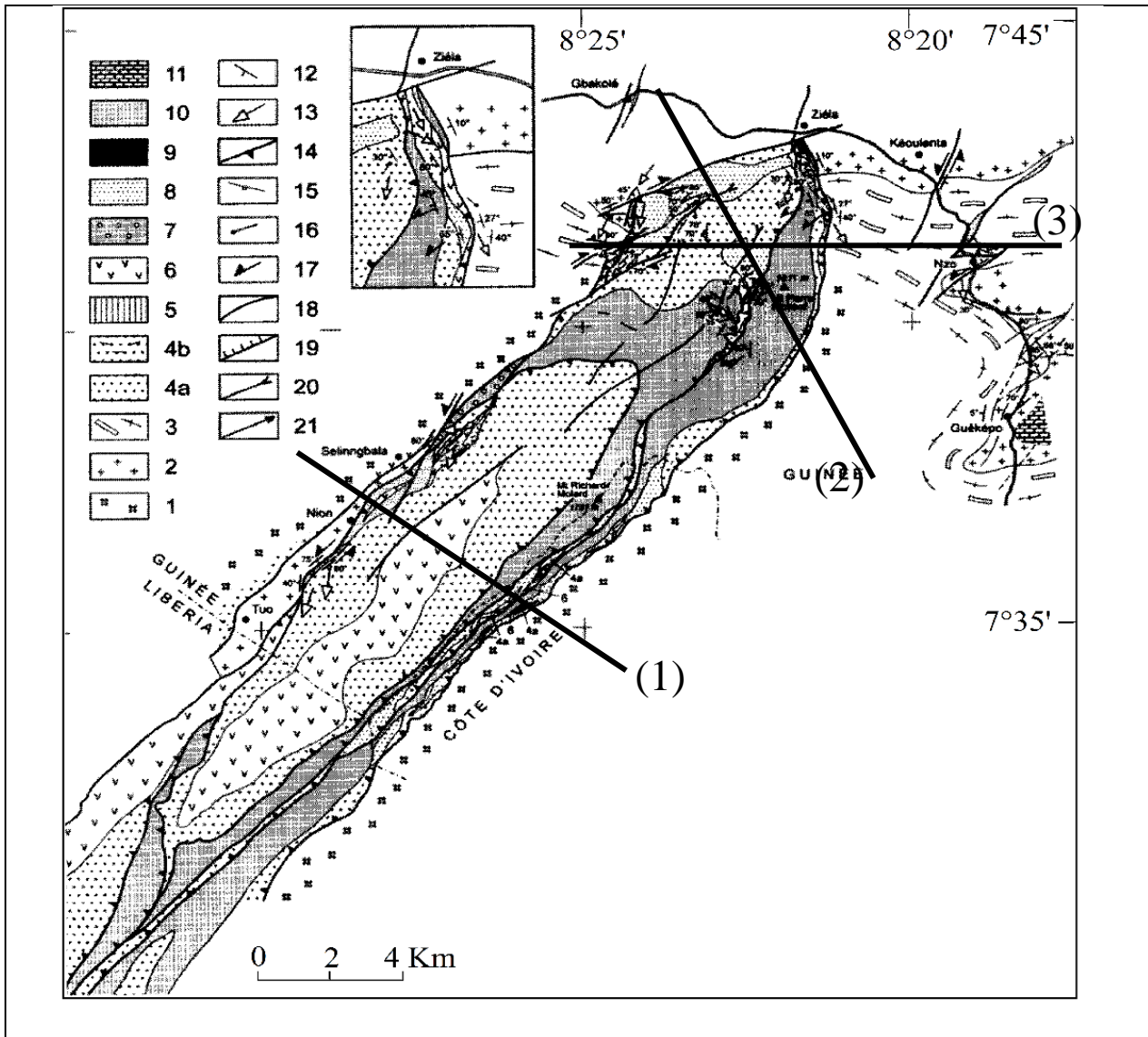


Figure III-2: Carte géologique de la région de Nimba (Billa et *al*, 1999). Unité plutonique archéen (2786 Ma, U/Pb ; Guerrot, 1998) : (1) indifférenciée, (2) granite à biotite, (3) granite porphyroïde à biotite-amphibole. Unité volcano-sédimentaire : (4) sédiments fins métamorphisés dans les conditions du faciès schistes verts (a) ou amphibolite (micaschistes) (b), (5) carbonates impurs (Ca, Mn), (6) metabasites (amphibolites), (7) conglomérats, (8) quartzites purs (âge dépôt < 2 615 Ma U/Pb ; Guerrot, 1996), (9) quartzites à grenat et 'diopsidite', (10) quartzites rubanés ferrugineux, (11) carbonates impurs grès et carbonatés (gneiss à silicates calcique). Déformation D1 (12) foliation composite S0-S1, (13) direction et sens de cisaillement direction syn-D1 (la flèche indique le mouvement du compartiment supérieur), (14) chevauchement. Déformation D2 : (15) S2 schistosité de crénulation, (16) axe de micropli P2 et linéation d'intersection S1/S2, (17) direction et sens de cisaillement, (18) décrochement, (19) faille normale, (20) synforme, (21) antiforme.

III.2.1 Districts de Nion, Séringbara, Gbié et Tounkarata (Région Nimba, Guinée)

La région de Nimba est représentée par les roches cristallines et métamorphiques qui forment en quelque sorte le tissu conjonctif de la dorsale guinéenne. Le piedmont d'où surgit la montagne apparaît, entre 400 et 500 m, constitué pour l'essentiel de granites, dans la mesure où les chapes de cuirasses ferrugineuses, qui recouvrent ce piedmont, permettent d'observer les roches sous-jacentes. A l'ouest, ces granites semblent disparaître à quelques kilomètres avant les premières pentes du système montagneux ; à l'est, ils s'approchent bien plus près des grands versants qui les dominent parfois presque directement, comme vers le sud. Ce sont pour la plupart des granites calco-alcalins. Dans cette région, dont les roches suggèrent une activité tectonique importante, se rencontrent aussi quelques migmatites associées à la série granitique.

Plus près de la chaîne, des gneiss se substituent aux granites, surtout à l'ouest où ils empiètent même parfois sur ses premières pentes jusque vers 650 à 700 m. Ils ne forment guère, toutefois, qu'un étroit liséré qui dépasse rarement quelques centaines de mètres de large ; à l'est, ils sont encore plus discrets, cédant la place à de nombreuses passées d'amphibolites qui, elles aussi, se trouvent à des altitudes légèrement supérieures à celles du reste de la formation.

Beaucoup de ces gneiss, calco-alcalins et à biotite moins lités, le long de la base du chaînon, au sud-ouest, sont des orthogneiss dérivant d'un matériau granitique. La texture des orthogneiss comme celle des amphibolites d'aspect migmatitique traduit, dans les lits de minéraux qui donnent à la roche une allure plus ou moins rubanée, une orientation conforme à celle de la chaîne. Ces formations de roches représentent le socle antécambrien et une partie de sa couverture métamorphisée, à laquelle appartient le Nimba.

Les roches dont sont formées cette chaîne, qui semble une gigantesque écharde de plus de 1000 m de hauteur fichée sur ce socle, appartenant à la série des « schistes et quartzites redressés » du précambrien africain (Hubert, 1917, 1919). Elles sont définies comme un « faciès de schistes verts » dans le métamorphisme qui a affecté la couverture du socle archéen. Ce sont des roches qui dans l'ensemble témoignent d'un métamorphisme de faible intensité, moindre, évidemment, que celui des gneiss et des migmatites. Au Nimba, elles règnent en maître au-dessus de 700 m, altitude à partir de laquelle on ne rencontre plus aucune roche cristalline.

Les plus spécifiques et les plus spectaculaires des roches de cette chaîne sont les itabirites, quartzites à minéral de fer qui sous-tendent la ligne de faite et arment les principaux sommets jusqu'à plus de 1 700 m d'altitude (Photos. III-.2 et III-3). Ce ne sont cependant pas elles que l'on rencontre les premières au contact des formations cristallines du piedmont. A l'est comme à l'ouest, l'entrée dans la série des roches qui constituent la chaîne s'effectue par des faciès schisteux et quartzitiques, divers mais exempts des minéraux ferrugineux qui caractérisent les itabirites.



Photo III-2 : Vue panoramique des itabirites du sommet Nord de la chaîne de Nimba en Guinée (altitude = 1650 m, GPS : 7° 41'9.64" N ; -8°21'29.106" W).



Photo III-3 : Itabirites au sommet Sud de la chaîne de Nimba au Libéria (altitude = 1300 m, GPS : 7° 32' 16.728" N ; -8°29' 37.564799" W).

Au-delà de cette frange se retrouvent, en venant de l'est comme de l'ouest, les mêmes types de roches se succédant l'un l'autre selon de longues bandes orientées de sud-ouest en nord-est, jusqu'à la proue septentrionale, bien plus complexe. Toutes les couches rocheuses qui dessinent ces bandes sont très fortement inclinées. Au-delà de ces caractères communs existe une très grande dissemblance entre la partie orientale et la partie occidentale de la chaîne : le sens de l'inclinaison des couches.

La partie orientale plonge vers l'ouest, tandis que celles de la partie occidentale plongent vers l'est. Ce premier caractère distingue donc deux grands éléments se répandant face à face, dans la structure du Nimba. Or ces deux éléments sont, eux aussi, extrêmement dissemblables en ce qui concerne l'importance des couches constitutives. La partie orientale est approximativement six fois plus large que celle de l'ouest, les couches qui la constituent sont plus nombreuses et plus épaisses, celles d'itabirites surtout.

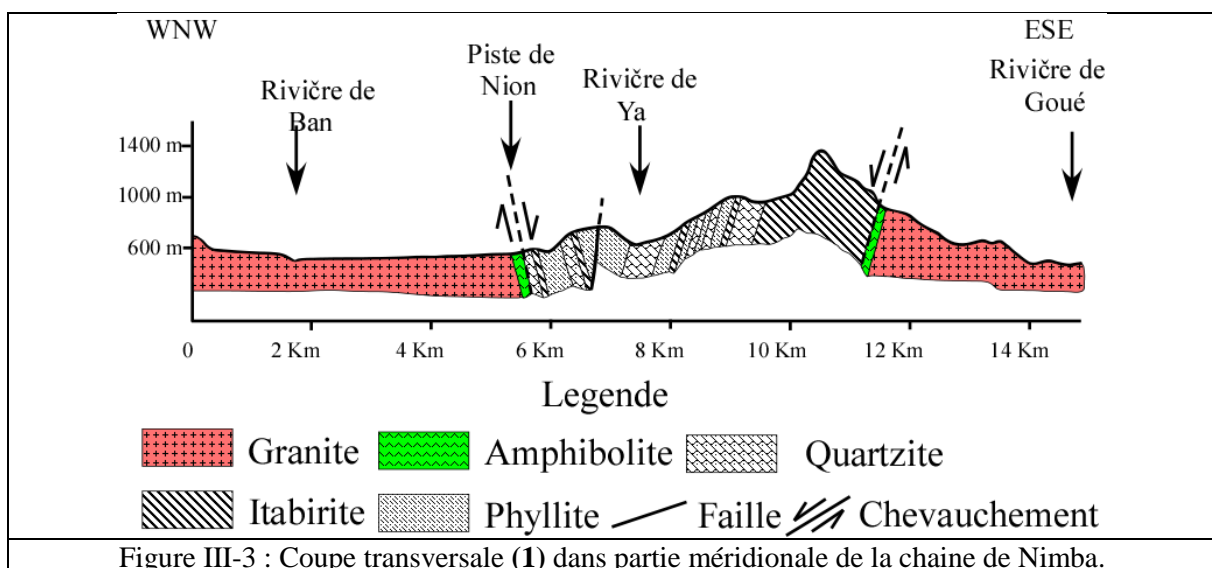
La moitié sud, près de la frontière libérienne, plus simple, permet de suivre la succession des séries, complètement perturbée dans le nord (figure III-4). Après les granites et les amphibolites du piedmont oriental, la base de la chaîne est établie dans des bancs de quartzites plus ou moins micacés et de micaschistes. Puis viennent les bancs d'itabirite qui déterminent l'apparition d'un véritable mur, avec un versant abrupt. Plongeant vers le nord-ouest, sous un angle de 70°, ils se

poursuivent sur une épaisseur globale de près de 1 000 m et correspondent à l'arête sommitale de la chaîne.

Les itabirites de cette bande majeure se présentent comme un quartzite extrêmement dur, fait de lits très fins et clairs de quartz et de lits gris à bleuâtre de cristaux de fer plus ou moins oxydé : magnétite, oligiste et hématite.

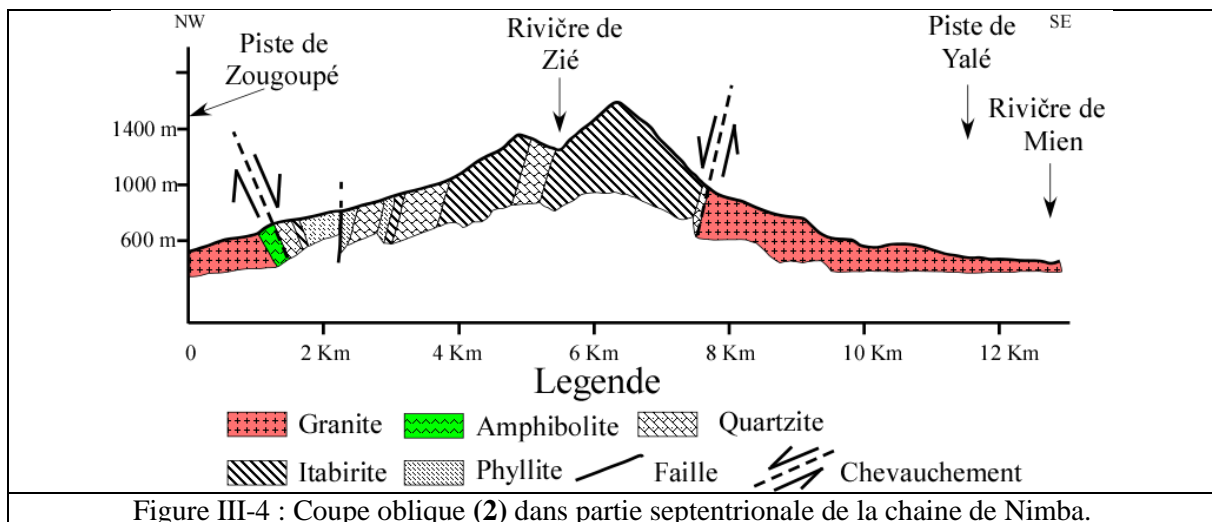
En contrebas, les reliefs qui s'abaissent progressivement vers une longue vallée intérieure sont développés sur une succession de bancs d'itabirite bien moins épais de quelques mètres à quelques centaines de mètres de bancs de quartzites blancs, micacés ou non, de bandes parfois larges de schistes à amphibole et d'amphibolites ; la série se termine par d'assez importantes passées de micaschistes au niveau de la vallée intérieure. Cette deuxième partie de la série stratigraphique, qui se développe sur une épaisseur à peu près double de celle de la première, est donc à dominante phylliteuse : c'est sur elle surtout que repose la définition du faciès de « schistes verts ». Au demeurant, l'inclinaison de ses couches, bien lisible dans les bancs rigides d'itabirite, reste en direction du nord-ouest, autour d'un angle de 70 °.

En abordant la chaîne par l'ouest, on ne rencontre que des reliefs plus modestes - ne dépassant guère les 800 m. Le début de la série, dont les couches plongent désormais à plus de 80 ° vers le sud-est, est semblable à celui de l'ensemble oriental : quartzites plus ou moins micacés et micaschistes. Ensuite, en s'élevant au flanc du pédoncule, on recoupe rapidement un banc d'itabirite qui, bien que plus mince et moins résistant que ceux de l'est, n'en détermine pas moins l'essentiel des points hauts de ce chaînon latéral. Suit un complexe où alternent des passées quartzito-schisteuses, schisteuses et sériciteuses, schisteuses et amphibolitiques : on retrouve donc ici, dans le sommet de la série stratigraphique, la même dominante phylliteuse que dans celui du panneau oriental, mais avec un développement considérablement moins important.



Il est remarquable que la ligne d'affrontement de l'un et l'autre partie, soit soulignée du sud au nord du système montagneux par des venues de roches basiques, des amphibolites très mélanocrates.

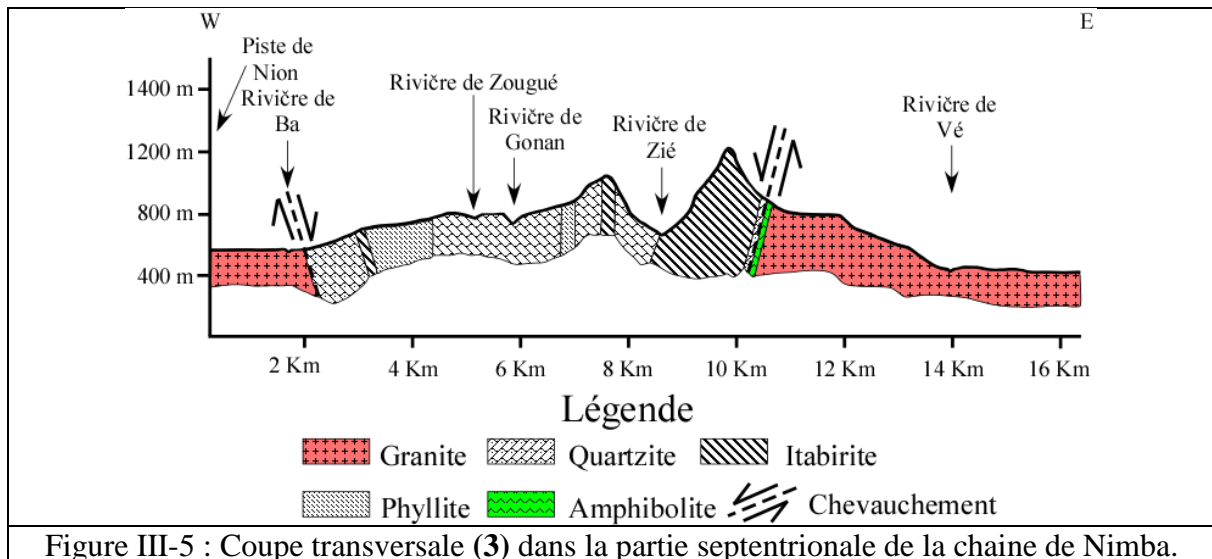
Au-delà du mont Richard-Molard, le sommet culminant de la chaîne, celle-ci perd en simplicité structurale, d'une manière de plus en plus accusée vers le nord. Le trait le plus remarquable est l'élargissement important de la zone à itabirites de la série orientale : son emprise double en largeur, et même davantage, jusqu'au niveau de l'éventaillement par lequel se termine la chaîne Nimba, au nord. Au-delà, vers l'ouest, le sommet de la série est comparable à ce qu'il en était plus au sud ; quelques bancs d'itabirite apparaissent dans un contexte phylliteux fait de schistes métamorphiques divers, de quartzites sans minerai, micacés ou sériciteux, et d'amphibolites. Le tout se termine sur une venue gabbroïque comparable aux alignements basiques du sud, avant le passage aux termes de la série occidentale (figure. III-5). Celle-ci est aussi exiguë que dans sa partie méridionale, composée des mêmes éléments itabiriques et phylliteux, dans le même ordre et avec à peu près les mêmes épaisseurs.



Si les rapports entre données lithologiques et reliefs restent aussi évidents, la disposition d'ensemble de l'extrémité septentrionale échappe au modèle simple qui régit le reste de la chaîne. On a l'impression d'une sorte d'éventaillement qui aurait affecté à la fois l'organisation des éléments du relief et le canevas structural. Les premiers reliefs divergent en effet comme en un éventail entre une proue qui prolonge la ligne de faîte, s'incurvant vers le nord, et un diverticule tout à fait aberrant qui s'oriente plein ouest et se termine par l'important sommet du mont Leclerc, pratiquement aussi élevé que la crête axiale mais déjeté de quelques quatre kilomètres. Dans l'intervalle entre ces deux lignes de force, des éperons vont mourir au nord-est sur le piedmont, individualisés par les profondes incisions de torrents.

La proue de la zone axiale et le mont Leclerc sont armés par des masses importantes d'itabirites qui paraissent appartenir à la série orientale, d'après leur plongement de l'ordre de 70° vers l'ouest. Dans la région de l'éventaillement intermédiaire, n'existent plus que des sortes d'esquilles de ce type de roche, des bancs étroits de quartzite à minerai, épars et orientés de manière presque aléatoire, mais toujours soulignés par quelque ressaut dans la topographie.

L'essentiel, dans cette terminaison de la montagne vers le nord, semble revenir aux formations phylliteuses, quartzites micacés, schistes et micaschistes sériciteux, qui se comportent comme un tissu interstitiel entre les bancs d'itabirite (figure III-5). Des éléments de la série occidentale, authentifiés notamment par leurs très forts pendages vers l'est, sont, de même, épars depuis la retombée ouest du mont Leclerc jusque devant la proue de la crête principale, comme totalement disloqués les uns par rapport aux autres.



Outre le sens opposé des pendages, un indice précieux permet d'identifier la série en ses deux sous-ensembles, malgré cette complexification du motif : le contact avec les roches cristallines du piedmont s'effectue toujours, à l'est comme à l'ouest et au nord, par les couches de quartzites non ferrugineux, souvent tectonisés, et les couches de schistes qui, depuis le sud, constituent les premiers termes de la base de la série dans l'un et l'autre de ses sous-ensembles.

La brusque disparition de tous les composants de la série lithographique du Nimba, à son extrémité septentrionale est l'une des grandes surprises que réserve cette montagne. Les itabirites de la couche majeure qui sous-tend la ligne de faite, autour des 1 600 m, se terminent entre 900 et 800 m d'altitude dans la retombée vers le nord du dernier sommet important, à 2 km seulement.

Au-delà, dans le prolongement de cette épine dorsale itabiritique, la descente jusqu'au niveau du piedmont, trois cents mètres plus bas, s'effectue sur des terrains essentiellement schisteux mais recouverts d'importants éboulis de quartzites à minerai. De même, au pied de la face nord du mont Leclerc taillée dans la masse des itabirites déjetées vers l'ouest, n'existent que des quartzites plus ou moins micacés, puis des gneiss, au-dessus de 500 m d'altitude.

Devant le mont des Génies, le plus remarquable éperon compris entre les deux branches extrêmes de l'éventail septentrional, les modestes quartzites à minerai qui arment une partie de ce relief sont remplacés par des quartzites blancs micacés puis des micaschistes. Ce dernier type de formation rocheuse qui, d'après ses pendages, semble appartenir au sous-ensemble

occidental, est le seul qui se poursuive quelque peu sur le piedmont septentrional, inséré pendant quelques kilomètres parmi les matériaux cristallins du socle.

En somme, tout se passe comme si ne demeuraient plus, sous la proue nord de la montagne, que les tout premiers termes appartenant à la base de la série. Ces quelques couches quartzito-schisteuses venues, les unes du sous-ensemble oriental, les autres du sous-ensemble occidental, paraissent se rapprocher et converger en ce lieu, alors que tout le reste, situé plus haut, a disparu comme, dans le domaine morphologique, ont disparu les hauts reliefs. La silhouette du Nimba, dominant la planéité des piedmonts, peut évoquer un gigantesque bateau ; la disposition structurale des roches qui le constituent suggère, en réponse, une aire synclinale se terminant ici en fond de bateau.

III.2.1.1 Morphologie de la chaîne de Nimba

La chaîne Nimba est un rift continental avec une dépression au centre faisant apparaître sa structure synclinale en forme de graben (figure. III-6). Un Rift continental est un fossé d'effondrement (graben) limité par des bords surélevés, avec une activité volcanique plus ou moins forte. Le Rift de Nimba a une étendue sur le territoire de la Guinée d'environ 60 km et une largeur maximale de 12 km et une direction nord-est à sud-ouest. La structure géotectonique du rift est similaire à celle du rift de Simandou. Il est limité par un système de failles inclinées, de type de chevauchement, ayant un pendage nord-ouest.

La forme en synclinal de la chaîne de Nimba, qui est compliquée par des failles transversales et longitudinales, est typique, à l'image de toutes les ceintures de roches vertes de l'Afrique de l'Ouest. Ce rift présente le schéma de base de la structure tectonique sous la forme d'une dépression monoclinale. En raison de la différence de compétence tectonique entre le soubassement cristallin et les formations supracrustales, ces dernières sont cisailées : le contact normal avec les roches sous-jacentes n'est observable qu'au sud de Nion, et seulement de façon partielle. La chaîne de Nimba est un synclinal avec un pendage des roches orienté en direction de la zone axiale et affectée sur ses flancs par un système de failles.

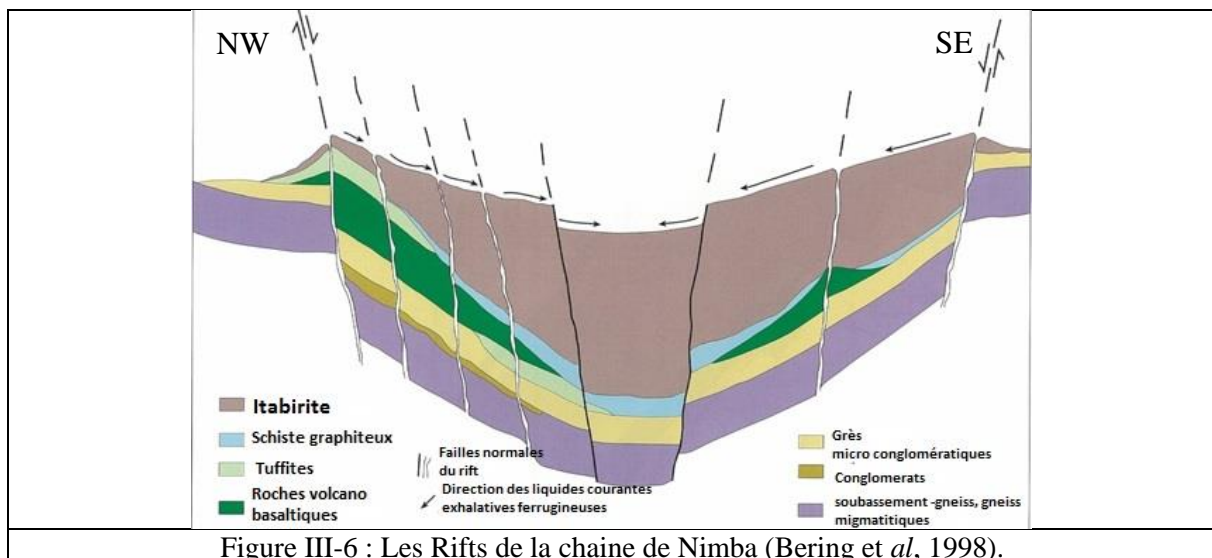


Figure III-6 : Les Rifts de la chaîne de Nimba (Bering et al, 1998).

III.2.2 District de Yéképa (région de Nimba, Libéria)

Dans le district de Yéképa, les formations géologiques de la région de Nimba ont été classées en deux séries (Figure. III-7) :

- ❖ la série de Yéképa occupe la large vallée centrale de la région, connue aussi sous le nom « Supergroupes » (Berge, 1968), elle est constituée essentiellement des gneiss et d'amphibolites ;
- ❖ la Série de Nimba s'oriente NE-SW et plonge légèrement vers le NW. Elle est constituée de :
 1. Schistes, phyllites et d'itabirites de la chaîne de Nimba ;
 2. Gneiss, schistes et de formation de fer de la chaîne de Tokadeh-Beeton-Gangra-Yuelliton et autres petites collines du NW de la région de Nimba.

La tendance régionale de la foliation des roches de la série de Yéképa est de NNW et SSE (Figure III-7). Mais la foliation des gneiss de Yéképa est en parallèle avec la schistosité et la lamination des roches de la série de Nimba. Il s'agit donc d'une discordance régionale dans laquelle la déformation des roches plus jeunes a été empilée sur les plus anciennes, dans les lieux du contact mutuel entre les deux séries (Berge, 1968). Cette discordance régionale est aussi observée dans la région de Simandou en Guinée (Obermuller & Roques, 1946), de plus de 100km au Nord.

De 250 à 450 m d'épaisseur, les itabirites de la région de Nimba sont constituées d'une formation de fer recristallisée, servant de point d'appui de toutes les chaînes de montagnes et les collines dans la région de Nimba. La majorité des dépôts de minerais de fer (Itabirite) de cette chaîne, du côté Libérien, sont constitués de formations litées de silicates carbonatées de fer, tandis que les itabirites de la chaîne de Tokadeh-Beeton-Gangra-Yuelliton sont constitués formations litées, composées d'oxyde de fer silicatée à gros grain portant parfois des carbonates.

Les chaînes de Nimba et de Tokadeh-Beeton-Gangra-Yuelliton font partie de la série de Nimba. Le rapprochement spatial et la composition minéralogie similaire nous ont permis de regrouper en une seule chaîne (Figure. III.7). Avec une formation d'oxyde de fer métamorphosée et laminée (bandes de cherts initiales ou de Jaspers, recristallisées en quartz granulaire, alternées avec des lits d'hématite, de magnétite ou de martite), les itabirites de la chaîne de Nimba montrent les mêmes caractéristiques que les itabirites du Brésil (Dorr & Barbosa, 1963).

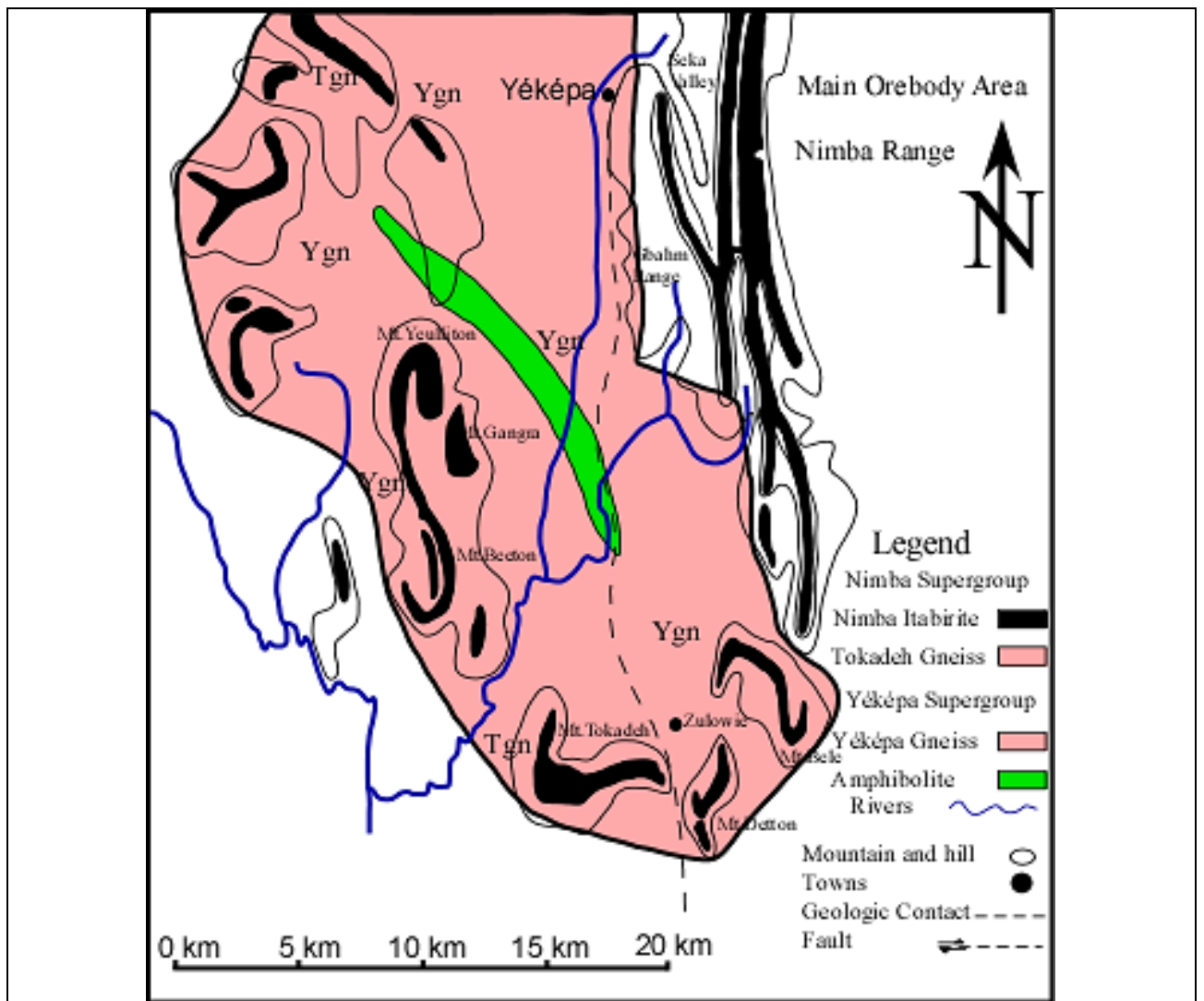


Figure III-7 : Carte géologique de l'extension Ouest de la Région de Nimba, (modifié d'après Berge, 1974).

III.2.2.1 Série de Yéképa

La tendance régionale des roches de la série de Yéképa, qui forment la large vallée entre les chaînes de Nimba et de Tokadeh-Beeton-Gangra-Yeulliton, est de nord-sud (figure. III-7). Dans la proximité du contact avec les roches de la série de Nimba, la structure dans la série de Yéképa devient concordante avec les roches de la série de Nimba. Les tendances tectoniques régionales des roches les plus récentes de la série de Nimba ont été déposées sur les roches de plus anciennes seulement aux alentours des contacts mutuels (séries de Nimba et de Yéképa).

Le gneiss de la série de Yéképa en contact avec les roches de la série de Nimba a aussi subi une intense déformation cataclastique. Ainsi ce contact est rarement observé. Il est assumé que les contacts entre les gneiss et les amphibolites de Yéképa sont en parallèles à la foliation de la formation. Les amphibolites sont considérées en tant que des sills ou des couches extrusives.

Les amphibolites, considérées en tant que sills ou couches extrusives, sont en alternance avec les gneiss partout dans la vallée centrale. Alors que les schistes lités à amphibole-quartz et les

variétés de grains fins et grossiers des schistes litées à amphiboles semblent être interstratifiées à travers la plupart de la formation de Fer. Les amphibolites de toutes les variétés sont limitées approximativement à 100 m du contact entre la formation de la Vallée de Seka et les phyllites de Mont Gbalm. Les schistes à magnésiens sont dispersés dans l'occurrence et ne sont pas limités à la formation de la Vallée de Seka, mais se trouvent aussi dans les phyllites de la chaîne de Gbalm (Berge, 1973).

III.2.2.2 Série de Nimba

Les roches de la série de Nimba dans les chaînes Nimba et de Gbalm peuvent être subdivisées en deux zones (inférieure et supérieure) basées sur une différence fondamentale dans la lithologie entre ces deux zones. Le métamorphisme a obscurci l'évidence de discordance érosionnelle. La zone inférieure est constituée de conglomérats à quartz et la principale formation volcanique de schiste amphibolitique de la Vallée de Séka. Quant à la zone supérieure, elle est constituée de formations métasédimentaires telles que la formation de la chaîne de Gbalm, les itabirites de Nimba et la formation de mont Alpha (Tableau III-1).

Les roches de la série de Nimba dans la chaîne de Tokadeh-Gangra-Yeulliton et les autres petites collines au Nord et Nord-Ouest, sont essentiellement les Gneiss de Tokadeh, les schistes et les itabirites de Nimba. Les itabirites de Nimba sont plus ou moins intercalées entre le Gneiss de Tokadeh et les schistes pelitiques métasédimentaires. Ces itabirites sont en équivalent stratigraphique avec l'autre formation de fer qui se trouve aussi intercalée entre les formations des monts Gbalm et d'Alpha de la chaîne de Nimba (Tableau III-1).

Les tendances topographiques sont en parallèles avec la direction des roches de la série de Nimba (figure. III-7), ainsi la formation a une direction de NE-SW sur les chaînes de Nimba et de Gbalm, alors que les directions varient largement sur la chaîne déformée de Tokadeh-Gangra-Yeulliton et sur les autres petites collines au Nord de la région de Nimba. Au sud et à l'ouest de la chaîne de Tokadeh-Beeton-Gangra-Yuelliton, les roches de la série de Nimba semblent être fortement déformées. Cette chaîne a subi un plissement important, bien orienté, dans la région de la Ex mine de Nimba. Cet effet de plissement et la tendance d'orientation ont été aussi validés pour les autres petites collines au nord-ouest de la région.

Le modèle de plissement dans le secteur de la chaîne de Nimba a été mis en évidence par Berge (1968) et était considéré comme des synclinaux subparallèles et sous-jacents de la chaîne de Nimba et de Gbalm. Les monts de Nimba et de Gbalm sont séparés par une structure anticlinale dans le secteur de la Vallée de Séka.

La structure entière semble se plonger vers le sud-ouest. Le synclinal étant sous-jacent à la chaîne de Nimba est isoclinal et renversé. Une faille de direction NNW semble croiser la chaîne de Nimba. Cette faille, le long de laquelle se déplacent le bloc d'ouest vers le sud et le bloc est vers le nord, est une structure majeure dans le secteur.

Les itabirites de Nimba intercalés entre la formation plus la récente de mont Alpha et la formation plus ancienne de mont Gbalm sont des formations ayant 250 à 450 m d'épaisseur

constituant la formation de fer recristallisée. Le mont Gbalm et le mont Alpha sont faits de phyllites pelitiques. Il y a deux faciès de la formation de Gbalm reconnus sur les pentes des monts Gbalm et Nimba telle que la phyllite noire et la phyllite grise. La phyllite noire se trouve sur la pente au nord-ouest de mont Nimba et la phyllite grise sur la pente d'ouest de mont Gbalm. Ces phyllites sont dans la même position stratigraphique. A 50 m du contact avec les itabirites de Nimba, la formation du mont Gbalm est caractérisée par une alternance de métachert et de phyllite, dans laquelle on note une augmentation d'épaisseur et une augmentation fréquente des laminas de métachert vers le contact. La formation de mont Alpha est évaluée pour avoir une épaisseur de 100 m minimale (Berge, 1974). Le contact entre les itabirites de Nimba et La formation de mont Alpha est concordant et visible. Les couches, étant immédiatement sus-jacentes aux itabirites de Nimba, sont composées de phyllites grises ayant environ 20 m d'épaisseur ; cette roche à son tour est sus-jacente à la formation de fer magnétique riche en silicate de 10 à 20 m d'épaisseur.

La stratigraphie de la série de Nimba sur la chaîne discontinue et fortement tordue de Tokadeh-Beeton-Gangra-Yeulliton est aussi constituée de la formation inférieure de gneiss (Gneiss de Tokadeh) et une formation de fer supérieure qui est une extension des itabirites de la chaîne de Nimba. En raison de l'intense altération des roches gneissiques, qui servent de zones de contact entre la série de Nimba et la série de Yéképa dans la région de Nimba, il est donc difficile de reconnaître le contact réel entre ces deux séries. Le gneiss de Tokadeh est normalement en rapport structurellement sous-jacent aux itabirites de Nimba. Ce gneiss de Tokadeh est aussi apparemment en contact avec les gneiss de la série de Yéképa. Les intercalations pelitiques et plus ou moins argileuses dans les Itabirites de Nimba se présentent souvent comme des gneiss, et ont été précédemment décrites ensemble sous forme du gneiss de Tokadeh.

Une bande gneissique intercalée dans la formation de fer est un schiste à quartz-biotite avec des porphyroblastes de microcline. Dans la zone de contact entre la formation de fer et ce gneiss, les porphyroblasts de feldspathiques sont si grands pour ce qui confère un aspect pegmatitique au gneiss. La foliation est presque effacée par le développement des porphyroblastes.

Tableau III-1 : Stratigraphie générale de la région de Nimba (Berge, 1974)

La chaîne de Nimba		La chaîne de Tokadeh-Gangra-Yeulliton
(Recristallisation) -La Phyllite de Mont Alpha -Les Itabirites de Nimba -La Phyllite de Mont Gbalm (Roches métasédimentaires)	(Métamorphisme régional) SÉRIE DE NIMBA	(Recristallisation et feldspathisation) -Les Schistes Pelitiques -Les Itabirites de Nimba -Les Schistes Pelitiques (Roches méta sédimentaires)
-Le Schiste Amphibolitique de la Vallée de Séka		

-Le Conglomérat Quartzite Basal Discordant (Roches métavolcaniques)		
-Les Gneiss Lités (Roches métavolcaniques)	(Métamorphisme régional) SÉRIE DE YEKEPA	-Les Amphibolites et Les Gneiss Lités (Roches méta-volcaniques)

III.2.2.2.1 La chaîne de Nimba ou les monts Nimba

La chaîne de Nimba ou les monts Nimba sont situées au NE dans la région de Nimba. La chaîne de Nimba est à 800 m au-dessus de la plaine locale et à une altitude moyenne de 1300 m. La chaîne minéralisée en fer de Nimba est la première à être découverte dans la région, par la société LAMCO (Compagnie Minière Libérienne, Américaine et Suédoise).

Stratigraphiquement, la chaîne de Nimba (figure. III.8) qui constitue principalement de schistes, de phyllites et d'itabirites est divisée en différentes formations suivantes, du sommet au mur :

- | | |
|---|-----------|
| La Phyllite de Mont Alpha | SOMMET |
| Les Itabirites de Nimba | |
| La Phyllite de Mont Gbahm | |
| Le Schiste à Amphibole de la Vallée de Séka | BAS (MUR) |

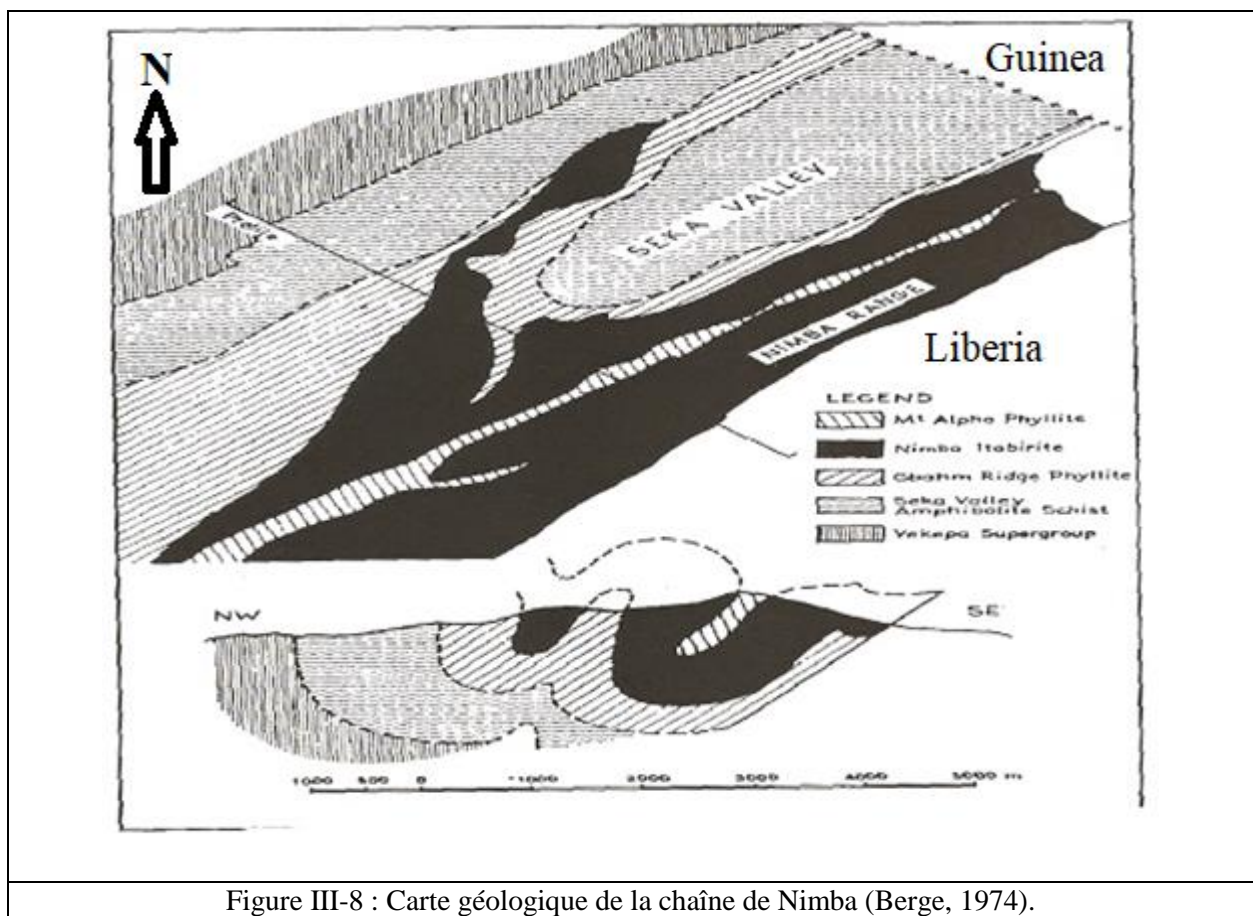


Figure III-8 : Carte géologique de la chaîne de Nimba (Berge, 1974).

III.2.2.2L'extension Ouest de la chaîne de Nimba (les monts Tokadeh, Gangra et Yeulliton).

Plusieurs forages ont été effectués dans l'extension Ouest de la chaîne (Monts Tokadeh, Gangra, Yeulliton,) permet de connaître la profondeur et de classer les formations ferrifères rubanées en deux groupes :

- ❖ formations ferrifères silicatées rubanées (SIF) ;
- ❖ formations ferrifères oxydées rubanées (OIF).

L'ensemble de forages réalisés (figure. III-9) montre l'évolution stratigraphique des formations ferrifères rubanées (Bifs) ou itabirites dans l'extension Ouest de la région de Nimba (figures. III-10, III-11, III-12 et III-13).

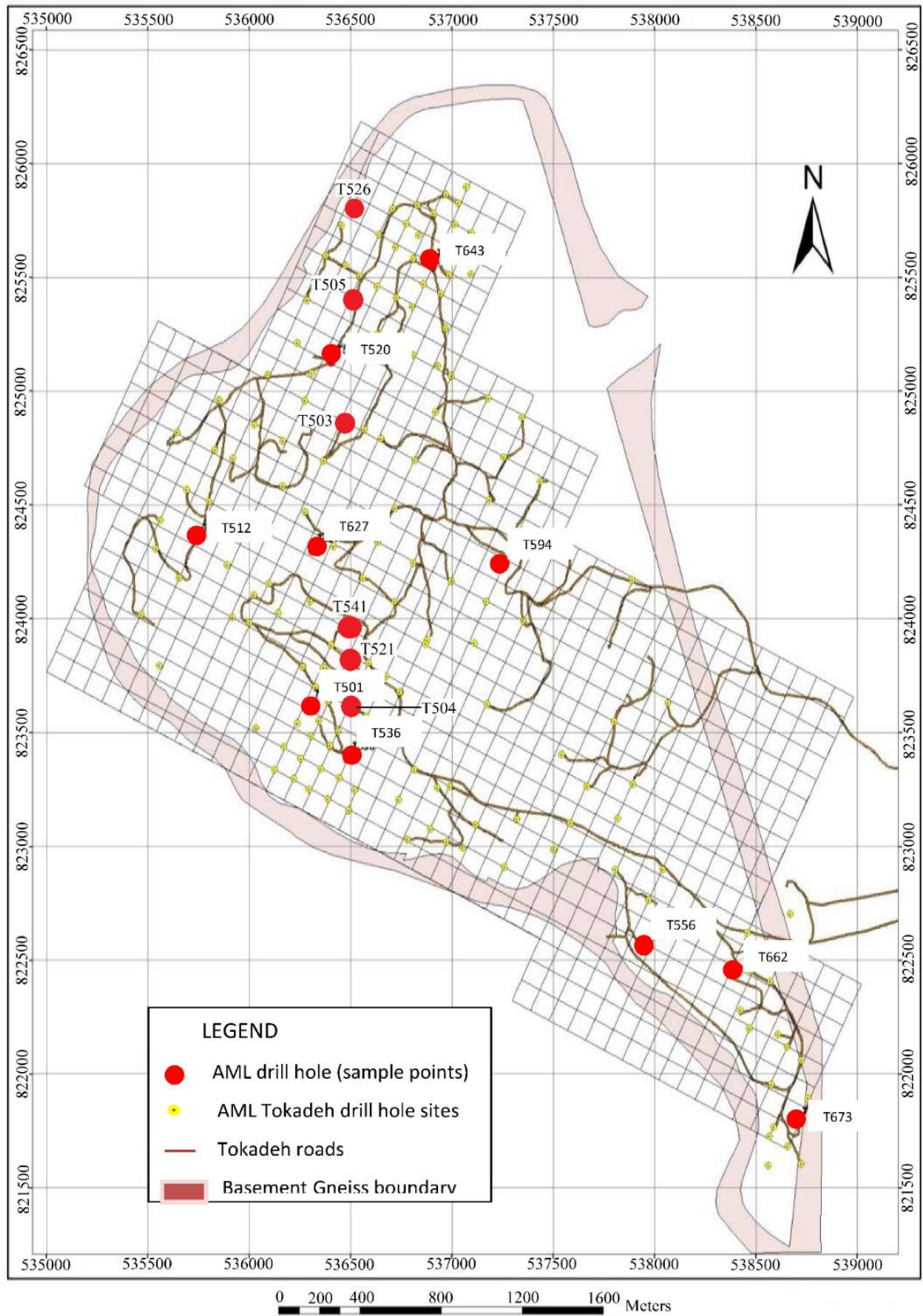


Figure III-9 : Carte d'emplacement du mont Tokadeh montrant des points de collecte d'échantillons (Ediffor, 2009).

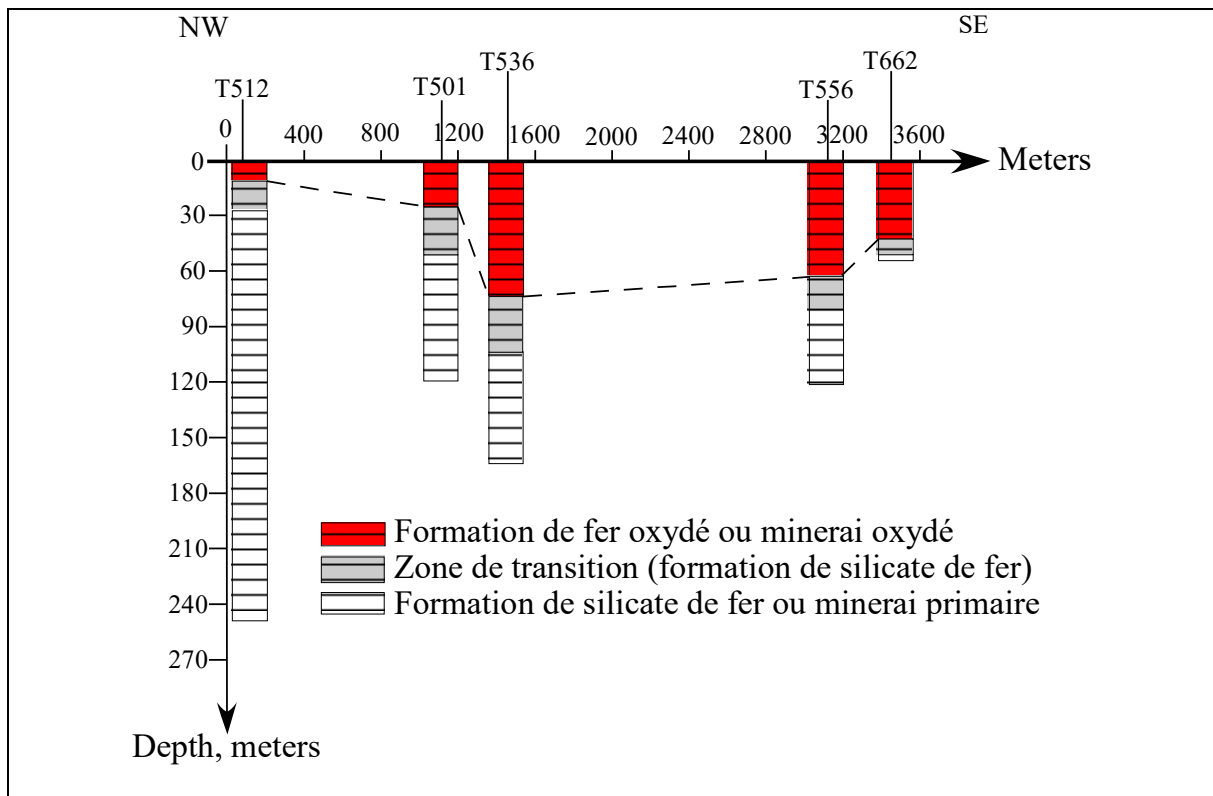


Figure III-10 : log stratigraphique montrant l'évolution stratigraphique des formations ferrifères rubanées du nord-ouest vers le sud-est du mont Tokadeh.

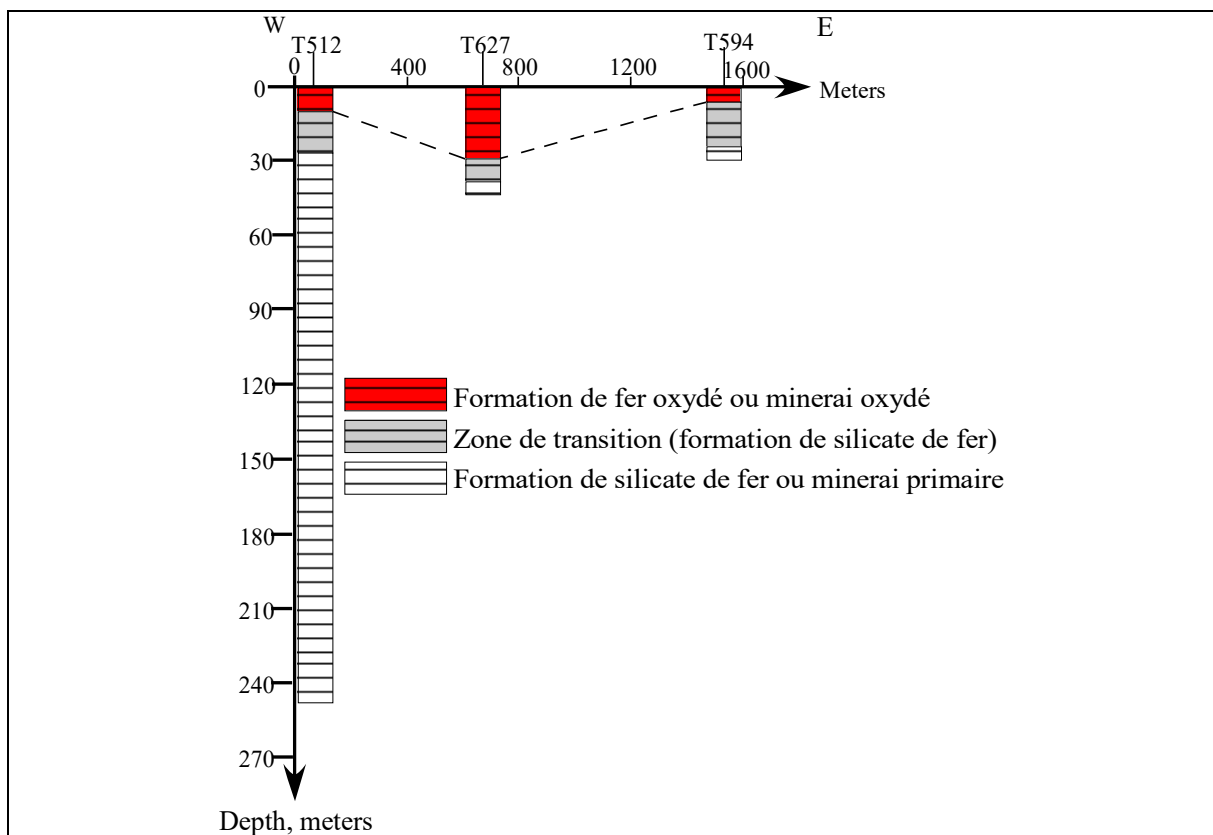


Figure III-11 : log stratigraphique montrant l'évolution stratigraphique des formations ferrifères rubanées de l'ouest vers l'est du mont Tokadeh.

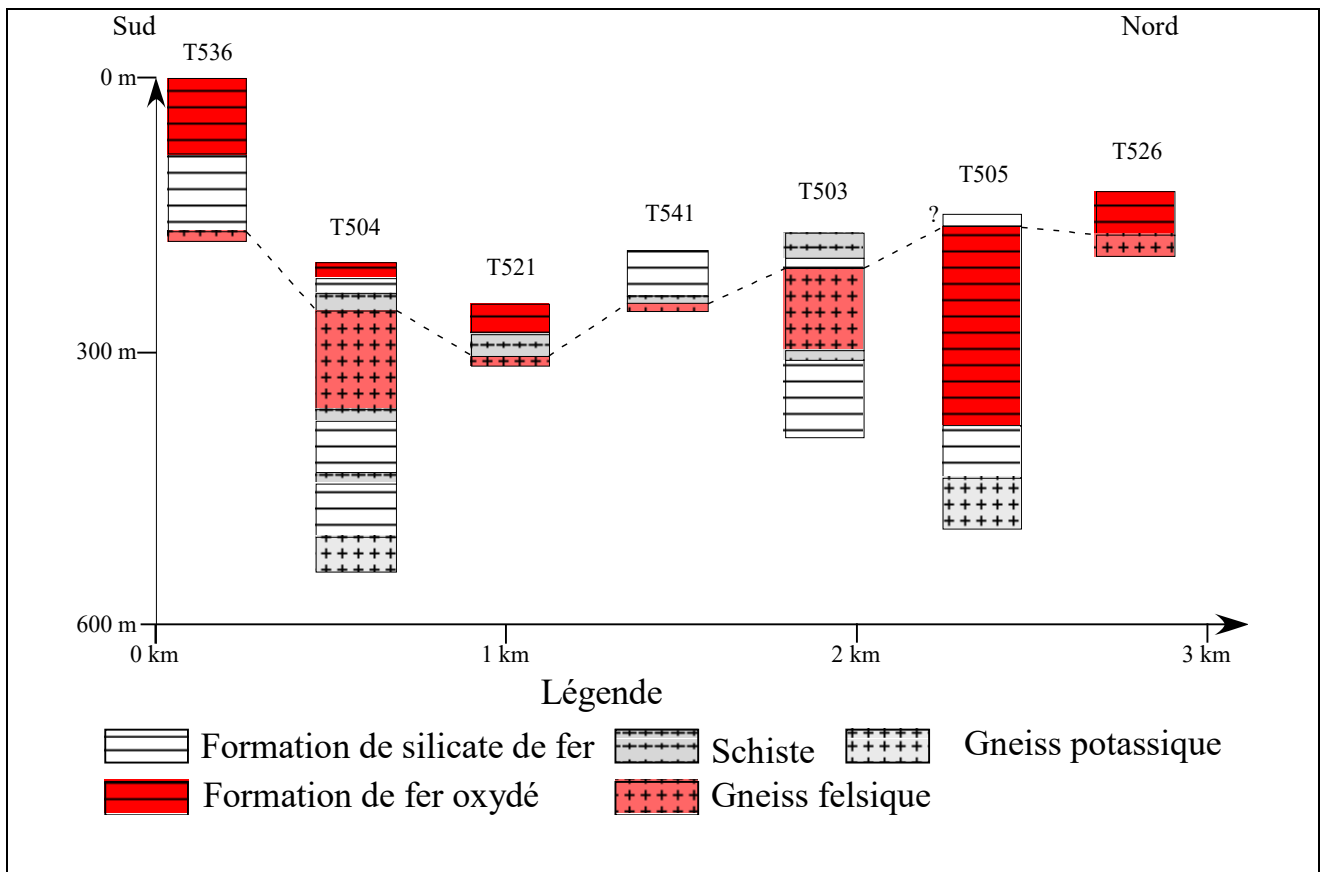


Figure III-12 : Evolution des faciès des itabirites du Sud vers le Nord, à partir des colonnes stratigraphiques, tirées des logs effectués du mont Tokadeh.

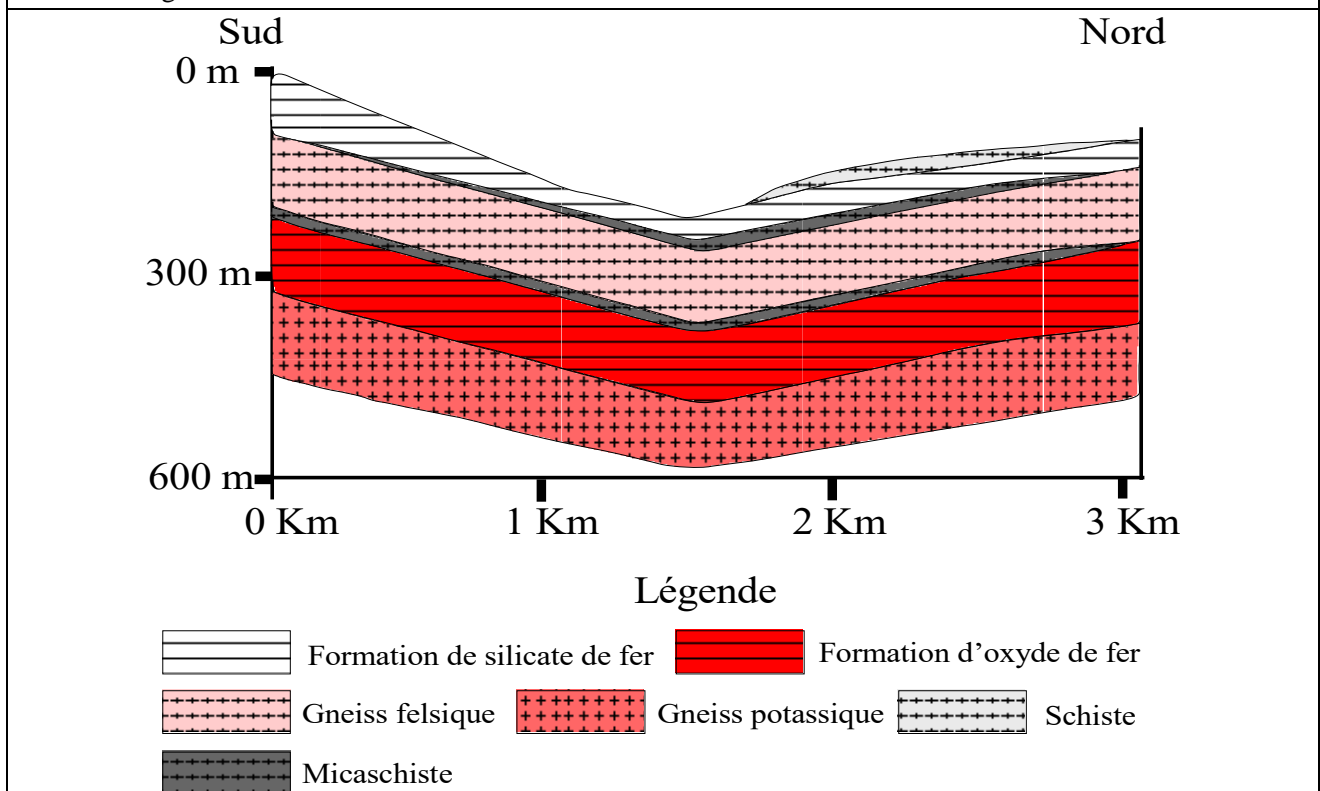


Figure III-13 : Coupe Nord-Sud de la région de Nimba établie à partir des sondages de la figure III-12.

III.2.2.2.1 Mont Tokadeh

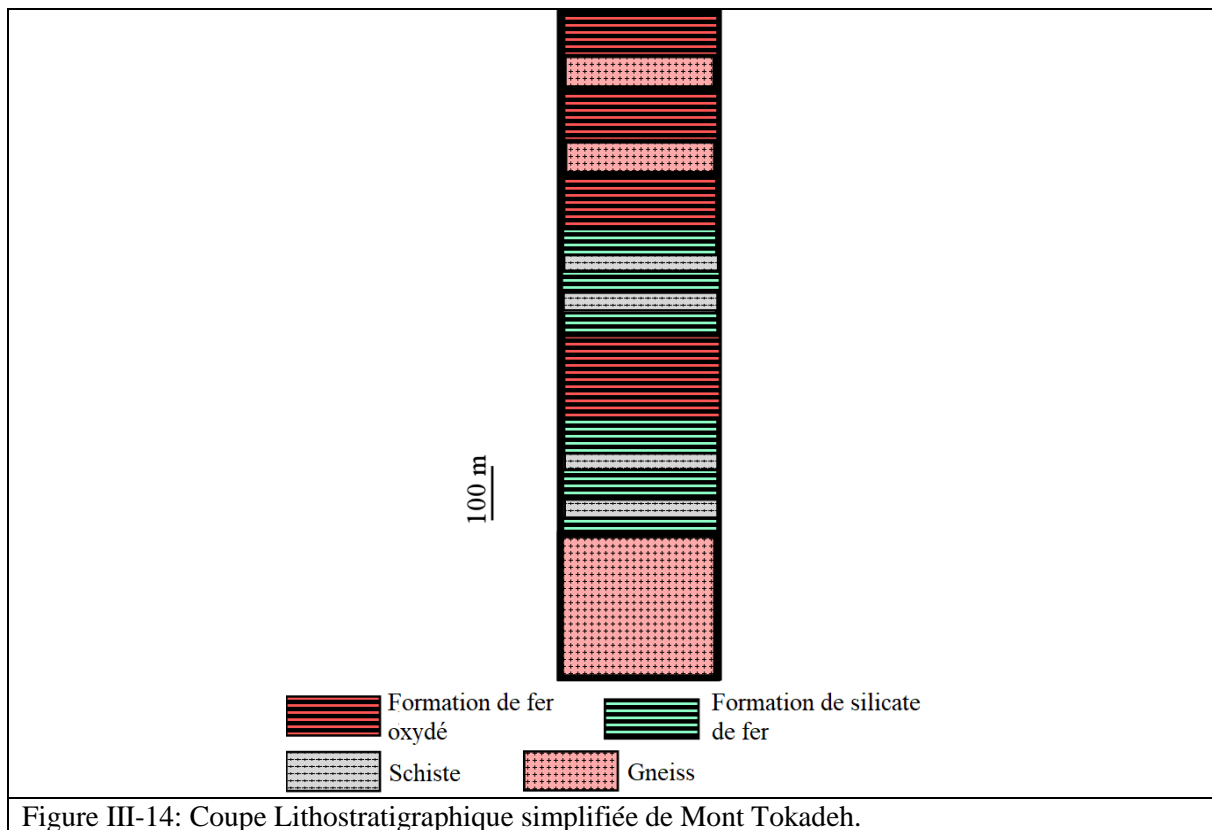
Le mont Tokadeh est situé au SSW de la région de Nimba près du chemin de fer, actuellement sous réhabilitation par la Société ArcelorMittal (figure. III-4). Il est riche en minerais de fer de formation précambrienne. La profondeur d'altération est généralement de l'ordre de 50-70 m au-dessous de la surface. Dans la partie centrale du dépôt, où l'altération est moins intense et contient des roches plus ou moins dures, les itabirites sont saines à la surface (Goldschmidt et al, 2006). L'altération a abouti à distinguer trois unités d'itabirites sur la base de l'étendu de l'altération des roches encaissantes. Les unités reconnues sont donc appelées « tendres ou friable » en surface, « durs » en profondeur et « moyennement durs » dans la zone intermédiaire.

Le mont Tokadeh atteint 200 m d'épaisseur dans la partie centrale de la chaîne. A certains endroits, la formation de fer de Tokadeh fait un contact avec le Gneiss de Tokadeh, un socle de couleur claire et de grain moyen. Dans d'autres endroits, les bandes schisteuses se trouvent interstitiellement entre la formation de fer de Tokadeh et les roches du socle gneissique. Cette formation de fer contient des bandes intercalées de schistes et de formation de silicate de fer. Dans la partie centrale du dépôt de minerai, la formation est subdivisée en horizons supérieurs et inférieurs par une principale bande schisteuse continue. Les formations de silicate de fer apparaissent dans des bandes minces près du contact basal de la formation de fer de Tokadeh avec des bandes schisteuses ou le socle gneissique (figure III-14). La formation d'oxyde de fer du mont Tokadeh montre des plissements surtout de direction (N140° et 90° SW) (Photo III-3). A la surface du mont Tokadeh, il y a des filonnets d'une part de quartz de direction N20°, 40° ESE ayant une épaisseur de 2,5 - 5 cm, et d'autre part de pegmatite de direction N110°, 75° NNE ayant une épaisseur de 1 – 10 cm. Ces filonnets recoupent les itabirites.

Le mont Tokadeh forme un large synclinal plat avec un faible plongement vers l'est. Il y a un intense plissement croisé dans les directions NNE-SSW et WNW-ESE qui se limitent aux failles de direction N-S orientées vers l'Est (Berge, 1968)



Photo III-4 : Plissement de la formation d'oxyde de Fer du Mont Tokadeh de direction N140 et de plongement 90 degré ver SW.



III.2.2.2.2 Monts Gangra et Yeulliton

Le mont Gangra est séparé du mont Yeulliton par une étroite vallée de 695 mètres au-dessus du niveau de la mer. Le mont Gangra est situé au côté occidental (ouest) de la région de Nimba près de la vallée centrale (figure. III-4) et elle a une pente moyenne de 20° vers le sud-ouest, formant une chaîne de plus haute altitude (1014 mètres d'altitude).

Topographiquement, le mont Yeulliton est une chaîne sous forme de « V », dans une double structure synclinale avec un anticlinal érodé. Le mont Yeulliton est situé à l'est dans la région de Nimba (Figure III-4). Le principal aspect structural du mont Gangra est essentiellement de direction nord-sud, il s'agit d'une faille inverse plongeant légèrement vers l'ouest avec un déplacement de 250 à 300 m vers le bas. Suite à cette faille, les formations d'oxyde de fer se trouvent dans la juxtaposition avec les roches du socle (Goldschmidt et *al*, 2006). La profondeur de l'altération du mont Gangra peut être comparée au mont Yeulliton (60 m).

La formation de fer de Gbalm est intercalée avec les couches de silicate qui peuvent être jusqu'à 20 m d'épaisseur. Une zone transitoire de schiste grenatifereux à mica-feldspathique sépare parfois la formation de fer du socle gneissique. Ce socle est un gneiss gris à rouge de grain fin à moyen qui est traversé par des pegmatites et des dykes amphibolitiques (figure III-15). La formation de fer du mont Gangra a subi un plissement important.

Le mont Gangra est stratigraphiquement constitué de formation d'oxyde de fer érodée de 20-30 m d'épaisseur et plonge de 10° à 15° vers l'est. Le schiste à mica-amphibole est discordant

et sous-jacent à la formation de fer. Le schiste atteint les 100m d'épaisseurs. Le schiste est sous-jacent par une formation inférieure d'oxyde de fer, qui forme le dépôt principal (figure. III-15).

Stratigraphiquement, le mont Yeulliton est constitué d'environ deux épisodes en répétitions cycliques de la formation de fer et des horizons intercalés au-dessus du socle gneissique. La surface du mont Yeulliton est constituée généralement de formation d'oxyde de fer, qui est parfois intercalée avec les minces couches de schiste d'épaisseur variable. La formation d'oxyde de fer est sous-jacente par un schiste à feldspath-mica-amphibole ayant environ 50 m d'épaisseur. Une autre formation d'oxyde de fer de 100 m d'épaisseur se trouve au-dessous des bandes schisteuses. Un horizon schisteux à mica-feldspar est sous-jacent de cette formation d'oxyde de fer, lui-même en contact avec le socle gneissique sous-jacent, correspondant à une roche grise à rouge (figure III-16). Le mont Yeulliton est traversé par une série de failles sous parallèles à travers la direction du dépôt. La profondeur de l'altération au mont Yeulliton s'étend aux profondeurs environ 150 m, mais est généralement de l'ordre de 80 à 90 m au-dessous de la surface.

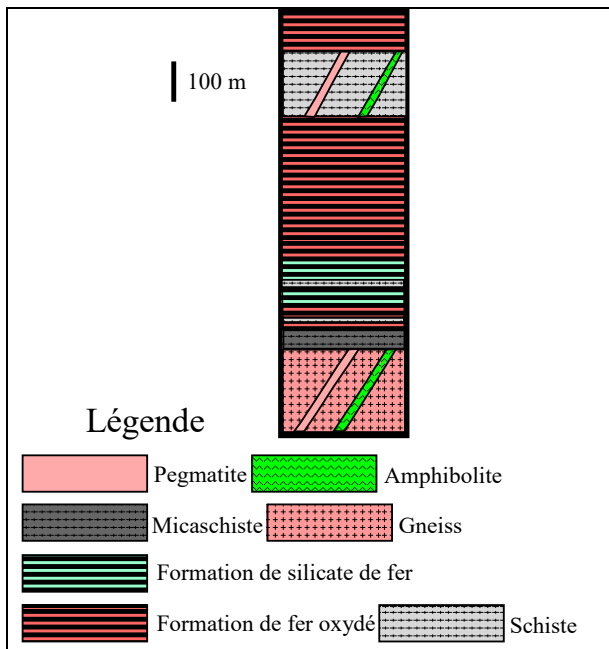


Figure III-15 : Coupe lithostratigraphique simplifiée de mont Gangra.

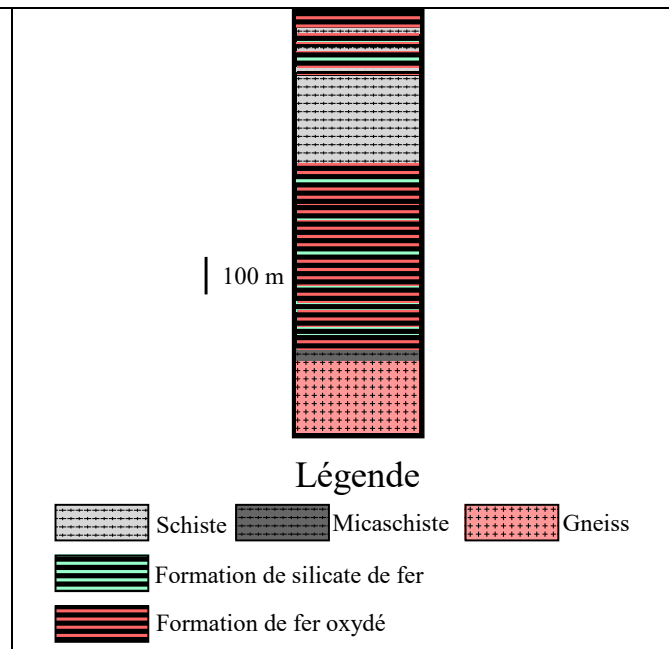


Figure III-16 : Coupe Lithostratigraphique simplifiée de mont Yeulliton.

Chapitre IV. Etudes pétrographiques et minéralogiques

L'étude pétrographique de la région de Nimba repose essentiellement sur les formations rocheuses de la série de Nimba. Cette série est formée de roches magmatiques, volcano-sédimentaires et formations ferrifères rubanées, constituant plusieurs chaînes de montagnes dans la région de Nimba. La série de Nimba est divisée en deux groupes de chaînes :

- ❖ la chaîne de Tokadeh-Beeton-Gangra-Yeulliton qui constitue l'extension ouest ;
- ❖ la chaîne de Nimba elle-même à l'est.

Ces deux groupes de chaînes entourent plus ou moins la vallée centrale (la série de Yéképa) (Figure. III-7). Parmi les différentes formations de la série de Nimba, seules les Itabirites peuvent être retrouvées le long des deux chaînes. Puisque la géologie de la chaîne de Nimba et la chaîne de Tokadeh-Gangra-Yeulliton est si différente, ces deux secteurs seront décrits séparément.

IV.1 La chaîne de Tokadeh-Beeton-Gangra-Yeulliton

Cette chaîne est située à l'ouest de la région de Nimba (District de Yéképa). Elle est constituée de plusieurs montagnes et collines du sud-ouest au nord-ouest telles que les Monts Tokadeh, Beeton, Gangra, et Yeulliton. On regroupe toutes ces montagnes en une seule chaîne en raison de leur similitude dans la stratigraphie des roches et de la formation de fer. La chaîne de Tokadeh-Beeton-Gangra-Yeulliton est une extension de la chaîne de Nimba qui constituent tous les deux stratigraphiquement des roches métasédimentaires et métavolcaniques. La chaîne de Tokadeh-Beeton-Gangra-Yeulliton est divisée en plusieurs formations telles que :

- ❖ le gneiss de Tokadeh qui constitue le socle ;
- ❖ les formations de schistes pélitiques ;
- ❖ le schiste, l'amphibolite et les pegmatites qui traversent le socle gneissique (Berge, 1971) ;
- ❖ la formation ferrifère rubanée ou itabirite qui sera étudiée dans le chapitre 7.

Il faut noter que, grâce au résultat du compteur de points, nous avons la composition minéralogique des différents faciès de l'extension ouest (Tableau IV-1).

Tableau IV-1 : Composition minéralogique des différents faciès

Minéraux	Micaschiste			Gneiss		Schiste à chlorite	Amphibolite	Pegmatite
	À biotite-grenat	À biotite-grenat-sillimanite	À biotite-sillimanite	Potassique	Felsique			
Apatite	++++	++++	++++			+++		+
Antiperthite				++				
Biotite	++++	++++	++++			+		+
Chlorite	+++	+++	+++	++	++	++++	+++	
Epidote	+	+	+	+	+	+	++	
Feldspath potassique	+++	+++	+++	+++	+++	+++	++	++++
Grenat	++++	++++						

Hornblende							+++	
Microcline	+++	+++	+++	+++	+++		+	
Myrmékite				++				
Muscovite	+	+	++	+	+			++
Minéraux opaques	+++	+++	+++	++	++	++	+++	++
Plagioclase	++	++	++	+++	+++	+++	+++	++++
Pyroxène							++++	
Quartz	+++	+++	+++	++++	++++	+++	++	++++
Séricite	++	++	++			+++		
Sillimanite		++++	++++					
Sphène				++	++			
Uranite						++		+
Zircon	++	++	++	++	++	++		
	++++Abondant, +++Moyennement abondant, ++ Peu abondant, + Très rare							

IV.1.1 Faciès gneissiques

Au cours du processus de forage de la formation de fer, dans l'extension Ouest de la chaîne de Nimba, plusieurs types de gneiss ont été traversés. Ces gneiss ont été regroupés en deux groupes selon leurs origines sédimentaires ou magmatiques :

- ❖ le premier provient de la transformation métamorphique des schistes ; ce qui a donné une roche de type schiste gneissique, avec la même composition minéralogique et texturale que les gneiss (Photo. IV-1). Ce dernier se caractérise par sa richesse en feldspaths et sa couleur rouge (gneiss rouge ou potassiques). Nous appelons les « métagneiss » de Tokadeh ;
- ❖ Le second provient de la transformation métamorphique des granites préexistants du socle. Macroscopiquement et microscopiquement, il montre les mêmes aspects pétrographiques et minéralogiques que les granites (gneiss felsiques ou blanc) (Photo. IV-2). Nous appelons ce deuxième faciès gneissique les « orthogneiss » de Tokadeh.



IV.1.1.1 Minéralogie

Les gneiss de Tokadeh (gneiss felsiques ou patassiques) sont constitués essentiellement de quartz, feldspaths potassiques, plagioclases, microclines, biotites, chlorites, muscovites, épidotes, anthophyllites, avec des minéraux accessoires tels que le zircon, l'apatite et de minéraux opaques (Tableau. IV-1)

➤ Quartz

Le plus souvent, on trouve le quartz, en association symplectique (intercroissances réactionnelles d'oligoclase-albite et de quartz), sous forme de fins vermicules à disposition arborescente (buissonnante), associé au bord des grands cristaux de feldspaths (orthose, microcline, mais souvent le plagioclase). Cette figure en doigts de gang est appelée myrmékite. En plus, on note au microscope la richesse des plagioclases en fines taches d'orthose (antiperthites) et des feldspaths potassiques en mèches d'albite (Photo. IV-3).

La présence des myrmékites dans de nombreuses migmatites a été interprétée comme une réaction rétrograde du métamorphisme régional (Robert et *al*, 1993). Par ailleurs, les myrmékites sont nombreuses et bien développées dans les gneiss (Theunissen et *al*, 1992) les kinzigites (Engi et *al*, 2002 ; Halpin et *al*, 2007), les leptynite (Halpin et *al*, 2007), dans les gabbros des zones de subduction (Sánchez-Rodríguez et Gebauer, 2000) et les granites de schistosités (structure C/S) des zones de déformation (cas du complexe granitique d'Oulmès) (Ait Omar, 1986). Nous suggérons donc, que l'origine des myrmékites de Tokadeh est plutôt à mettre en relation directe avec les zones de cisaillement ductiles.

➤ Biotite

Les grains de biotite sont allongés (jusqu'à 1,5mm), formant des grains automorphes à subautomorphes. Ils montrent un pléochroïsme de brun clair à foncé et de jaune clair, avec une inclusion de minéraux opaques (Photo. IV-3). La biotite est de grain fin à moyen ayant une extinction droite et une biréfringence de deuxième ordre avec un seul clivage. Certains grains de biotite entourent des gros grains de quartz et les biotites sont plus ou moins orientées (Photo. IV-4).

➤ Feldspath potassique

C'est le minéral le plus abondant dans le gneiss potassique. Dans certaines roches, on note une altération de feldspath potassique en séricite. L'entourage de feldspath porphyroblastique par les grains de biotite et des grains très fin d'épidote, montre un roulement du porphyroblaste et un cisaillement de la roche (Photo. IV-6, IV-9 et IV-12), dû au métamorphisme dynamique.

➤ Plagioclase

Le plagioclase est un oligoclase, certains grains grossiers d'oligoclase montrent une inclusion myrmékitique de quartz de grain fin (Photo. IV-3). Cette myrmékite semble être développée pendant les dernières étapes de la cristallisation. Il y a un gros cristal de plagioclase qui renferme ensemble l'apatite, zircon et des minéraux opaques, autrement dit, dans l'ordre de cristallisation de ces minéraux, on a premièrement le zircon, apatite, minéraux opaques et enfin le plagioclase (Photo. IV-10).

➤ **Chlorite**

Elle est en inclusion dans le plagioclase séricitisé. La chlorite renferme des inclusions de minéraux opaques lorsqu'elle résulte de l'altération de biotite (Photo. IV-7).

➤ **Microcline**

Un gros grain de microcline (8mm) se trouve dans une matrice quartzo-feldspathique. Les microclines porphyroblastiques sont essentiellement équidimensionnels avec une biréfringence moyenne (Photo. IV-8).

➤ **Muscovite**

La muscovite est subautomorphe à xénomorphe avec une biréfringence de deuxième ordre. La muscovite présente un faible pléochroïsme avec une extinction oblique (Photos. IV-9, IV-12). Elle a un relief moyen mais un clivage unique régulier et fin.

➤ **Epidote**

L'épidote est légèrement colorée et pléochroïque avec un fort relief. Elle est entourée par des grains de quartz (Photos. IV-6 et IV-11).

➤ **Séricite**

La séricitisation résulte de l'altération de feldspath alcalin, elle existe sous forme de phénocristaux et est abondante dans les gneiss felsiques (Photo. IV-4).

➤ **Apatite**

L'apatite a une réfringence beaucoup assez élevée et incolore. Elle a une biréfringence très faible avec une extinction droite (Photo. IV-5). Il existe une abondance de certains minéraux accessoire dans trois de nos six lames minces du gneiss. Certains zircons se trouvent dans des grains grossiers d'apatite (Photo. IV-10), ce qui veut dire que dans l'ordre de cristallisation est que le zircon est apparu avant l'apatite

➤ **Zircon**

Le zircon montre des prismes minuscules automorphes et des grains arrondis souvent en inclusion dans le plagioclase. Il est incolore, souvent entouré d'auréoles pléochroïques avec un très fort relief. Le zircon a une biréfringence très élevée, les sections longitudinales présentent les teintes de polarisation les plus hautes avec une extinction droite (Photo. IV-10).

➤ **Sphène**

Le sphène est aplati et losangique avec un pléochroïsme modéré. Il a un fort relief et craquelé avec une biréfringence très élevée et une extinction oblique.

➤ **Minéraux opaques**

Ils sont subautomorphes à automorphes, essentiellement en inclusion dans les autres minéraux (Photo. IV-5 et IV-10).

Vue microscopique des faciès gneissiques (potassiques et felsiques)

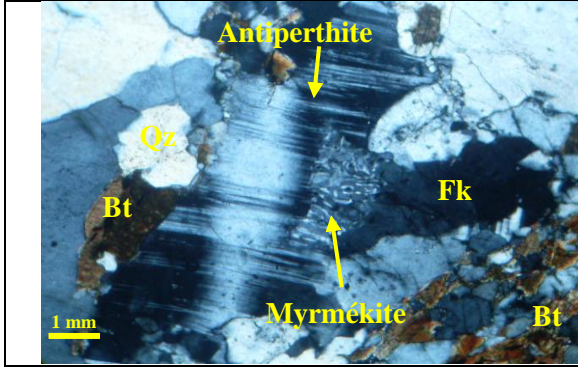


Photo IV-3 : Pénétration irrégulière de quartz (Qz) dans le gros cristal de feldspath (Antiperthite) montrant le phénomène de myrmérite en LPA.

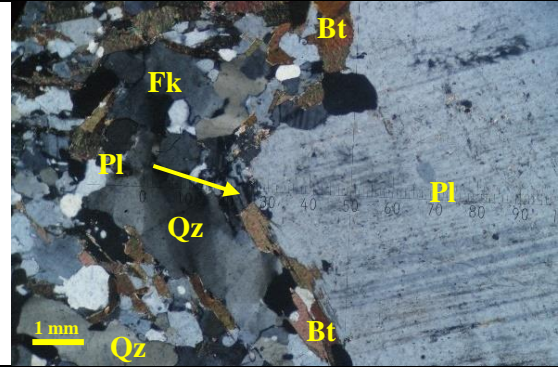


Photo IV-4 : Phénocrystal de plagioclase (Pl) contenant de la séricite (Ser entouré par les microcristaux de biotites (Bt), de plagioclase (Pl), de feldspath potassique (Fk) et de quartz (Qz) en LPA.

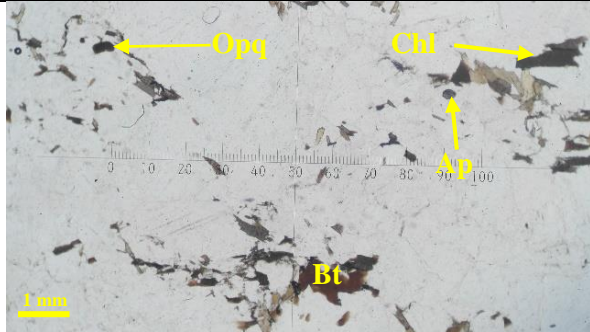


Photo IV-5 : Inclusion des microcristaux de biotites (Bt), de chlorites et d'apatites (Ap) dans les phénocristaux de feldspaths potassiques, de quartz en LPNA.

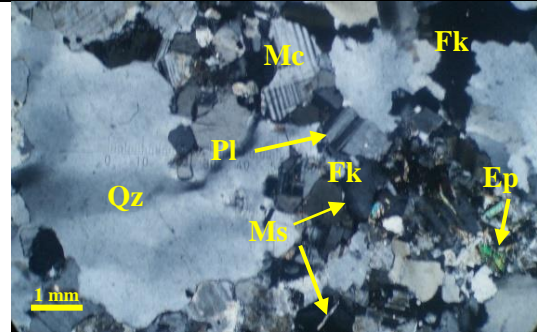


Photo IV-6 : Phénocrystal de quartz (Qz) entouré par les microcristaux de de feldspath potassiques (Fk), microclines (Mc) et plagioclase (Pl) en LPA.

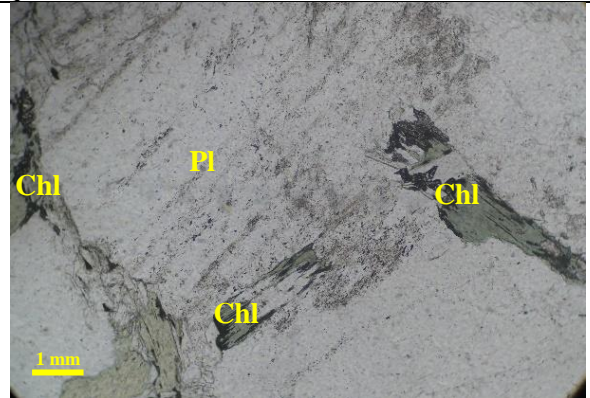


Photo IV-7: Inclusion des cristaux de chlorites dans le phénocrystal de plagioclase (Pl) contenant de la séricite (Ser) en LPNA.

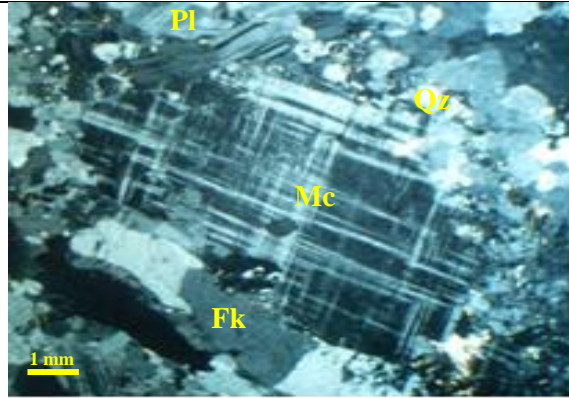


Photo IV-8 : Microcline (Mc) porphyroblastique entouré par les grains fins de quartz (Qz), de plagioclase et de feldspath potassique vue en LPA.

<p>Photo IV-9 : Microcristaux de microcline (Mc) de plagioclase (Pl), de feldspath potassique (Fk), de quartz (Qz) de muscovite (Ms) et de biotite en LPA.</p>	<p>Photo IV-10 : Inclusion de zircon (Zrn), d'apatite (Ap) et de minéraux opaques (Opq) dans le phénocristal de plagioclase (Pl) contenant de la séricite (Ser) en LPNA.</p>
<p>Photo IV-11 : Epidote (Ep) entourée par les grains équidimensionnels de quartz (Qz) en LPA.</p>	<p>Photo IV-12 : Inclusion de la muscovite dans les cristaux de feldspath potassiques (Fk), de quartz (Qz), de biotite (Bt) et de minéraux opaque (Opq) en LPA.</p>

IV.1.2 Faciès schisteux

Malgré la feldspathisation des schistes pélitiques dans cette chaîne qui résulte à leur transformation aux gneiss, certains schistes pélitiques en l'intercalation avec la formation de fer ont conserve leur caractéristique pétrographique et aspect minéralogique de schiste pur. Les schistes pélitiques de la chaîne de Tokadeh-Beeton-Gangra-Yeulliton sont l'extension des formations phyllitiques de la chaîne de Nimba. Dans la région de Nimba, nous distinguons deux types de faciès schisteux.

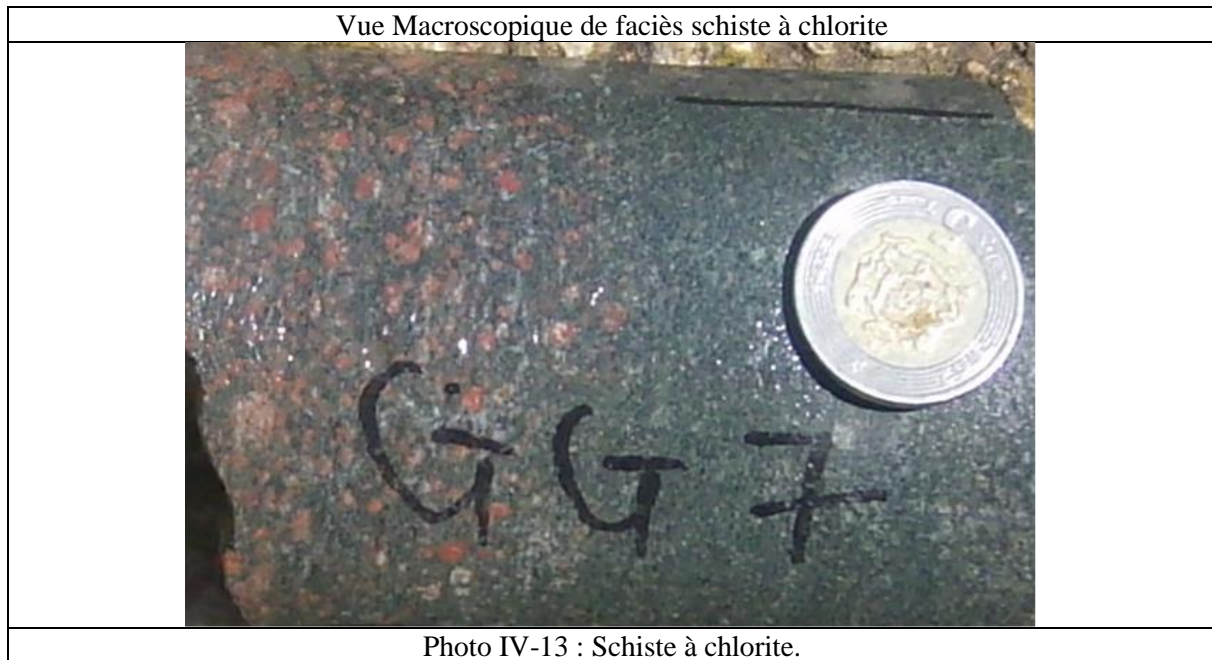
- ❖ Le schiste à chlorite ;
- ❖ Les micaschistes.

Dans ces micaschistes On distingue trois groupes roches :

- ❖ Le micaschiste à biotite et grenat ;
- ❖ Le micaschiste à biotite, grenat et sillimanite ;
- ❖ Le micaschiste à Biotite et sillimanite.

IV.1.2.1 Faciès schistes à chlorites

Ces schistes à chlorite résultent de la transformation de roches sédimentaires de type pélitique qui est une extension des formations phyllitiques de la chaîne de Nimba (Photo.IV-13).



IV.1.2.1.1 Minéralogie

Minéralogiquement, les schistes à chlorites sont constitués principalement de la chlorite, de la biotite, du quartz, du feldspath potassique, du plagioclase, d'épidote, du zircon, de l'apatite et de l'uranite (Tableau IV-1).

➤ Chlorite

La chlorite est automorphe à subautomorphe montre un pléochroïsme incolore, vert, bleu et pourpre, avec des grains moyens à grossiers (Photos IV-14, IV-15, IV-16 et IV-17). Les cristaux de chlorite sont en alternance et de même orientation que le quartz. La roche d'origine est une roche sédimentaire pélitique.

➤ Quartz

Le quartz est entouré ou en alternance avec la chlorite (Photos IV-14 et IV-15). Ces phénocristaux de quartz présentent des inclusions de chlorite et de microcristaux de biotites (Photos IV-16).

➤ Feldspath potassique

Le feldspath potassique est abondant, souvent en phénocristal. Ces phénocristaux montrent des inclusions de microcristaux de biotites, de chlorites. Quelques fois le feldspath potassique et le quartz forment avec les chlorites une bande d'alternance. Il faut signaler la séricitisation de certains phénocristaux de feldspaths potassiques.

➤ Biotite

La biotite est rare mais existe en microcristaux dans cette roche. Elle est subautomorphe à automorphe, en inclusion dans le feldspath potassique séricitisé (Photo IV-17).

➤ **Plagioclase**

Un de nos échantillons des schistes à chlorite, en lame mince, montre des gros cristaux de plagioclases qui ont été essentiellement séricitisés. Cette lame mince, qui a un aspect granitique (granite à chlorite) qui a été tectonisé, montre un alignement de plagioclases, quartz et de chlorites (Photo. IV-15).

➤ **Muscovite**

La muscovite est subautomorphe à xénomorphe, avec un relief moyen, un clivage unique régulier et fin, une biréfringence de deuxième ordre et une extinction oblique.

➤ **Uranite**

Ce minéral montre un halo dans un cristal de chlorite (Photo. IV-18)

➤ **Epidote**

L'épidote est légèrement colorée et pléochroïque avec un fort relief. Sa section allongée a une extinction droite (Photos. IV-18 et IV-19).

➤ **Zircon**

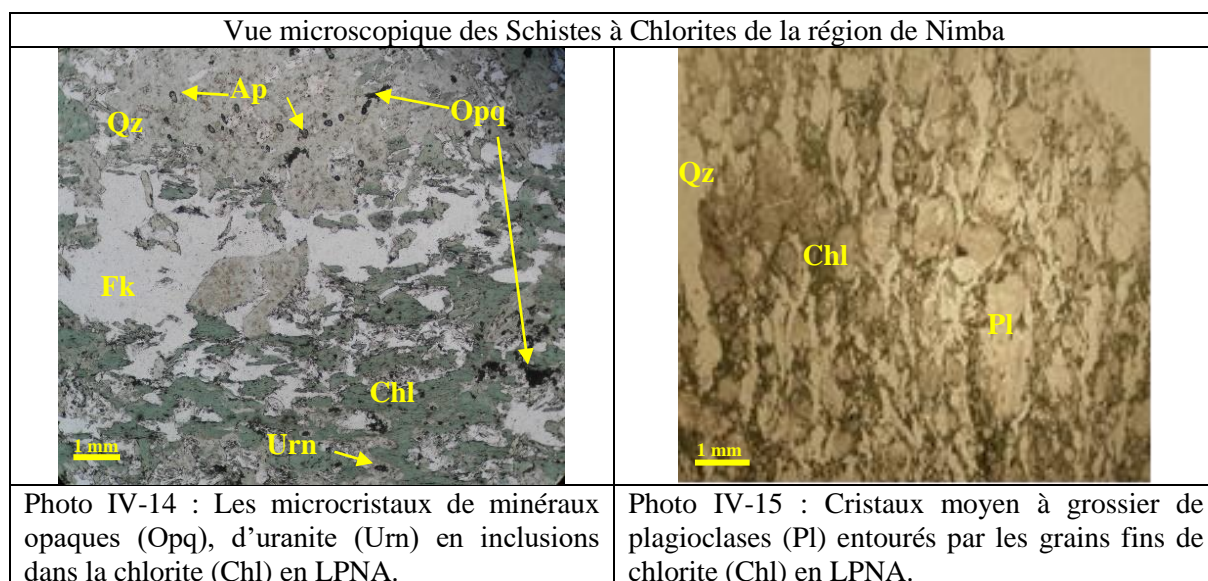
Les zircons forment un réseau de cristaux intercroisés de grain moyen ayant un fort relief. Ces cristaux sont inclus dans un gros cristal de quartz (Photo. IV-20).

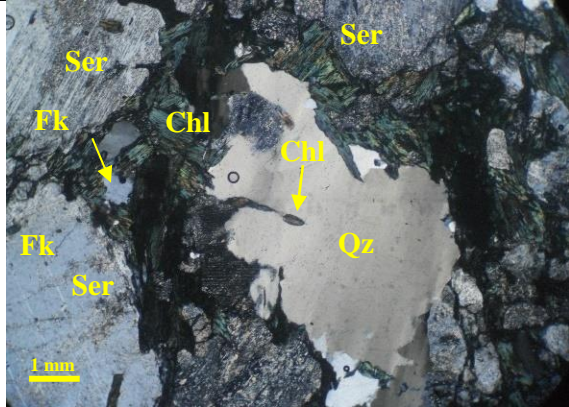
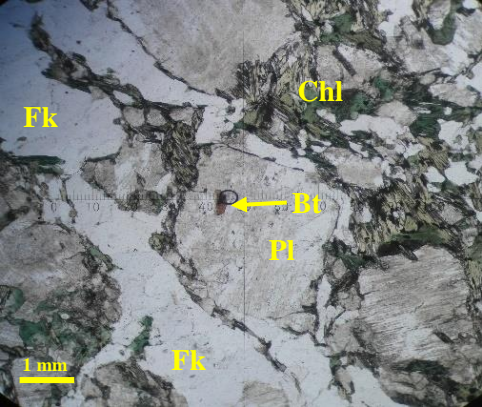
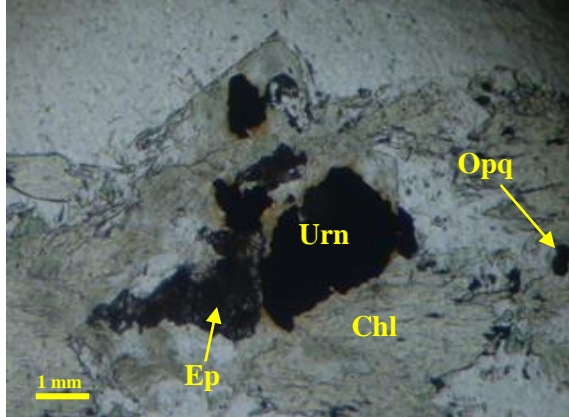
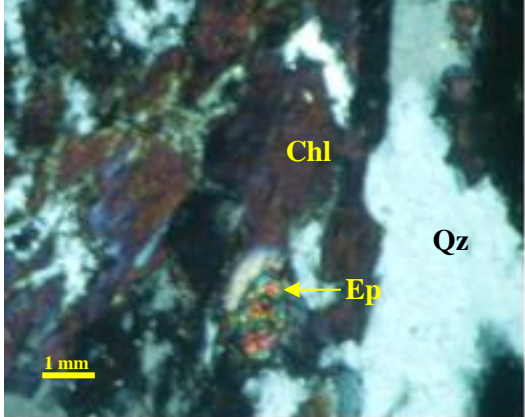
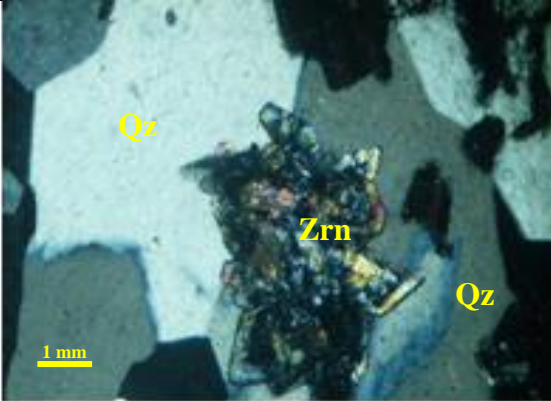
➤ **Apatite**

L'apatite a une réfringence beaucoup assez élevée et incolore. Elle a une biréfringence très faible avec une extinction droite (Photo. IV-14).

➤ **Minéraux opaques**

Ces minéraux opaques sont automorphes, ils sont en inclusion dans les cristaux de chlorites (Photo. IV-14).



	
<p>Photo IV-16 : Le phénocristal de quartz (Qz) entouré par la chlorite (Chl), de séricite (Ser) et de feldspath potassique (Fk) en LPA.</p>	<p>Photo IV-17 : Inclusion de microcristal de biotite (Bt) dans le phénocristal de plagioclase (Pl) contenant en LPNA.</p>
	
<p>Photo IV-18 : Uraninite (Urn) montrant les rayons radioactifs dans un cristal de chlorite (Chl) en LPNA.</p>	<p>Photo IV-19 : Cristal d'épidote dans les gros grains de chlorite en LPA.</p>
	
<p>Photo IV-20 : Cristal de zircon (Zrn) dans le phénocristal de quartz (Qz) en LPA.</p>	

IV.1.2.2 Faciès à micaschistes

Dans ce faciès de micaschiste, les roches sont litées, de couleurs sombres à gris dont les minéraux sont visibles à l'œil nu. On rencontre essentiellement les minéraux d'index de métamorphisme tels que la sillimanite, la biotite et le grenat. Cependant, nous pouvons trouver d'autres minéraux peu représentés comme le quartz, la microcline, chlorite, séricite,

plagioclase, des minéraux accessoires comme le zircon, l'apatite, la muscovite, l'épidote et les minéraux opaques (Tableau IV-1). Trois faciès sont distingués :

- ❖ Micaschiste à biotite et à grenat ;
- ❖ Micaschistes à biotite, grenat et à sillimanite ;
- ❖ Micaschiste à biotite et à sillimanite.

IV.1.2.2.1 Micaschiste à biotite et à grenat

Cette roche (Photo. IV-21) est caractérisée par l'apparition de deux (2) minéraux index de métamorphisme le grenat et la biotite.



IV.1.2.2.1.1 Minéralogie

Minéralogiquement cette roche est constituée principalement de grenat, de la biotite, du quartz, de feldspath potassique, de microcline, de muscovite, de chlorite, d'épidote et des minéraux accessoires comme le zircon, l'apatite et les minéraux opaques (Tableau. IV-1).

➤ Grenat

Ce faciès est marqué par l'apparition et l'abondance du grenat (Photos. IV-22 et IV-26) dans cette roche. Ils contiennent des inclusions de cristaux de biotites, de quartz, de muscovites et de minéraux opaques. Ces phénocristaux de grenat sont entourés de biotites et quelques fois de feldspaths potassiques, suivant un sens d'écoulement (Photo. IV-22).

➤ Biotite

La biotite existe sous forme de baguette. Elle est en contact direct avec le grenat, possédant des inclusions de zircons et de minéraux opaques mais également les grains de biotite sont inclus dans les gros cristaux de quartz. Certains cristaux de la biotite subissent une fusion partielle indiquant l'étape d'anatexie, et ainsi cette dernière affecte aussi le quartz (Photo. IV-23).

➤ Quartz

Le quartz est souvent en inclusion dans le grenat et la biotite (Photo. IV-22, IV-23 et IV-25).

➤ **Muscovite**

La muscovite est rare dans la roche, elle est automorphe sous forme de baguette souvent en inclusion dans le microcline (Photo. IV-24).

➤ **Feldspath potassique**

Ces feldspaths potassiques sont des phénocristaux entourés du quartz, de biotite et du grenat, présentant des inclusions de biotites de minéraux opaques (Photo. IV-25).

➤ **Microcline**

Le microcline présente des inclusions de biotite, de muscovites et de minéraux opaques (Photo. IV-24).

➤ **Chlorite**

Ces cristaux de chlorites se trouvent au contact de grenats, de quartz et des minéraux opaques (Photo. IV-26).

➤ **Zircon**

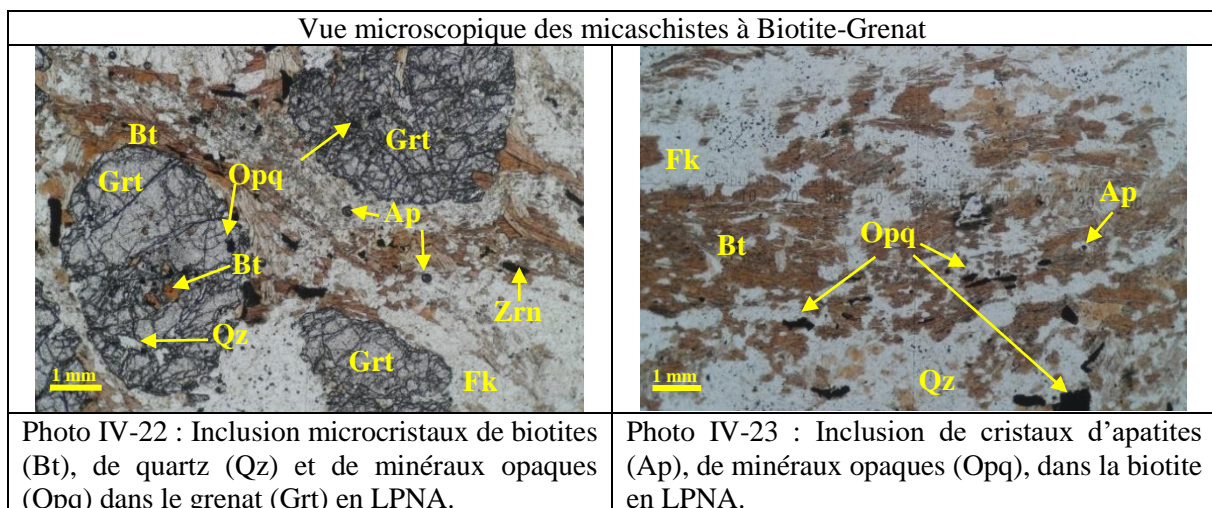
Les zircons souvent associés à la biotite avec une auréole pléochroïque, ils forment un réseau de cristaux intercroisés de grain moyen ayant un fort relief dans la matrice (Photo. IV-22).

➤ **Apatite**

L'apatite est automorphe, incolore avec une réfringence assez élevée. Elle a une biréfringence faible et une section allongée à extinction droite (Photos. IV-22 et IV-23).

➤ **Minéraux opaques**

Ces minéraux opaques sont allongés, en inclusion dans les autres minéraux. Ils suivent le même sens d'écoulement que les autres minéraux (Photo. IV-21). Dans certaines sections, les minéraux opaques sont au contact du grenat, de chlorite et du quartz (Photo. IV-26).



<p>Photo IV-24 : Inclusion de microcristal de muscovite (Ms) dans le phénocristal de Microcline en LPA.</p>	<p>Photo IV-25 : Le grenat (Grt) entouré de biotites (Bt), de feldspaths potassiques (Fk) et quartz (Qz) en LPA.</p>
<p>Photo IV-26 : les cristaux de chlorites (Chl) au contact du grenat (Grt), de minéraux opaques (Opq) et quartz (Qz) en LPNA.</p>	

IV.1.2.2.2 Micaschiste à biotite, à grenat et à sillimanite

Dans ce faciès, en plus du grenat et de la biotite, un troisième minéral index de métamorphisme apparaît, la sillimanite (Photo. IV-27).



IV.1.2.2.1 Minéralogie

Cette roche est formée principalement de grenat, de sillimanite, de biotite, du quartz, de feldspath potassique, de microcline, de muscovites, et accessoirement de zircon, de l'apatite et de minéraux opaques (Tableau. IV-1).

➤ Sillimanite

La sillimanite est très abondante dans la majorité de nos lames minces des schistes, elle forme des baguettes fibreuses incolores qui contrastent avec des cristaux colorés de biotite (Photos. IV-28, IV-29, IV-30 et IV-31). La présence de sillimanite, met en évidence que d'une part, les roches originelles étaient riches en alumine (cas des roches argileuses), et que d'autre part, ces roches ont été portées à haute température (supérieure ou égale à 650°). Les roches originelles appartenaient donc à une série sédimentaire pélitique.

➤ Grenat

Le grenat contient des inclusions de quartz, de biotites, de muscovites et de minéraux opaques. Ils sont entourés d'une part par la biotite et d'autre part par la sillimanite (Photos. IV-28 et IV-29).

➤ Biotite

Elles contiennent des inclusions de minéraux opaques, de l'apatite. La biotite et la sillimanite constituent la matrice entourant ainsi les autres minéraux. L'ensemble de ces trois minéraux (grenat, sillimanite et biotite) index métamorphique suivent le même sens d'écoulement (Photos. IV-28, IV-29, IV-30 et IV-31). Les cristaux biotites forment des ombres de pressions autour des grenats caractérisant un jeu de cisaillement dextre (Photos. IV-28, IV-29).

➤ Feldspath potassique

Le feldspath potassique existe sous forme de phénocristaux subautomorphe à xénomorphe. La biotite et la sillimanite forment un anneau circulaire autour du feldspath potassique. Il contient des inclusions de biotite et de minéraux opaques (Photos. IV-30 et IV-31).

➤ Microcline

Le microcline existe en phénocristaux, subautomorphe à automorphe. Il contient des inclusions de biotites, de minéraux opaques (Photos. IV-31 et IV-32).

➤ Zircon

Ces zircons sont souvent associés à la biotite avec une auréole pléochroïque.

➤ Apatite

Elle est automorphe, limpide avec une biréfringence faible. Elle présente une section allongée à extinction droite.

➤ Minéraux opaques

Les minéraux opaques sont fréquents, en inclusion dans la sillimanite, la biotite, et le microcline. Ces minéraux opaques suivent un sens d'écoulement (Photos. IV-28, IV-29, IV-30, IV-31, IV-32 et IV-33).

Vue microscopique des Micaschistes à Biotite-Sillimanite et à grenat

<p>Photo IV-28 : Les cristaux de grenat (Grt) entourés de part et d'autre par la sillimanite (Sill) et la biotite (Bt) en LPNA.</p>	<p>Photo IV-29 : Le phénocrystal de feldspath potassique (Fk) au contact les cristaux de grenat (Grt), de sillimanite (Sill), de biotite (Bt) et de minéraux opaques (Opq) en LPNA.</p>
<p>Photo IV-30 : Le phénocrystal de feldspath potassique (Fk) entouré par des cristaux de quartz (Qz), de biotites (Bt) et de sillimanite (Sill) en LPNA.</p>	<p>Photo IV-31 : Le phénocrystal de feldspath potassique (Fk) entouré par des cristaux de quartz (Qz), de biotites (Bt) et de sillimanite (Sill) en LPA.</p>
<p>Photo IV-32 : Inclusion de biotites (Bt), et de minéraux opaques (Opq) dans le phénocrystal de microcline en LPNA.</p>	<p>Photo IV-33 : Inclusion de biotites (Bt), de minéraux opaques (Opq) et de quartz (Qz) dans le phénocrystal de microcline en LPA.</p>

IV.1.2.2.3 Micaschiste à biotite et à sillimanite

Cette roche de micaschiste (Photo. IV-34) contient principalement des minéraux de biotites, de sillimanites, de quartz, de feldspaths potassiques, de muscovites, de microclines, d'épidotes, et accessoirement de chlorites, de zircon, de l'apatite de minéraux opaques (Tableau IV-1).

Vue macroscopique des micaschistes à Biotite et à sillimanite



Photo IV-34 : Micaschistes à Biotite et à sillimanite.

IV.1.2.2.3.1 Minéralogie

➤ Biotite

La biotite est abondante dans cette roche (Photo. IV-35). Dans certaines lames, la sillimanite forme un anneau circulaire autour des biotites (Photo. IV-36). Ces biotites présentent des inclusions de zircon, de chlorites et de minéraux opaques.

➤ Sillimanite

Elle existe sous forme de paquets flexueux, les fines aiguilles de sillimanite sont appelées aussi des fibrolites. Il existe aussi des diverses sections de prisme de sillimanite de grain fin à moyen autour et à l'intérieur d'un gros cristal de biotite (Photos IV-35 et IV-36). Dans certaines roches, on note une association de Muscovites, de biotites, de sillimanites et de quartz (Photos. IV-37 et IV.38).

➤ Quartz

Le quartz est abondant dans cette roche, les cristaux de muscovites, plagioclases, feldspath potassique et de zircon sont en inclusions dans le quartz, mais également le quartz est en inclusion dans la biotite, le microcline, (Photos. IV-39, IV-40, IV-42 et IV-43).

➤ Feldspath potassique

Les feldspaths potassiques sont subautomorphes à xénomorphes, avec des phénocristaux et microcristaux. On note des inclusions de microcristaux de muscovites, de biotites et de minéraux opaques. On note l'altération de certains phénocristaux de feldspaths potassiques donnant de la séricite (Photos. IV-39 et IV-40).

➤ Plagioclase

Le plagioclase est automorphe à subautomorphe et zoné. Dans certaines sections, le plagioclase et le feldspath potassique se trouvent à l'intérieur de phénocristaux de quartz (Photo. IV-39) alors que d'autres sections, le plagioclase est encadré par la sillimanite et la biotite (Photo. IV-41). Des inclusions de muscovites sont présentes dans le plagioclase (Photo. IV-41).

➤ **Microcline**

La microcline est bien développée dans ce faciès, elle est subautomorphe et en phénocristaux, avec des inclusions de microcristaux de quartz, de muscovites, de feldspaths potassiques. Elle présente une biréfringence moyenne et des macles polysynthétiques et entrecroisées (Photo. IV-42).

➤ **Muscovite**

Les microcristaux de muscovites sont inclus dans le quartz, le feldspath potassique la séricite, le plagioclase, la microcline (Photos. IV-38. IV-39, IV-40, et IV-42).

➤ **Chlorite**

La chlorite recouvre de part et d'autre la biotite et le feldspath potassique contenant de la séricite. On note des inclusions d'apatites et de minéraux opaques dans ces chlorites (Photo. IV-44). Dans certaines sections, la chlorite résulte de l'altération de biotites (Photo. IV-45).

➤ **Zircon**

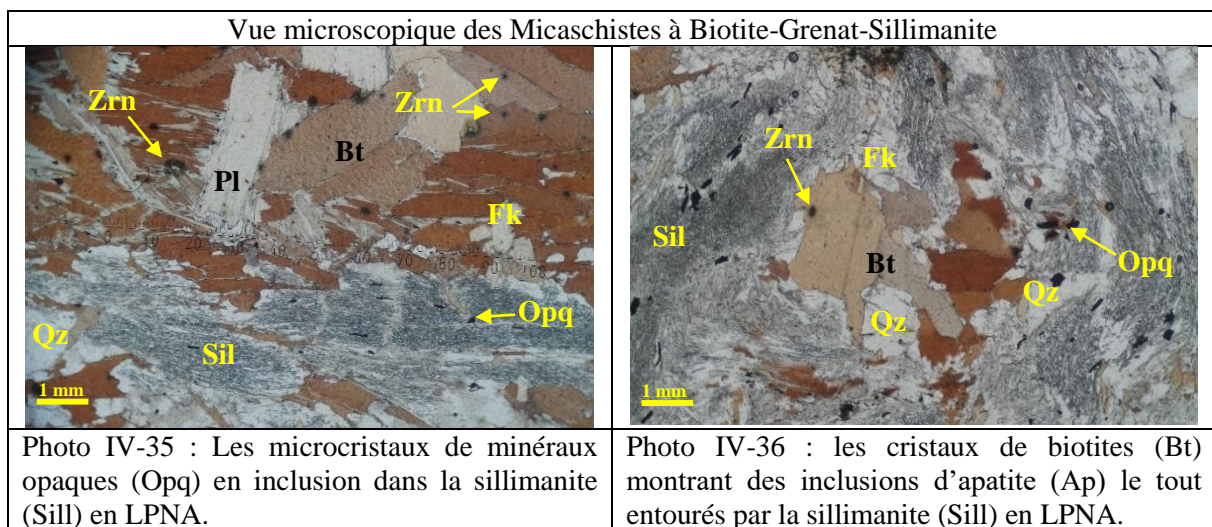
Le zircon est abondant dans ce faciès, souvent inclusion dans le quartz, les feldspaths potassiques (Photos. IV-40 et IV-44) et il est entouré d'auréole dans la biotite (Photos. IV-35 et IV-36).

➤ **Apatite**

L'apatite présente une forme arrondie, limpide avec une biréfringence assez faible, souvent associé à la biotite avec une auréole pléochroïque (Photos. IV-35, IV-36 et IV-44).

➤ **Minéraux opaques**

Les minéraux opaques sont subautomorphes à xénomorphes, en inclusion dans la sillimanite, le quartz, le feldspath potassique et dans la microcline (Photos. IV-35, IV-36, IV-44 et IV-45).



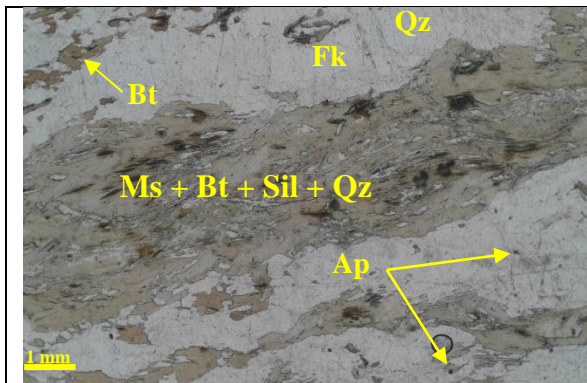


Photo IV-37 : Association de muscovites (Ms) de biotites (Bt), de sillimanite (Sill) et de quartz (Qz) en LPNA.

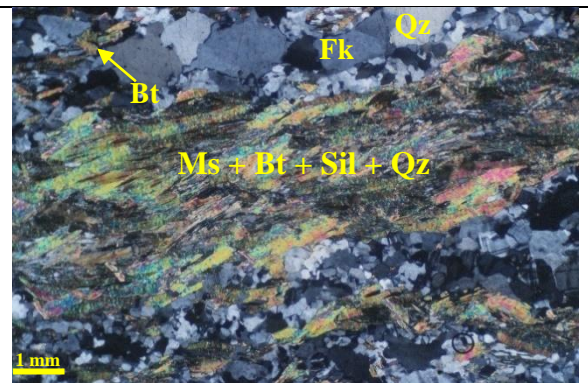


Photo IV-38 : Association de muscovites (Ms) de biotites (Bt), de sillimanite (Sill) et de quartz (Qz) en LPA.

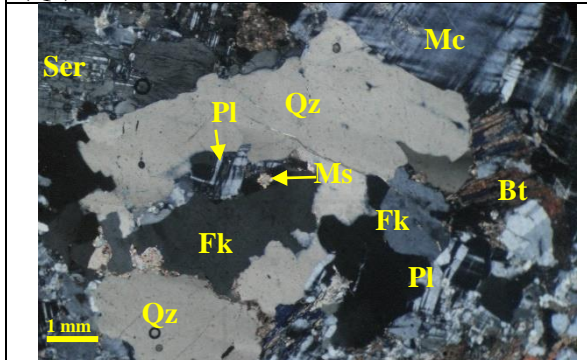


Photo IV-39 : Microcristaux de microcline (Mc) et de feldspath potassique (Fk), de la muscovite (Ms), du plagioclase (Pl) entourés par le phénocrystal de quartz (Qz) en LPA.

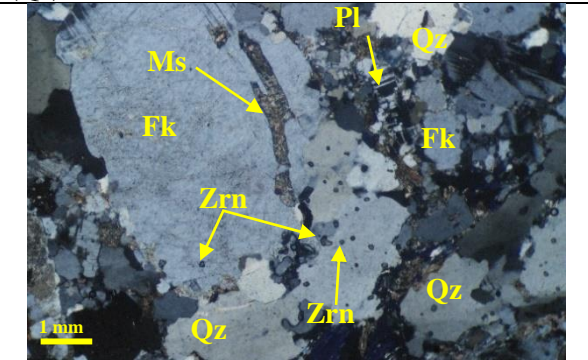


Photo IV-40 : Inclusion de la muscovite (Ms) dans le phénocrystal feldspath potassique séricitisé (Ser) en LPA.

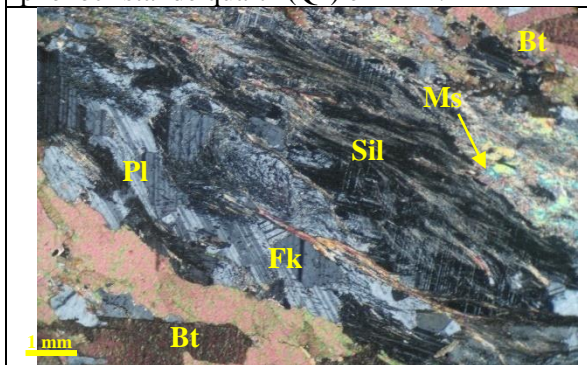


Photo IV-41 : la sillimanite (Sill) entourée de part et d'autre par la biotite (Bt), le plagioclase (Pl), le feldspath potassique (Fk) en LPA.

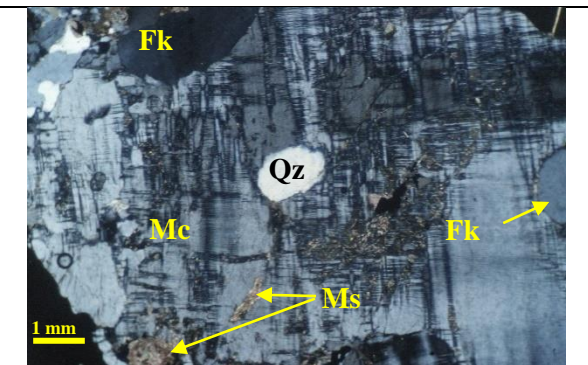


Photo IV-42 : Inclusion des cristaux de quartz (Qz), de muscovites (Ms) de feldspaths potassiques (Fk) dans le phénocrystal de microcline (Mc) en LPA.

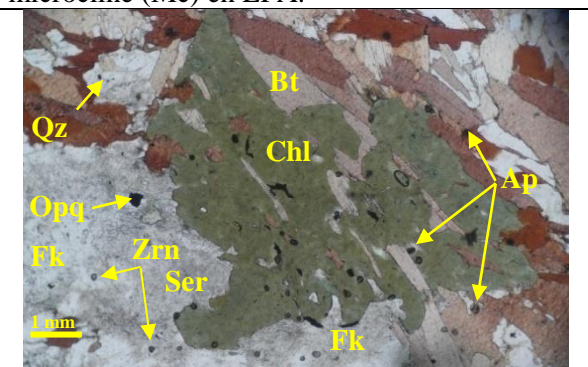
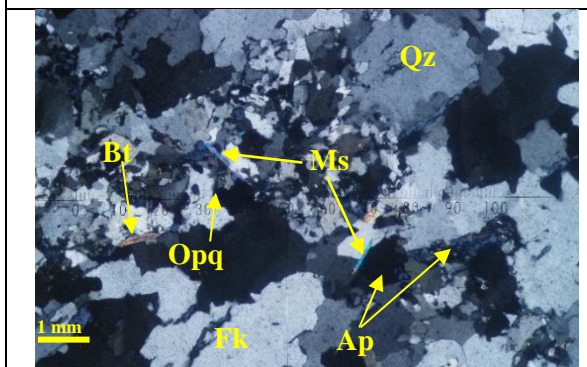
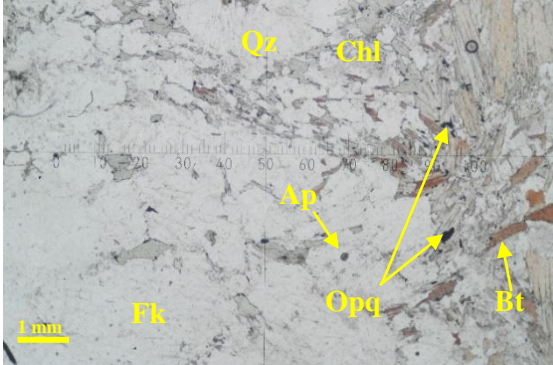


Photo IV-43 : Inclusion de microcristaux de muscovite (Ms) dans le feldspath potassique et dans le quartz (Qz) en LPA.	Photo IV-44 : Le phénocristal de chlorite (Chl) en inclusion dans le séricite (Ser) et la biotite (Bt) en LPA.
	
Photo IV-45 : Altération de la biotite (Bt) en chlorite (Chl) en LPNA.	

IV.1.3 Faciès de dyke amphibolitique

L'amphibolite de cette chaîne est une roche provenant de la transformation métamorphique régionale des roches basiques de type gabbro (ortho amphibolite) de la région de Nimba. L'échantillon d'amphibolite carotté à 7m de profondeur (Photo. IV-46) contient des minéraux amphiboles et de feldspaths visibles à l'œil nu.



IV.1.3.1 Minéralogie

Minéralogiquement elle est formée : d'amphiboles, de feldspaths potassiques, de biotites, de chlorites, d'hypersthènes, de diopsides, d'épidotes, de quartz, de séricites, d'apatites, de muscovites et de minéraux opaques (Tableau. IV-1).

➤ Amphibole

L'amphibole (plus de 50% du total de la roche) est en cristal automorphe à xénomorphe avec un pléochroïsme brun foncé, et vert foncé ; à clivages médiocres et texture assez massive (Photo. IV-47). Souvent les grains d'amphibole sont recoupés par des fissures remplies par des épidotes et des chlorites avec une biréfringence de deuxième ordre.

➤ **Feldspath potassique**

Le feldspath potassique est subautomorphe à xénomorphe. On note des phénocristaux de séricites dû à l'altération des feldspaths potassique. (Photo. IV.48).

➤ **Quartz**

Le quartz est subautomorphe à xénomorphe, limpide et ne possède pas de macles. Il se présente sous forme de microcristaux, en inclusion dans l'amphibole, le pyroxène et la chlorite (Photo. IV-47 et IV-49).

➤ **Biotite**

La biotite a été remplacée par la chlorite, elle existe sous forme de rares reliques ou grain fin.

➤ **Chlorite**

La chlorite est incolore à vert, légèrement pléochroïque. Elle est subautomorphe à xénomorphe. Elle a une biréfringence deuxième ordre avec une extinction droite (Photos. IV-49 et IV-50).

➤ **Pyroxène**

Le pyroxène est automorphe à subautomorphe, incolore à jaune brunâtre avec un pléochroïsme important et un relief assez fort. Il présente un plan de clivage et une biréfringence élevée (Photo. IV-47). Le pyroxène se trouve essentiellement sous forme d'hypersthène et de diopside.

➤ **Hypersthène**

L'hypersthène est assez faiblement coloré avec un pléochroïsme variable (vert clair à gris verdâtre, vert jaunâtre à jaune brun pâle et brun rougeâtre à rose saumon) (Photos. IV-50 et IV-51). Certains cristaux de pyroxène ont été altérés (Photo. IV-48).

➤ **Diopside**

Le diopside est parfaitement incolore en lumière naturelle mais a une biréfringence forte du milieu du deuxième ordre (Photos. IV-51 et IV-52), cependant l'hedenbergite de la série du diopside est plus ou moins colorée avec un pléochroïsme peu intense (vert jaunâtre ou vert bleuâtre clair). Le diopside est entouré par deux cristaux d'une part de pyroxène altéré et d'autre part de chlorite.

➤ **Epidote**

L'épidote est de grain fin à grossier et surtout xénomorphe. Elle forme des fissures dans les cristaux des amphiboles ayant un fort relief. La biréfringence de l'épidote est de deuxième à troisième ordre (Photo. IV-50).

➤ **Minéraux opaques**

Les minéraux opaques sont abondants dans cette roche, souvent en inclusion dans les amphiboles, le pyroxène et le feldspath potassique (Photos. IV-47, IV-48 et IV-49).

Vue microscopique de l'amphibolites

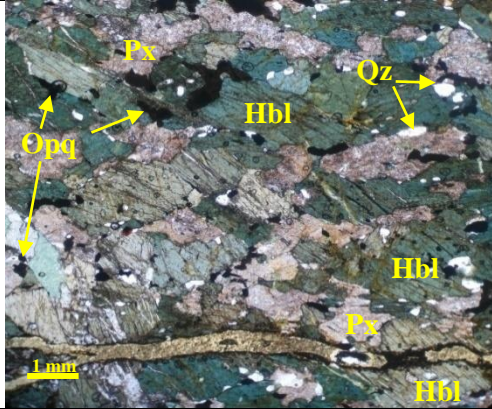


Photo IV-47 : Hornblende (Hbl) à grain moyen et grossier présente des inclusions de quartz (Qz) et de minéraux opaques en LPNA.

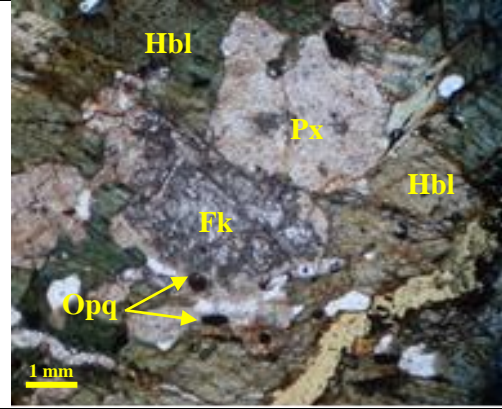


Photo IV-48 : Le pyroxène entouré de feldspath potassique (Fk) et d'hornblende (Hbl) en LPNA.

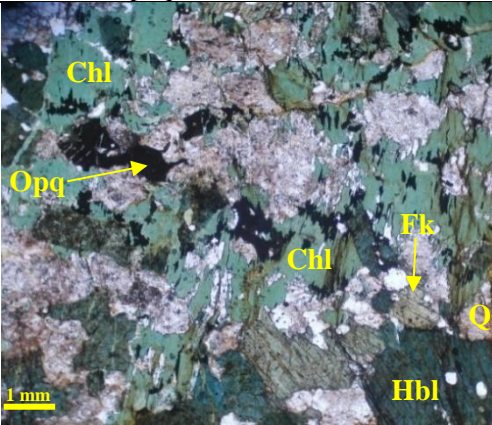


Photo IV-49 : Inclusion des cristaux de quartz (Qz), de minéraux opaques (Opq) dans la chlorite en LPNA.

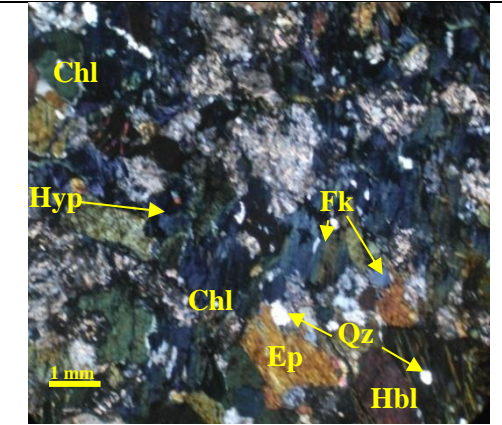


Photo IV-50 : Inclusion de microcristaux d'hypersthène dans la chlorite en LPA.

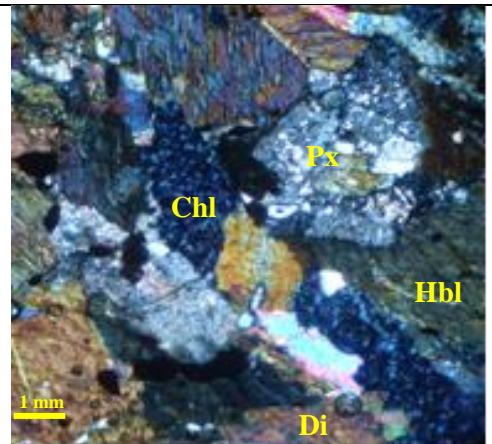


Photo IV-51 : Cristal moyen de diopside (Di) entouré d'une part de deux cristaux de chlorite (Chl) et d'autre part de deux cristaux altérés de pyroxène en LPA.

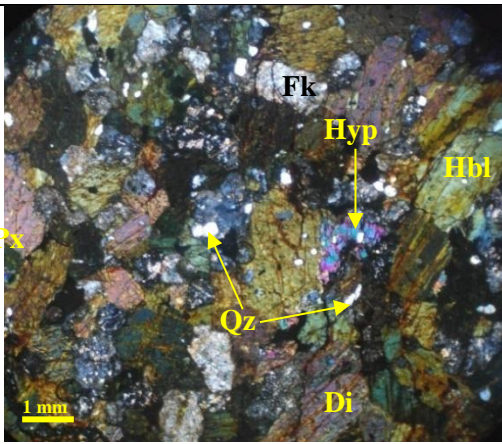


Photo IV-52 : Pléochroïsme d'hypersthène (Hyp) avec des inclusions de quartz (Qz) en LPA.

IV.1.4 Faciès pegmatitique

Les pegmatites forment souvent des poches ou des filons, à l'intérieur ou au voisinage immédiat des plutons granitiques, auxquels elles sont génétiquement associées. Elles correspondent au liquide résiduel, riche en eau, de fin de cristallisation d'un magma granitique. L'abondance de l'eau facilite la diffusion des éléments chimiques et permet la croissance des grands cristaux.



IV.1.4.1 Minéralogie

L'échantillon carotté (Photo. IV-53) à 320 m de profondeur, est caractérisé par les grandes tailles des minéraux surtout le quartz, le plagioclase, le feldspath potassique, et rarement la muscovite, la biotite, et des minéraux opaques (Tableau. IV-1).

➤ Quartz

Le quartz est subautomorphe à xénomorphe, apparaît sous forme de plage limpide, ne présentant pas de macles ni de clivage. Il présente à la fois des phénocristaux et microcristaux, avec des inclusions de feldspath et de minéraux opaques (Photos. IV-54 et IV-55).

➤ Plagioclase

Le plagioclase présente des cristaux taille moyenne, subautomorphe, incolore avec un relief et une biréfringence faible. Il montre des macles polysynthétiques et des inclusions de muscovite et feldspath potassique (Photos. IV-55 et IV-57).

➤ Feldspath potassique

Le feldspath potassique est subautomorphe à xénomorphe, existe en microcristal et en phénocristal. Il présente des inclusions de quartz, de muscovites, d'apatites et de minéraux opaques (Photos. IV-55 et IV-56).

➤ Muscovite

La muscovite est subautomorphe souvent allongée, incolore avec un relief moyen et une biréfringence élevée. Elle est en inclusion dans le phénocristal de plagioclase (Photos. IV-54 et IV-57).

➤ **Biotite**

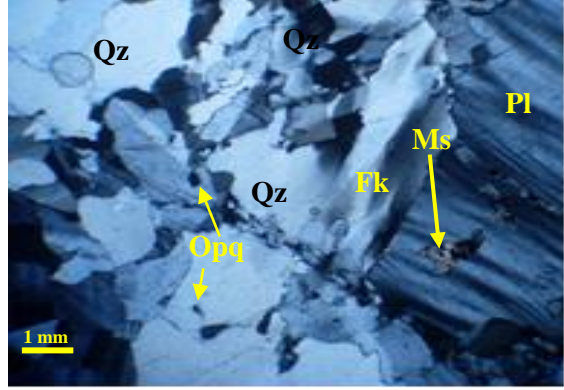
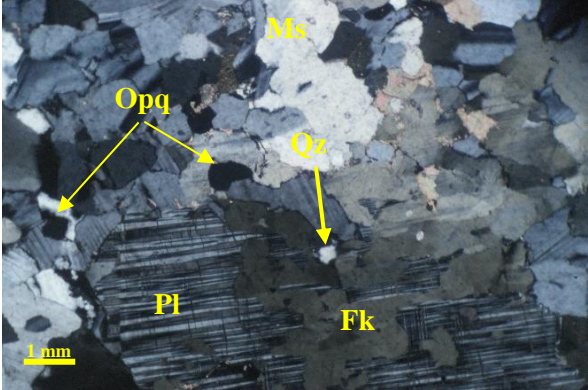
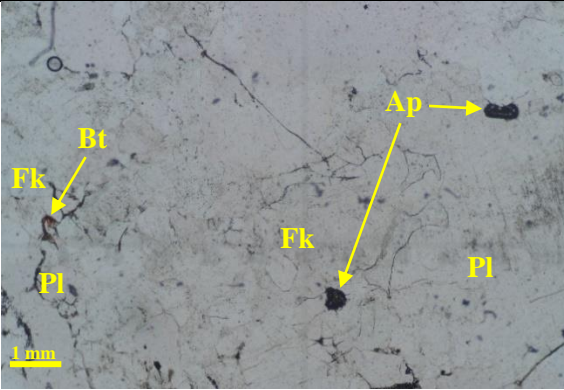
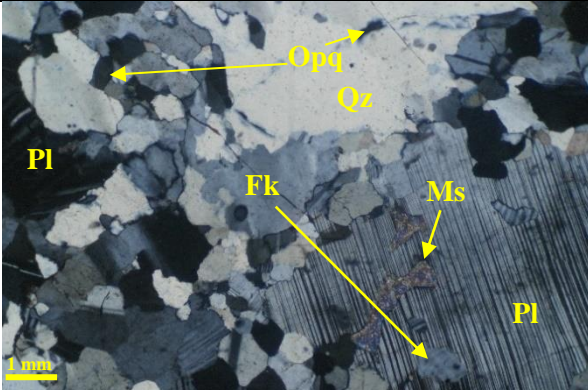
La biotite aussi est rare, se présente en microcristaux et xénomorphe. Elle est en inclusion dans le plagioclase (Photo. IV-56).

➤ **Apatite**

Elle est en inclusion dans les feldspaths (Photo. IV-56).

➤ **Minéraux opaques**

Les minéraux opaques sont répandus dans ces pegmatites, avec une forme automorphe à subautomorphe. Ils sont en inclusion dans le quartz, le feldspath potassique et le plagioclase (Photo. IV-54 et IV-56).

Vue microscopique de Pegmatite	
	
<p>Photo IV-54 : Cristaux de quartz couvrant le gros cristal de feldspath potassique en LPA.</p>	<p>Photo IV-55 : Inclusion du feldspath potassique (Fk) et de quartz (Qz) dans le plagioclase (Pl) en LPA.</p>
	
<p>Photo IV-56 : Microcristaux de biotite (Bt) en inclusion dans le feldspath potassique (Fk) et le plagioclase (Pl) en LPNA.</p>	<p>Photo IV-57 : Inclusion du feldspath potassique (Fk) et Muscovite (Ms) dans le plagioclase (Pl) en LPA.</p>

IV.2 La chaîne de Nimba

La chaîne de Nimba est située à Est de la région de Nimba (Figure. III- 3). Elle est composée de plusieurs faciès échantillonnés dans les différents districts (Nion, Gbié dans N'Zoo et Tounkarata) telles que :

- ❖ Faciès gneissique ;
- ❖ Faciès quartzitique ;
- ❖ Faciès muscovitique ;
- ❖ Faciès amphibolitique ;

- ❖ Faciès granitiques ;
- ❖ Faciès itabiritiques qui sera étudié dans le chapitre 7.

Il faut signaler que, grâce au résultat du compteur de points, nous avons la composition minéralogique des différents faciès de la chaîne de Nimba (Tableau IV-2).

Tableau IV-2 : Composition minéralogique des différents faciès de la chaîne de Nimba								
	Orthogneiss		Quartzite	Muscovite	Amphibolite		Granite	
	(Nion)	A biotite (Gbié)			(Nion et Séringbara)	Gbié	Gbié	Toungkarata
Apatite	+	+++						
Biotite	+++	++++				++		
Chlorite								
Epidote					+++	+++		
Feldspath potassique	++++	++++	++++	+++	++	++		
Grunérite					++++	++++		
Microcline	++	++						
Muscovite	+	++	++++	++++				
Minéraux opaques	++	++++	++	++	++++	+++		
Oxyde			+					
Plagioclase	++	+++						
Quartz	++++	++++	++++	+++	++	++		
Séricite	+++							
Zircon	+	++	++					
++++Abondant, +++Moyennement abondant, ++ Peu abondant, + Très rare								

IV.2.1 Faciès gneissiques

Les roches gneissiques de la chaîne de Nimba dérivent des roches magmatiques. Ces orthogneiss constituent le socle de la région de Nimba, elles affleurent à l'Est de la région selon une bande de plusieurs Kilomètres de large, d'orientation NNE au sud, à ENE au nord. On lui associe par ailleurs les gneiss au contact des métasédiments de la série de Nimba vers l'ouest. Vers le nord et l'ouest, la limite n'est pas définie en raison de l'importance de la couverture sédimentaire. Ainsi, on distingue :

IV.2.1.1 Faciès orthogneiss de Nion

Au pied du versant ouest de la chaîne de Nimba, dans le district de Nion (région de Nimba), situé au sud près de la frontière avec le Libéria. Cette roche gneissique (Photo. IV-58) apparaît avec des veines de quartz. Ces roches, de teinte claire, présentent une foliation bien marquée, leur grain moins grossier leur confère un aspect nettement granitique. En cela, elle se distingue des orthogneiss fins à biotite qui forment la plus grosse partie de la série métamorphique archéenne.

Vue macroscopique d'orthogneiss du district de Nion



Photo IV-58 : Gneiss avec les veines de quartz dans le district de Nion (7° 36' 5.6916" N -8° 28' 52.2480" W).

IV.2.1.1.1 Minéralogie

Sous le microscope, ces orthogneiss sont constitués de quartz, de feldspaths potassiques, de plagioclases, de biotites, de muscovites, de microclines, d'apatites, de zircons, de minéraux opaques (Tableau IV-2).

➤ Quartz

Dans cette roche, les cristaux de quartz sont xénomorphes et de tailles moyennes. Certains cristaux de quartz sont à l'inclusion dans des phénocristaux de feldspath potassique (Photo. IV-60).

➤ Feldspath potassique

Le feldspath potassique existe en phénocristal subautomorphe à xénomorphe. La présence de phénocristaux de séricites est due à l'altération de feldspaths potassiques (Photos. IV-61 et IV-62). Des inclusions de microcristaux de quartz, de biotite et de muscovite sont présentes dans le feldspath (Photo. IV-62).

➤ Plagioclase

Le plagioclase de taille moyenne, subautomorphe à xénomorphe (Photo. IV-60). On constate que dans certaines sections que le plagioclase s'altère en séricite (Photos. IV-61 et IV-62).

➤ Biotite

Ces biotites sont en inclusion dans les phénocristaux de microclines, et de feldspath potassique. L'altération de certains cristaux de biotites entraîne la formation de chlorites (Photos. IV-61 et IV-62).

➤ Microcline

La microcline se présente sous forme de phénocristal subautomorphe. Les microcristaux de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase, de biotite et de muscovite sont en inclusion dans le phénocristal de microcline (Photo. IV-62).

➤ Muscovite

La muscovite est rare, elle est xénomorphe, en inclusion dans la microcline et dans le feldspath potassique (Photo. IV-62).

➤ Minéraux opaques

Les minéraux opaques sont présents, ils ont une forme subautomorphe à xénomorphe. Ces minéraux opaques sont en inclusion dans le quartz, dans le plagioclase et dans le feldspath potassique (Photo. IV-59).

➤ Chlorite

La chlorite existe dans la roche mais elle est issue de l'altération de la biotite (Photos. IV-61 et IV-62)

Vue microscopique d'ortho-gneiss du district de Nion	
<p>Photo IV-59 : la microcline entourée des microcristaux de quartz (Qz), de plagioclase (Pl), de feldspath potassique (Fk) et de Minéraux opaques (Opq) en LNPA.</p>	<p>Photo IV-60 : la microcline entourée des microcristaux de quartz (Qz), de plagioclase (Pl), de feldspath potassique (Fk) et de Minéraux opaques (Opq) en LPA.</p>
<p>Photo IV-61 : les microcristaux biotite (Bt), de quartz (Qz) et de feldspath potassique (Fk) incluent dans les phénocristaux de Microcline (Mc) et du plagioclase (Pl) de la séricite (Ser) en LPNA.</p>	<p>Photo IV-62 : les microcristaux biotite (Bt), de quartz (Qz) et de feldspath potassique (Fk) incluent dans les phénocristaux de Microcline (Mc) et du plagioclase (Pl) contenant de la séricite (Ser) en LPA.</p>

IV.2.1.2 Faciès ortho-gneissiques à biotites (district de Gbié)

Au nord de la chaîne de Nimba dans le district de Gbié (région de Nimba), deux (2) échantillons de roches gneissiques ont été prélevés (Photo. IV-63). A l'affleurement, elle se caractérise par des grains fins (millimétriques), avec une teinte grisâtre claire, marquée par la présence de la biotite. Ce sont de gneiss riche en biotite qui forme la plus grosse partie de la série métamorphique archéenne.

Vue macroscopique d'orthogneiss à biotite du district de Gbié



Photo IV-63 : Gneiss à biotite dans le district de la Gbié au Nord de la chaîne de Nimba

IV.2.1.2.1 Minéralogie

L'orthogneiss à biotite est constituée de biotites, de quartz, de feldspaths potassiques, de plagioclases, de muscovites, de zircons, d'apatites, de minéraux opaques (Tableau IV-2).

➤ Biotite

Dans cette roche, Les cristaux de biotites sont abondants. Elles sont allongées, dans certains cristaux, on note le début de chloritisation de la biotite résultant de l'altération. La biotite est en inclusion dans le microcline, le quartz, le plagioclase et le feldspath potassique (Photos. IV-64, IV-65, IV-66 et IV-68).

➤ Quartz

Les cristaux de quartz existent des inclusions de microcristaux de biotite, d'apatites et de minéraux opaques (Photos IV-65 et IV-67).

➤ Feldspath potassique

Le feldspath potassique est caractérisé contient des inclusions de cristaux de biotites, quartz, muscovites et minéraux opaques (Photos. IV-65, IV-67 et IV-68).

➤ Plagioclase

Dans ces cristaux de plagioclases, on note la présence des inclusions de feldspaths potassiques, de biotites, et de muscovites (Photos. IV-65 et IV-68).

➤ Muscovite

Ces cristaux de muscovites sont en inclusions dans le feldspath potassique et le plagioclase (Photo. IV-65).

➤ Zircon

Ces zircons sont souvent en inclusion dans le quartz (Photo. IV-67).

➤ Apatite

Souvent en inclusion dans le quartz, le feldspath potassique (Photo. IV-64 et IV-66).



➤ **Minéraux opaques**

Ils sont aux contactent ou en inclusions dans les autres minéraux (Photos. IV-64, IV-65 et IV-68).

Vue microscopique d'orthogneiss à biotite du district de Gbié	
<p>Photo IV-64 : Alignement de microcristaux de biotite (Bt) suivant un sens d'écoulement en LPNA.</p>	<p>Photo IV-65 : Inclusion de la muscovite (Ms) incluse dans le plagioclase (Pl) et le feldspath potassique en LPA.</p>
<p>Photo IV-66 : les cristaux de quartz (Qz), de feldspaths potassiques (Fk), de plagioclases (Pl), de microcline (Mc) sont encadrés par les cristaux de biotites (Bt) et de minéraux opaques (Opq) en LPNA.</p>	<p>Photo IV-67 : Inclusion de microcristaux de biotite (Bt) dans les cristaux de quartz (Qz), de plagioclase (Pl) et de feldspath potassique en LPA.</p>
<p>Photo IV-68 : L'écoulement des cristaux de biotites (Bt) recoupées par les cristaux de plagioclases (Pl) en LPA.</p>	

IV.2.2 Faciès quartzitique

Les quartzites blancs dépourvus de magnétite, affleurent essentiellement près du contact avec le substratum gneissique et granitique, sur les flancs Est et Ouest de la chaîne de Nimba (Lamotte et Routhier, 1943). Deux faciès quartzitiques ont été échantillonnés : Dans le district de Nion à quelques mètres l'orthogneiss. En remontant le flanc Nord de la colline de Nion, on observe de gros blocs de quartzites de couleurs rougeâtres fracturés (Photo. IV-69) alors que dans le secteur du mont des Génies (district de Gbié), on remarque la présence de bancs de quartzites (Photo. IV-70).

Vue macroscopique de faciès quartzitique du district de Nion.	Vue macroscopique de faciès quartzitique du district de Gbié.
	
Photo IV-69 : Blocs de quartzites fracturés par les mouvements tectoniques dans le district de Nion.	Photo IV-70 : Bloc de quartzite dans le district de Gbié.

IV.2.2.1 Minéralogie

Ces roches quartzitiques sont formées de quartz, muscovites, feldspaths potassiques, et accessoirement du zircon zoné et de minéraux opaques (Tableau IV-2).

➤ Quartz

Le quartz existe en micro et en phénocristal, incolore et limpide avec un relief faible, la biréfringence est faible, avec une teinte gris clair du premier ordre et l'extinction roulante (Photos. IV-71 et IV-76).

➤ Feldspath potassique

Le feldspath potassique existe en microcristal et en phénocristal, de forme subautomorphe à xénomorphe, incolore, avec un relief faible, une teinte de premier ordre et une extinction oblique (Photo. IV-72 et IV-75).

➤ Muscovite

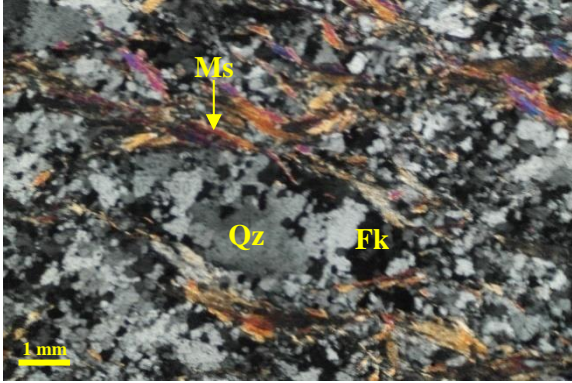
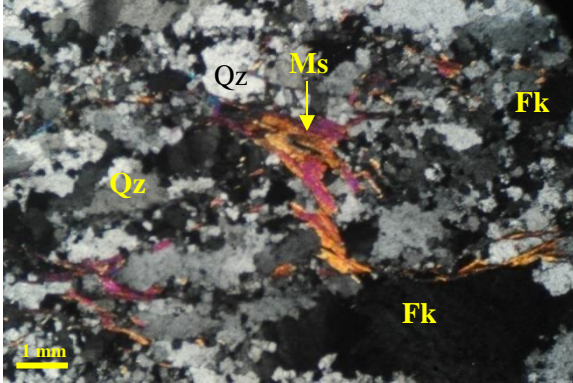
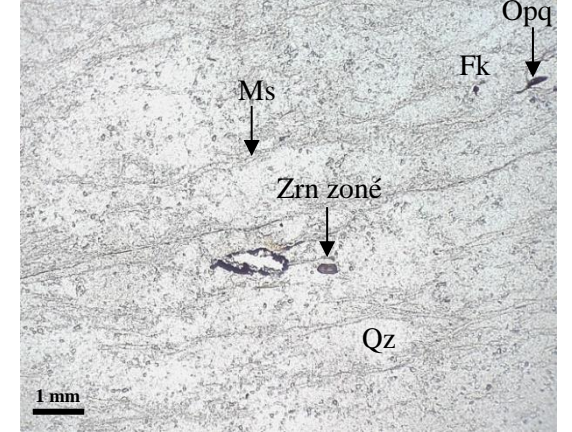
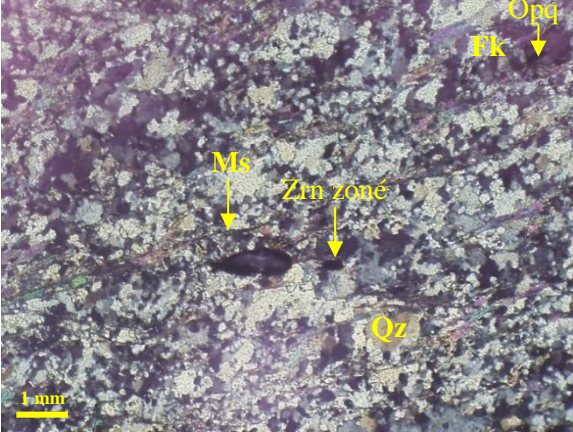
Les cristaux de muscovites sont abondants dans ces quartzites, souvent automorphe à subautomorphe. Ces muscovites sont en inclusions dans le feldspath potassique et dans le quartz (Photos. IV-71, IV-72 et IV-76).

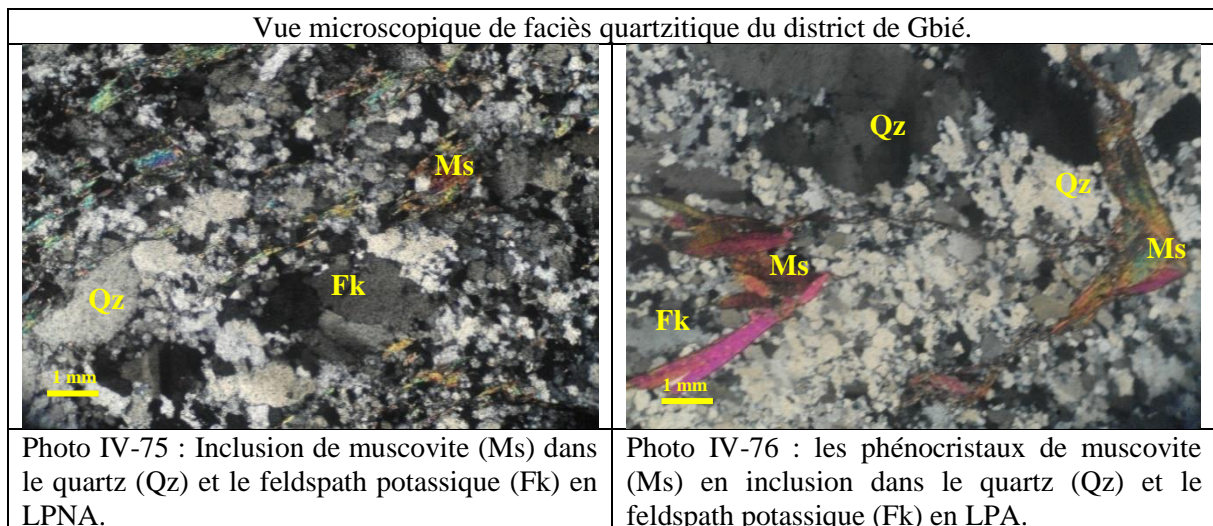
L'étude pétrographique montre que dans le district de Nion, les quartzites sont caractérisés par des cristaux de muscovites ouvertes sous forme de fentes de "S" et des cristaux de quartz et feldspaths alcalins sous forme de "C" d'où la formation des "C/S" ou zone de cisaillement donc

l'existence de micros plis dans le district de Nion (Photos. IV-71 et IV-72). Par contre, dans le district de Gbié au Nord, l'étude ne révèle pas l'existence de zone de cisaillement (Photos. IV-75 et IV-76).

➤ **Zircon**

Cette roche est marquée par la présence de zircon zone se trouvant en inclusion dans le quartz (Photos. IV-73 et IV-74).

Vue microscopique de faciès quartzitique du district de Nion.	
	
Photo IV-71 : Cristaux de muscovite montrant un sens d'écoulement en LPNA.	Photo IV-72 : Phénocristal de muscovite (Ms) ouverte sous forme de fente S et des cristaux de quartz (Qz) et feldspath potassique (Fk) en forment de C en LPA.
	
Photo IV-73 : Zircon zoné inclus dans le quartz en LPNA.	Photo IV-74 : Zircon zone inclus dans le quartz en LPA.



IV.2.3 Faciès Muscovitique

Dans le district de Nion, Les muscovites se trouvent sous formes de filons contenus dans les quartzites (Photo. IV-77).



IV.2.3.1 Minéralogie

Cette roche est formée essentiellement de la muscovite, quelques microcristaux de quartz, le feldspath alcalin et accessoirement les minéraux opaques (Tableau. IV-2).

➤ Muscovite

La muscovite est automorphe sous forme de baguettes. Cette roche est caractérisée par des inclusions de microcristaux de quartz, de feldspaths potassiques et de minéraux opaques dans la muscovite (Photos. IV-78, IV-79, IV-80 et IV-81).

➤ Feldspath potassique

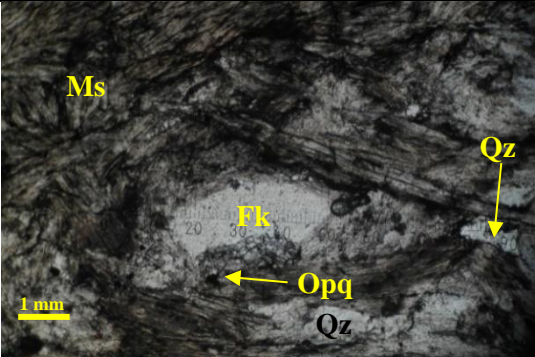
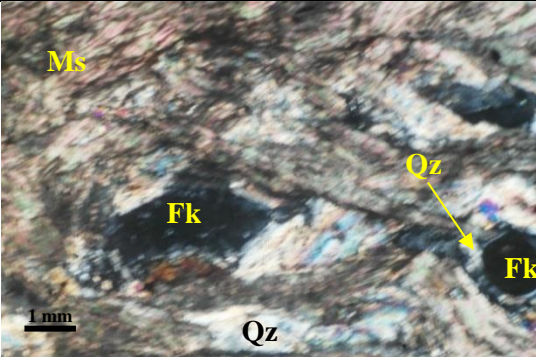
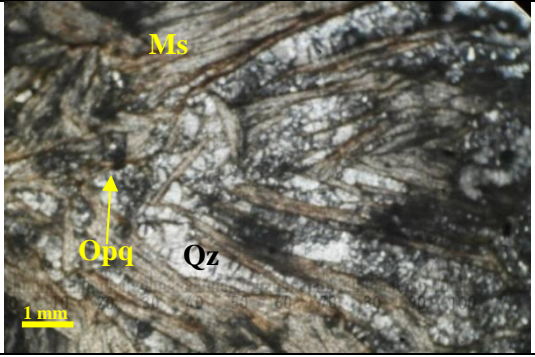
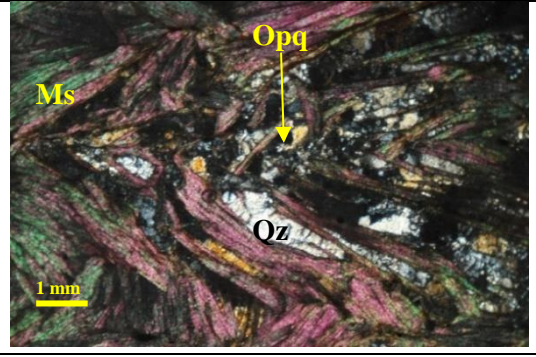
Le feldspath potassique existe en microcristal, subautomorphe à automorphe, en inclusion dans la muscovite (Photos. IV-78 et IV-79).

➤ **Quartz**

Le quartz existe mais microcristal, subautomorphe à xénomorphe. Le plus souvent entouré ou en inclusion dans les cristaux de muscovites (Photos. IV-80 et IV-81).

➤ **Minéraux opaques**

Les minéraux opaques sont abondants dans la roche, automorphes en inclusion dans la muscovite (Photos. IV-80 et IV-81).

Vue microscopique de faciès muscovitique du district de Nion.	
	
<p>Photo IV-78 : Inclusions de feldspath potassique (Fk), de quartz (Qz), et de minéraux opaques (Opq) dans les cristaux de muscovites (Ms) en LPNA.</p>	<p>Photo IV-79: Inclusions de feldspath potassique (Fk), de quartz (Qz), et de minéraux opaques (Opq) dans les cristaux de muscovites (Ms) en LPA.</p>
	
<p>Photo IV-80 : Les cristaux de quartz (Qz) suivent le même sens d'écoulement que les muscovites en LPNA.</p>	<p>Photo IV-81 : Les cristaux de quartz (Qz) suivent le même sens d'écoulement que les muscovites en LPA.</p>

IV.2.4 Faciès amphibolitiques

Les roches amphibolitiques prélevées dans les districts de Nion, Séringbara et Gbié, (région de Nimba) se répartissent en trois (3) groupes selon les zones échantillonnages.

Le premier groupe de roches amphibolites (Amp01, Amp02, Amp03 et Amp04), est situé au sud du district de Nion près de frontière internationale entre la Guinée et le Libéria et dans le district de Nion respectivement ($7^{\circ} 34' 56.224''$ N, $-8^{\circ} 28' 51.349''$ W) ; ($7^{\circ} 36' 20.1384''$ N, $-8^{\circ} 28' 23.1852''$ W) (Photo. IV-82).

Le second groupe d'échantillons (Amp05, Amp06 et Amp07), est situé au centre de la chaîne, sur les hauteurs du district de Séringbara ($7^{\circ} 37' 28.4427''$ N, $-8^{\circ} 26' 6.34826''$) (Photo. IV-83). Ces deux premiers groupes de roches amphibolitiques affleurent largement sur le flanc Ouest

de la chaîne de Nimba, elles peuvent constituer une masse unique ou apparaissent en bandes intercalées dans les schistes et/ou aux contacts des quartzites dont la taille de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres. Elles ont un aspect massif et une teinte sombre, lorsqu'elles sont peu déformées, et une teinte verte assez pâle lorsqu'elles sont déformées. Dans le premier cas, les roches à grain moyen ou grossier montrent des textures magmatiques bien reconnaissables.

Le troisième groupe d'amphibolite (Photo. IV-84), comprenant deux (2) échantillons (Amp08 et Amp09) au nord, dans le district de Gbié ($7^{\circ} 40' 13.5072''$ N, $- 8^{\circ} 20' 32.6385''$ W). Les roches sont sombres et souvent bien reconnaissables. Les échantillons prélevés dans le secteur de Gbié, montre aussi une texture magmatique et marquée par la présence de microcristaux de biotites témoins d'une recristallisation totale dans des ferromagnésiens initiaux.

Vue macroscopique de faciès amphibolitique du district de Nion.



Photo IV-82 : Amphibolite située dans le district de Nion ($7^{\circ} 36' 20.1384''$ N, $-8^{\circ} 28' 23.1852''$).



Photo IV-83 : Amphibolite située sur les hauteurs du district de Séringbara ($7^{\circ} 37' 28.4427''$ N, $-8^{\circ} 26' 6.34826''$).

Vue macroscopique de faciès amphibolitique du district de Gbié



Photo IV-84 : Amphibolite située dans le district de Gbié ($7^{\circ} 40' 13.5072''$ N, $- 8^{\circ} 20' 32.6385''$ W).

IV.2.4.1 Minéralogie

Les analyses microscopiques de ces roches amphibolitiques relèvent qu'elles sont formées d'Hornblendes de la série de cummingtonite (grunérite), de biotite, de muscovite, de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase, d'épidote, de minéraux opaques (Tableau IV-2).

➤ Grunérite

La grunérite est une hornblende de la série de cummingtonite, elle se présente sous forme de baguettes allongées aciculaires souvent fibreuses. Elle présente des inclusions d'épidotes de minéraux opaques, de quartz, de biotites, de feldspaths potassiques (Photos. IV-85, IV-86, IV-87 et IV-94).

➤ Epidote

Les lames d'amphibolites sont riches d'épidotes, il se développe essentiellement dans le métamorphisme à partir de protolithes variés contenant toutefois une certaine quantité de calcium. Elle paraît dans les conditions modérées de métamorphismes (faciès de schistes verts ou d'amphibolites) de basses températures. Les cristaux d'épidotes sont allongés, souvent en inclusion dans la grunérite ou quelques fois aux contacts des cristaux quartz, de feldspath potassique et grunérite (Photos. IV-86, IV-88 et IV-90).

➤ Biotite

La biotite est rare mais existe en microcristale et automorphe souvent allongée. Elle est en inclusion dans la grunérite, le quartz et le feldspath alcalin (Photos. IV-91 et IV-92).

➤ Muscovite

La muscovite est abondante dans ces amphibolites. Ces muscovites sont en inclusions dans la grunérite, dans le feldspath potassique et dans le quartz.

➤ Quartz

Le quartz possède une forme subautomorphe à xénomorphe. Les cristaux de quartz sont en inclusion dans la grunérite et dans le feldspath potassique (Photos. IV-91 et IV-96).

➤ Feldspath potassique

Le feldspath potassique est abondant. On note des inclusions de biotites, de quartz, et de minéraux opaques (Photos. IV-87 et IV-91).

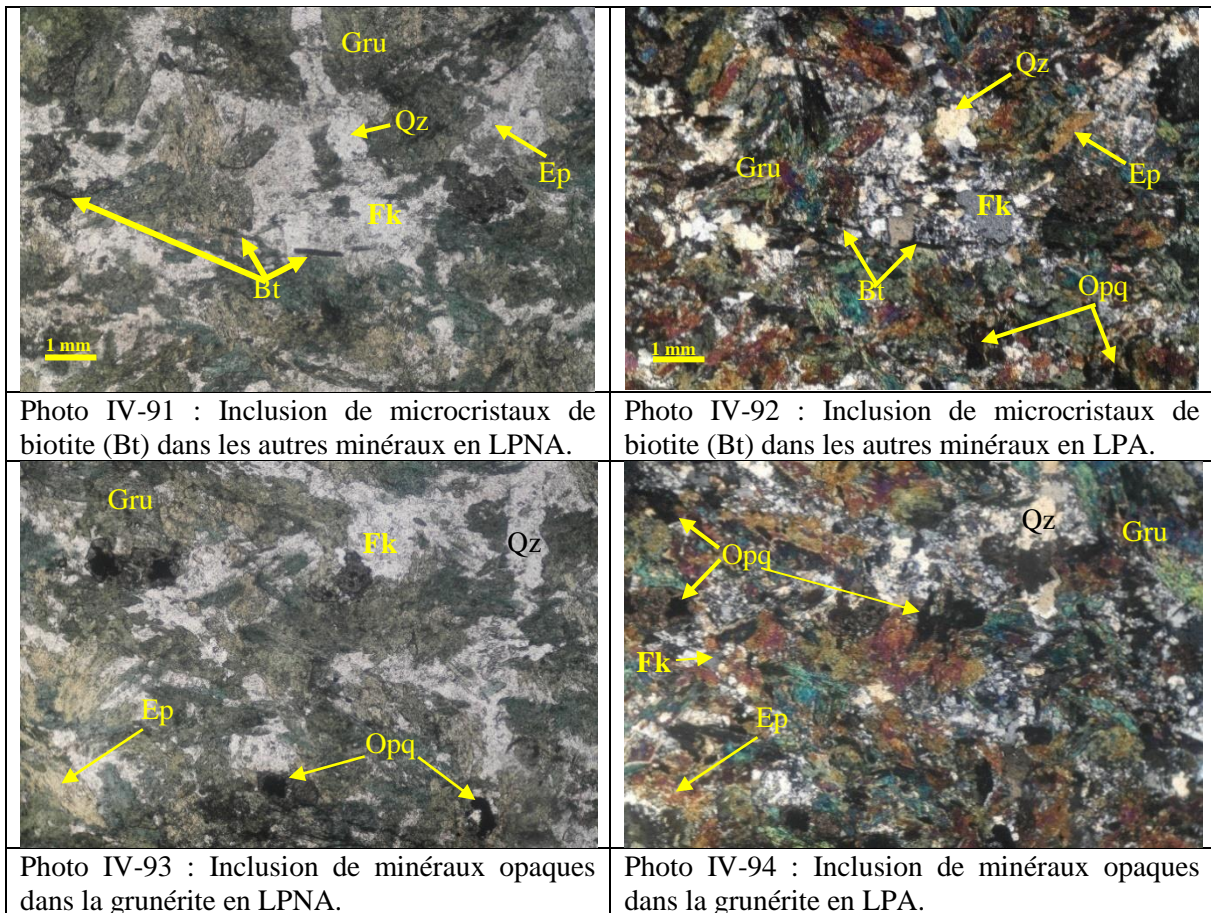
➤ Minéraux opaques

Les minéraux opaques sont abondants dans ces amphibolites. Ils existent en microcristaux subautomorphes à xénomorphes, en inclusion dans les autres minéraux (Photos. IV-87, IV-92 et IV-94).

Nous constatons que dans les amphibolites situées au sud (district de Nion et de Séringbara), deux phénomènes : une zone de brèche constituant la phase S1, remplie de grunérite et une zone de faille constituant la phase S2 qui est caractérisée par le déplacement de blocs dû à l'activité d'une faille (Photo. IV-85, IV-87, IV-88, IV-89 et IV-90). Par contre dans les amphibolites du nord (district de Gbié), il n'existe ni de zones de brèches, ni de zones de failles encore moins

l'alternance des couches sombres et claires mais marquées par la présence de cristaux de biotites (Photos. IV-94, IV-93 et IV-94).

Vue microscopique de faciès amphibolitique du district de Nion et de Séringbara.	
<p>Photo IV-85 : Un volume important de la zone de brèche constituant la phase S1 en LPNA.</p>	<p>Photo IV-86 : Un volume important de la zone de brèche constituant la phase S1 en LPA.</p>
<p>Photo IV-87 : Déplacement des minéraux marqués par le jeu de faille formant la phase S2 en LPNA.</p>	<p>Photo IV-88 : Minéraux d'épidote (Ep) inclus dans la grunérite en LPA.</p>
<p>Photo IV-89 : La zone de brèche marquée par la phase S1 et le jeu de la faille forme la phase S2 en LPNA.</p>	<p>Photo IV-90 : La zone de brèche marquée par la phase S1 et le jeu de la faille forme la phase S2 en LPA.</p>
Vue microscopique de faciès amphibolitique du district de Gbié.	



IV.2.5 Faciès granitique

Dans la chaîne de Nimba, le faciès granite est localisé dans le district de Gbié et de Tounkarata.

IV.2.5.1 Granite à biotite du district de Gbié







Ces roches granitiques affleurent au milieu du district de Gbié sur une distance de 30 m sous forment de petits dômes aux pentes douces (Photo III-95, 7° 40' 18.1128" N - 8° 18' 57.3838" W) et en remontant la réserve Nimba, on rencontre des blocs de granites qui apparaissent dans la forêt (Photo III-96, 7° 39' 50.0329" N - 8° 19' 22.9908" W). Les faciès les plus caractéristiques sont des granites blancs à roses clairs, grains moyens. Les débits en boules s'observent fréquemment et constituent l'un des principaux critères permettant de distinguer le granite des gneiss.

IV.2.5.2 Granite de Tounkarata

Les roches granites qui regroupent une large gamme de granitoïdes, s'individualise en batholite s'étendant à l'est et au sud de la formation du Nimba, couvrant la partie orientale de la région et se poursuit en Côte d'Ivoire (Kouamélan et *al*, 1997). Cet ensemble granitique est appelé « Batholite de Tounkarata ». À l'est, le batholite de Tounkarata passe aux granitoïdes libériens du domaine de Man (Côte d'Ivoire), datant d'environ 2800 Ma (Camil et *al*, 1983 ; Kouamélan et *al*, 1997 ; Cocherie et *al*, 1998).

Le trait commun des granitoïdes du batholite de Tounkarata est une granulométrie moyenne à grossière et une teinte rose à rose claire. Ces traits confèrent aux roches une nature clairement granitique, nature qui révèle également les fréquents reliefs en dômes (Photos. IV-97, IV-98) et en boules (Photos. IV-99, IV-100).

Vue macroscopique du batholite de Tounkarata (district de Tounkarata)	
	
Photo IV-97 : Dôme de granite dans le district de Tounkarata (7° 46' 34.190399" N ; 8° 13' 14.35439" W).	Photo IV-98 : Dôme de granite dans le district de Tounkarata (7° 45' 40.3104" N ; 8° 12' 12.3912" W).
	
Photo IV-99 : Bloc de granite dans le district de Tounkarata (7° 45' 22.72080" N ; 8° 12' 31.7916" W).	Photo IV-100 : Boule de granite dans le district de Tounkarata (7° 45' 34.190399" N ; 8° 12' 24.5376" W).

Chapitre V. Etudes Géochimiques des roches amphibolitiques et granitiques de la région de Nimba

Cette étude géochimique repose essentiellement sur les roches amphibolitiques et granitiques de la région de Nimba, elle permet de :

- ❖ savoir la nature du protolithe ;
- ❖ connaître le contexte de mise en place de ces roches.

D'autres roches (Gneiss felsiques, Gneiss potassiques, Schiste à chlorite, Micaschistes à biotite, à grenat et à sillimanite) ont été analysées (Tableau 0-1), et certains résultats (Tableau 0-2) d'analyses de roches de la région de Nimba (Schiste lité à quartz-amphibole, Schiste amphibolitique lité à grain grossier, Schiste amphibolitique lités à grain fin, Amphibolite porphyroblastique, Basalte tholéitique- Basalte de Deccan, Phyllites et la moyenne de 33 analyses du précambrien de Nimba) présent dans les travaux de (Washington, 1922 ; Nanz, 1953), pour connaître le taux de Fe_2O_3 et FeO dans ces roches (voir annexe).

V.1 Les roches amphibolitiques de la région de Nimba

Le résultat de l'analyse géochimique des roches amphibolitiques de cette région est reporté dans le tableau. V-1, et permet de montrer la composition des éléments majeurs et en traces de ces roches.

	Au Sud (districts de Tuo et de Nion)				Au Centre (District de Séringbara)			Au Nord (district de M'Gbié)	
Echan	Amp01	Amp02	Amp03	Amp04	Amp05	Amp06	Amp07	Amp08	Amp09
SiO ₂	49,31	48,49	46,7	49,15	49,68	48,35	47,78	47,46	49,63
TiO ₂	1,05	1,08	1,21	0,94	1,29	0,89	0,57	1,82	0,81
Al ₂ O ₃	14,41	14,69	14,41	15,36	14,22	15,39	12,7	13,65	12,99
Fe ₂ O _{3t}	14,45	13,65	13,35	12,51	15,49	12,65	11,54	17,17	10,54
MnO	0,21	0,24	0,23	0,21	0,24	0,21	0,32	0,26	0,18
MgO	6,88	6,05	9,01	8	6,53	7,9	13,14	5,25	9,85
CaO	10,73	14,34	12,67	11,61	10,53	11,17	10,77	10,73	9,47
Na ₂ O	2,32	1,11	1,42	1,89	0,67	2,25	1,48	2,07	2,46
K ₂ O	0,24	0,27	0,14	0,13	0,61	0,28	0,54	0,56	1,63
P ₂ O ₅	0,15	0,11	0,14	0,14	0,13	0,1	0,05	0,18	0,26
PF	0,13	0,41	0,44	0,22	0,64	0,4	1,08	0,75	0,87
Tot	99,88	100,44	99,72	99,72	100,03	99,59	99,97	99,91	98,69
U(ppm)	0.22	0.18	0.07	0.1	0.1	0.1	0.12	0.49	0.3
Th	0.81	0.93	0.22	0.51	0.46	0.46	0.22	0.52	1.01
Ta	0.21	0.2	0.18	0.22	0.28	0.18	0.09	0.41	0.21
Nb	2.86	2.74	2.61	2.79	3.65	2.3	1.11	5.13	2.094
Hf	2.01	1.9	1.15	1.58	2.26	1.45	0.82	3.11	1.64
Zr	70.68	72.95	32.79	59.5	83.05	52.3	30.42	115.4	62.11
Y	23.78	24.03	18.63	20.86	26.96	18.67	12.66	39.22	16.67
Ni	124.89	137.47	158.23	146.06	78.17	160	309.23	87.08	150
Cr	206.74	255.27	32.44	316.01	217.56	316.87	822.95	148.29	660.36
Co	54.44	53.57	53.04	51.76	50.79	54.6	63.21	54	43.1
V	328.66	331.27	217.55	258.97	342.95	277.94	221.58	430.33	233.51
La	4.67	4.51	2.18	3.87	5.11	3.17	1.64	6.4	8.86
Ce	11.85	10.95	7.14	10.28	13.42	8.96	4.28	17.13	21.21

Pr	1.66	1.62	1.23	1.59	1.97	1.31	0.67	2.66	2.96
Nd	8.14	7.99	6.81	6.92	9.99	6.54	3.58	13.34	13.46
Sm	2.65	2.63	2.5	2.23	3.13	2.07	1.28	4.43	3.26
Eu	0.87	0.96	0.9	0.77	1.11	0.75	0.54	1.32	1
Gd	2.94	3.41	3.18	2.54	4.01	2.73	1.6	4.84	3.05
Tb	0.53	0.59	0.51	0.46	0.64	0.44	0.28	0.88	0.42
Dy	3.83	3.84	3.23	3.02	4.28	2.99	1.81	5.92	2.85
Ho	0.83	0.88	0.7	0.7	0.95	0.66	0.43	1.37	0.6
Er	2.09	2.27	1.74	1.93	2.61	1.97	1.17	3.62	1.63
Tm	0.32	0.36	0.24	0.31	0.46	0.28	0.2	0.63	0.27
Yb	2.3	2.38	1.71	1.93	2.44	2.11	1.32	4.13	1.15
Lu	0.36	0.38	0.24	0.31	0.39	0.323	0.22	0.63	0.26
Li	9	5	8	7	12	17	13	12	21
Cs	0.11	0.71	0.41	0.1	0.14	0.1	0.4	0.25	1.4
Rb	6.5	8.84	5.61	3.84	16.7	5.86	24.91	13.94	75.5
Ba	58.11	30.14	60.6	36.14	54.77	53.26	384.73	151.25	366.99
Sr	93.34	116.98	161.02	103.29	90.96	108.62	64.61	105.9	373.47
As	0.51	0.18	0.3	0.31	1.47	0.51	0.52	0.42	0.89
Be	0.32	0.44	0	0.61	0	0.41	0.13	1.16	0.47
Bi	0.03	0.07	0.02	0.02	0.08	0.22	0.15	0.17	0.11
Cd	0.26	0.08	0.09	0.16	0.18	0	0.05	0.22	0.02
Cu	121.64	100.29	124.13	94.56	67.18	80.01	60.16	63.74	10.8
Ga	19.68	19.26	12.34	17.55	19.29	17.89	12.34	21.14	15.83
Ge	1.28	1.58	1.31	1.4	1.47	1.51	1.37	1.18	1.26
In	0.07	0.07	0.07	0.05	0.07	0.07	0.06	0.1	0.04
Mo	0.76	1.22	0.45	0.92	0.86	1.19	0.36	0.6	0.69
Pb	2.99	2.27	1.11	0.79	1.67	4.45	2.26	3.01	4.96
Sb	0.11	0.19	0.12	0.04	0.4	0.19	0.09	0.07	0.1
Sn	1.19	0.81	0.22	0.65	0.84	0.74	0.55	1.63	0.77
W	0.21	0.22	0.14	0.13	0.2	0.47	0.36	0.67	0.43
Zn	112.88	102.37	88.94	90.25	115.22	102.23	71.26	154.48	86.94

V.1.1 Les éléments majeurs

La composition des éléments majeurs des roches amphibolitiques (Tableau V-1) se présente en fonction des districts depuis le sud en passant par le centre jusqu'au nord de la région de Nimba.

V.1.1.1 Nature du protolithe

La nature des protolithes amphibolites, para ou ortho-amphibolite. Ce sujet a depuis longtemps suscité l'intérêt des géologues mais peu de méthodes de déterminations ont été développées. Le paramètre de Niggli (Niggli, 1954) sont les plus souvent utilisés pour différencier les para amphibolites des ortho-amphibolites. Selon la règle suivante (Fabries, 1963) : si $Ti + Mg > 6.5$ les amphibolites sont d'origines ortho ; par contre si $Ti + Mg < 6.5$ cela signifie qu'elles sont d'origines sédimentaire du protolithe. Toutefois, les teneurs Ti, Cr, Ni sont habituellement plus abondantes dans les ortho-amphibolites et peuvent être utiles quant à la détermination de la nature des protolithes des amphibolites.

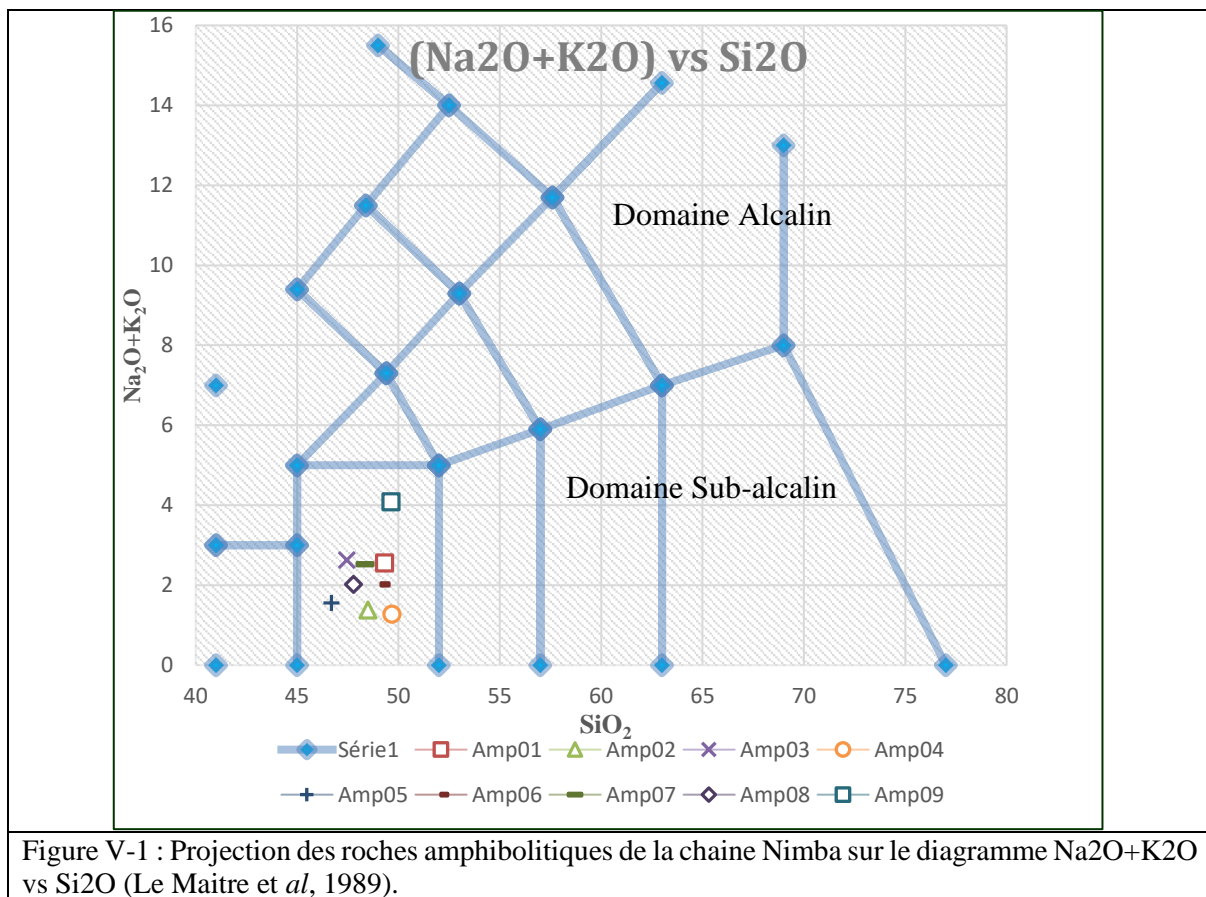
Dans notre cas, les amphibolites des différents districts cette région ; la somme $Ti + Mg$ est supérieure à 6.5, les teneurs Ti, Cr et Ni sont abondantes. Ce qui suggère une origine ortho de ces amphibolites, confirmant ainsi une origine magmatique de l'ensemble des amphibolites de la chaîne de Nimba.

A l'aide des données pétrographiques et d'analyses chimiques (Tableau V-1), nous pouvons dire que le protolithe des amphibolites de la région de Nimba est d'origine magmatique et correspond à des anciennes formations basiques (basaltes, andésites, dolérites, gabbros). Elles sont largement représentées dans les séries métamorphiques d'origine eugéosynclinale où elles représentent le volcanisme basique antérieur à l'orogène souvent interprété comme représentant un témoin de croûte océanique engagé dans l'orogène (ophiolite).

V.1.1.2 Caractérisation géochimique

Le diagramme de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 (Le Maitre et *al*, 1989) (figure. V-1), montre que les amphibolites tombent dans le champ de basaltes, du domaine sub-alkalin. Le diagramme ternaire AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{MgO}$) (Irvine & Baragar, 1971) montre l'enrichissement du fer à signature tholéiitique (figure. V-2). Ces amphibolites se concentrent dans le champ tholéiitiques. Il faut signaler que les deux échantillons amphibolites prélevés au Nord de la région (Amp08 et Amp09) montrent des caractères d'altération.

Avec les conditions météorologiques qui favorisent l'altération des roches de la région de Nimba, ces ortho-amphibolitiques sont complètement altérées donc les éléments majeurs ne peuvent pas être utilisés pour la détermination des contextes géodynamiques, en plus la méthode de différenciation magmatique utilisée ne montrent pas l'évolution du magma (Figure. V-3).



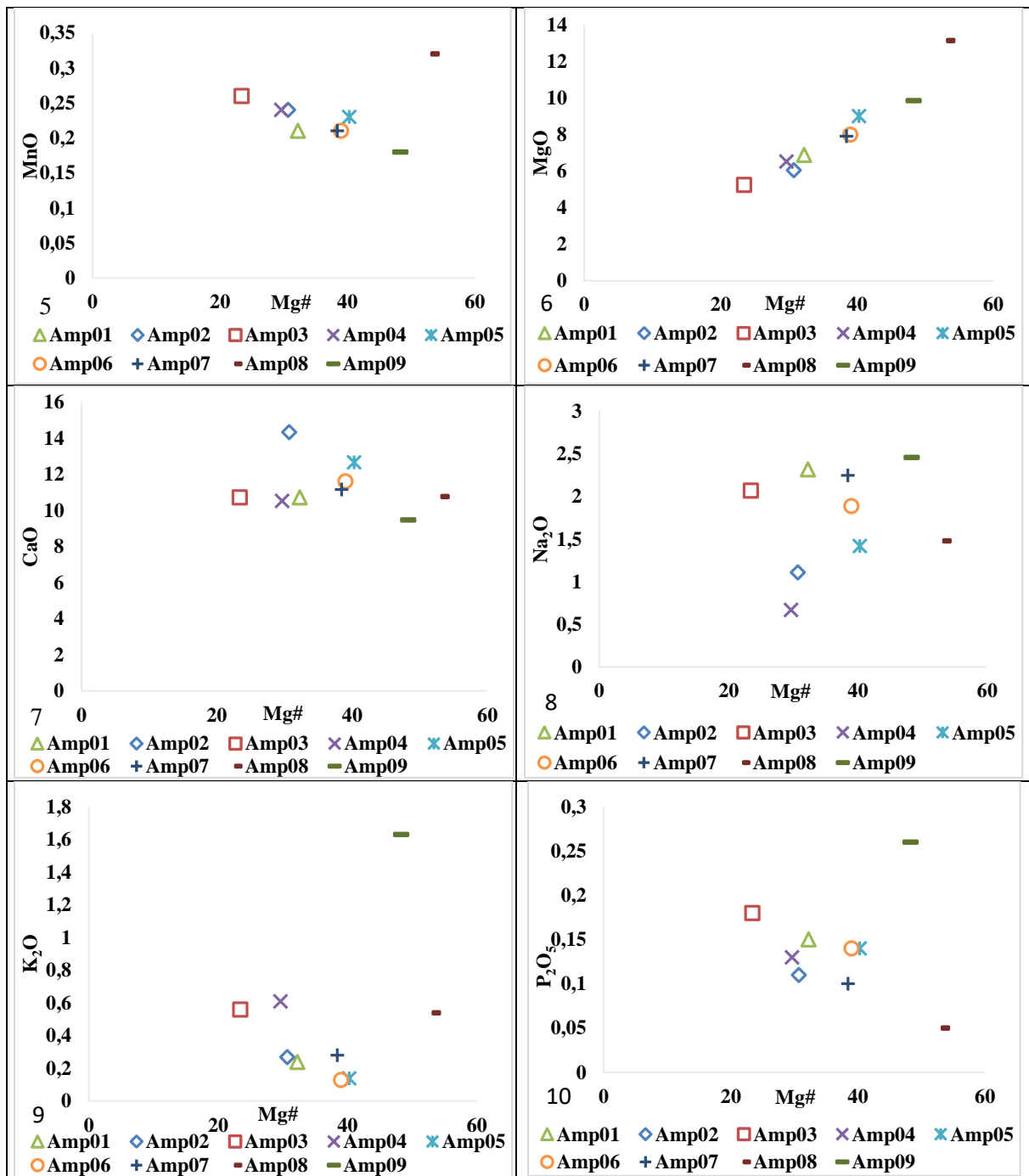


Figure V-3 : Variation des éléments majeurs en fonction du Magnésium Number (Mg#) dans les amphibolites de la chaîne de Nimba.

V.1.2 Les éléments en traces

L'analyse des différents éléments en traces des ortho-amphibolitiques de la région de Nimba est représentée dans le tableau V-1. Ces éléments sont reconnus comme de bons marqueurs géochimiques et utiles dans la compréhension pétro-génétique de roches magmatiques.

Ces ortho-amphibolites issus de processus métamorphiques des roches magmatiques donc d'origine ophiolitique. Ces ophiolites sont généralement en contact tectonique avec des terrains adjacents, et parce que l'altération et le métamorphisme à basse température sont omniprésents dans les complexes d'ophiolites, les relations structurales et la géochimie des éléments majeurs ne sont pas définitifs dans la plupart des cas. Les éléments en trace qui sont relativement

immobiles pendant le métamorphisme ont été utilisés avec succès en tant que discriminants de la pétrogenèse de l'ophiolite (Pearce & Cann, 1971) ; (Pearce & Cann, 1973).

L'utilisation d'oligo-éléments immobiles comme discriminants de la pétrogenèse de l'ophiolite a été lancée par (Pearce & Cann, 1971) et a depuis été appliquée par beaucoup d'autres. Les diagrammes discriminants des éléments de traces ont été largement empiriques jusqu'à récemment lorsque (Saunders et *al*, 1979) ;(Pearce & Norry,1979), et (Pearce, 1979) ont tenté de les placer sur une base théorique plus ferme. La division des éléments magmatophiles en deux groupes (hors REE) en fonction du caractère ionique des éléments à été proposé par (Saunders et *al*, 1979).

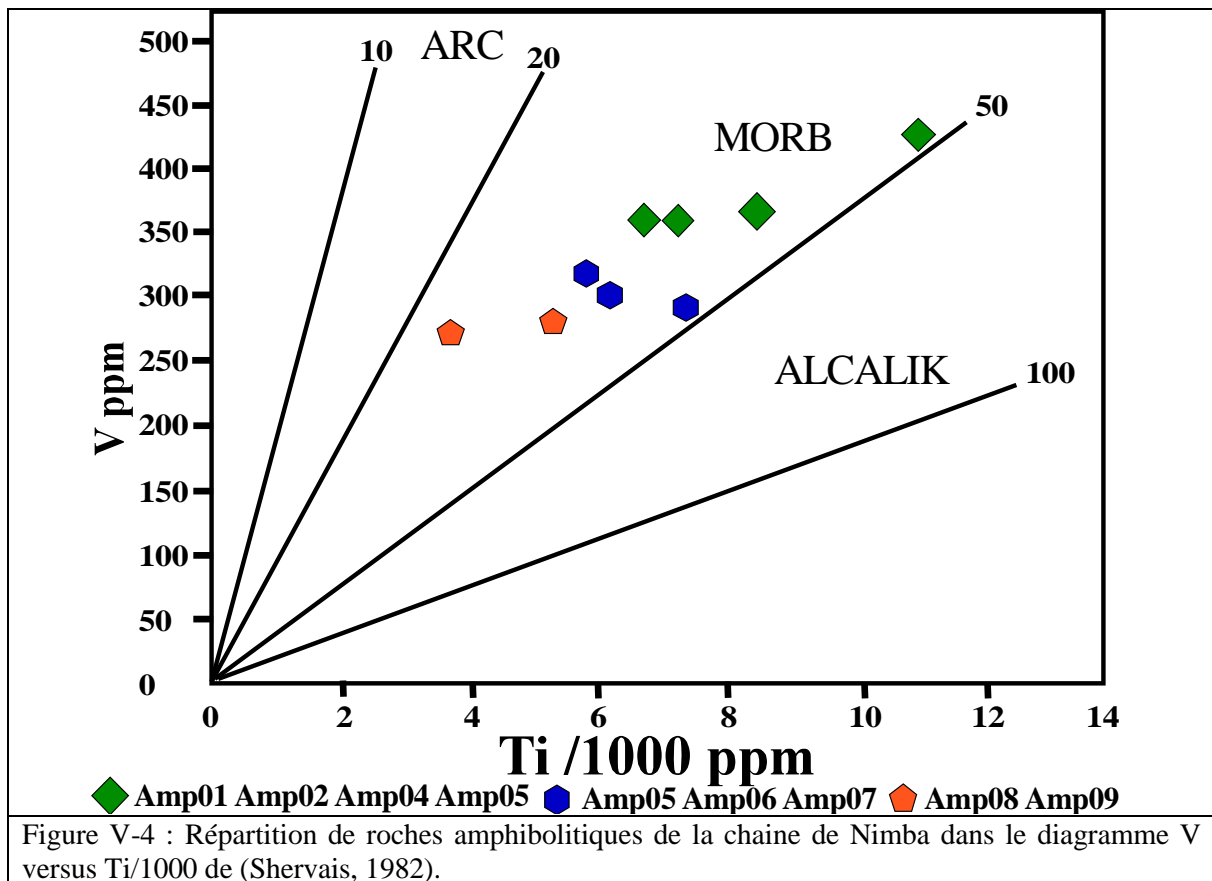
Les éléments avec de grands rayons ioniques, des charges faibles et des rapports de rayon/charge élevés sont appelés cations de faible intensité de champ. Ces cations, qui sont équivalents au groupe de cation "LIL" de (Schilling, 1973), se sont révélés mobiles lors d'une altération à basse température.

Les éléments ayant de petits rayons ioniques et des ratios de faible rayon/charge sont appelés cations « haute intensité de champ » (HFS) ; Ils ont tendance à être fortement incompatibles, ayant de très petits coefficients de partage dans la plupart des situations et considérés comme immobiles lors d'une altération à basse température.

Les éléments dont les cations sont dans ce groupe comprennent Zr, Hf, Ti, P, Nb et Ta ; Cependant, seuls Zr, Ti et P se produisent dans des roches basaltiques dans une concentration suffisamment élevée pour être déterminée avec précision par les analyses.

Beaucoup de métaux de transition (Ni, Co, Sc, Ti, V, Cr) sont également immobiles lors de l'altération et du métamorphisme, mais avec les importantes exceptions de Ti (un cation HFS) et V, ce sont des éléments compatibles modérément à fortement divisés en phases résiduelles réfractaires pendant la fusion partielle et dans les phases mafiques au début du liquide lors de la cristallisation. Le titane et le vanadium sont présents dans les roches basaltiques et intermédiaires avec des abondances dépassant largement leur limite ce qui facilite la détermination précise.

Le diagramme V versus Ti/1000 de (Shervais., 1982) montrent que ces ortho-amphibolites tombent dans le domaine de MORB presque entièrement confiné aux rapports Ti/V entre 20 et 50 % (Figure. V-4), indiquant ainsi une zone de rifting.



Le MgO est choisi comme indice de différenciation avec les éléments en traces, pour suivre les processus de différenciations magmatiques des séries amphibolitiques de la région de Nimba (Figure. V-5).

V.1.2.1 Rb, Ba et Sr

Les deux éléments présentent des corrélations dispersées mais positives avec le MgO (figure. V-5), le Ba possède des concentrations beaucoup plus importantes que Rb dans ces amphibolites. Le Rb et le Ba se substituent au K se concentrent dans les Hornblendes et Biotites. Par contre le Sr possède une corrélation discrète mais positive avec le MgO (figure. V-5), il se substitue au Ca et se concentre dans les feldspaths potassiques et plagioclases.

V.1.2.2 Th et U

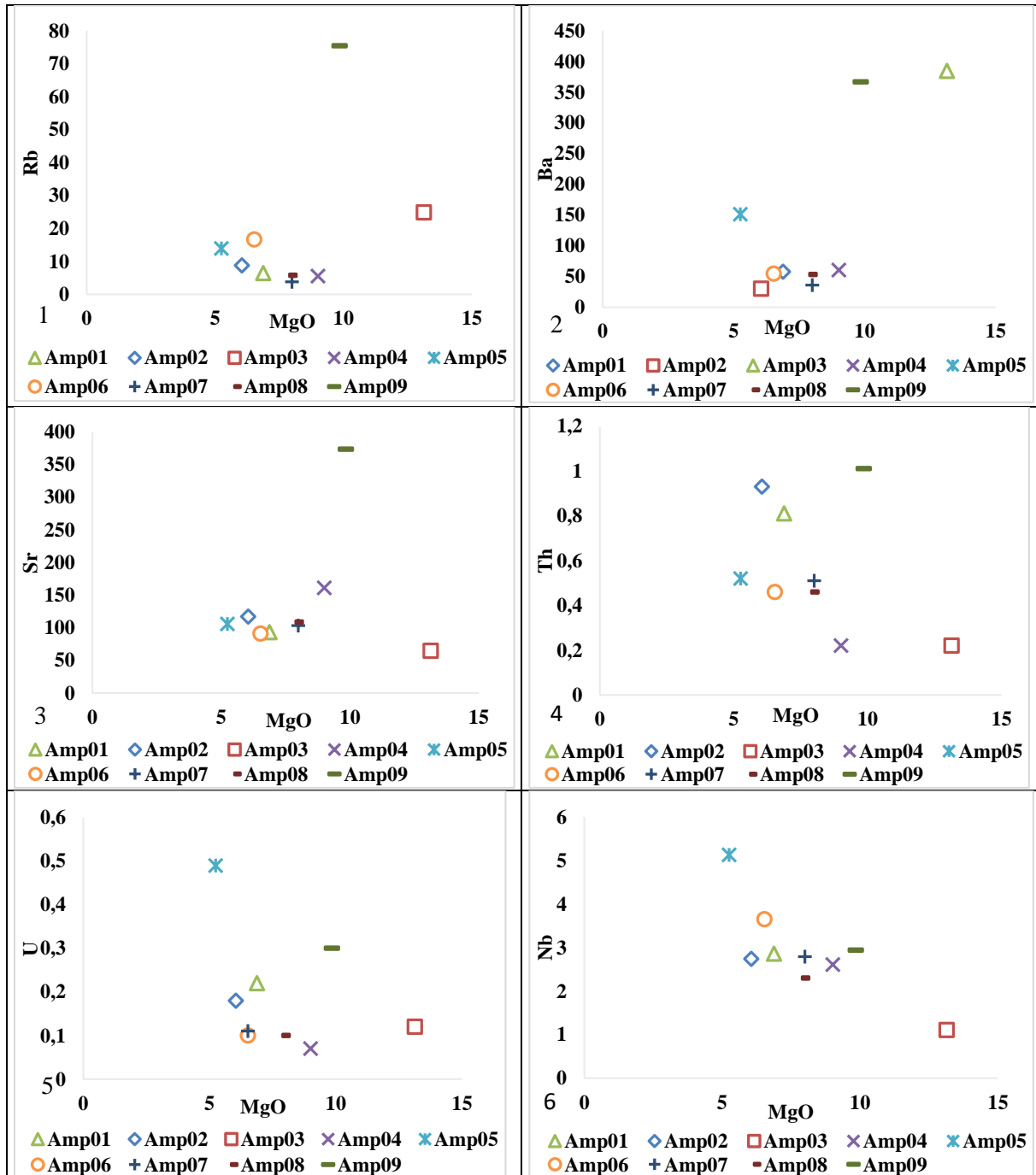
Le Th et U sont deux éléments qui corrént négativement avec le MgO (figure. V-6). Ces deux éléments ne rentrent pas dans la structure des minéraux principaux, par contre, elles se concentrent dans les minéraux accessoires (l'apatite, le zircon, épidotes, calcite).

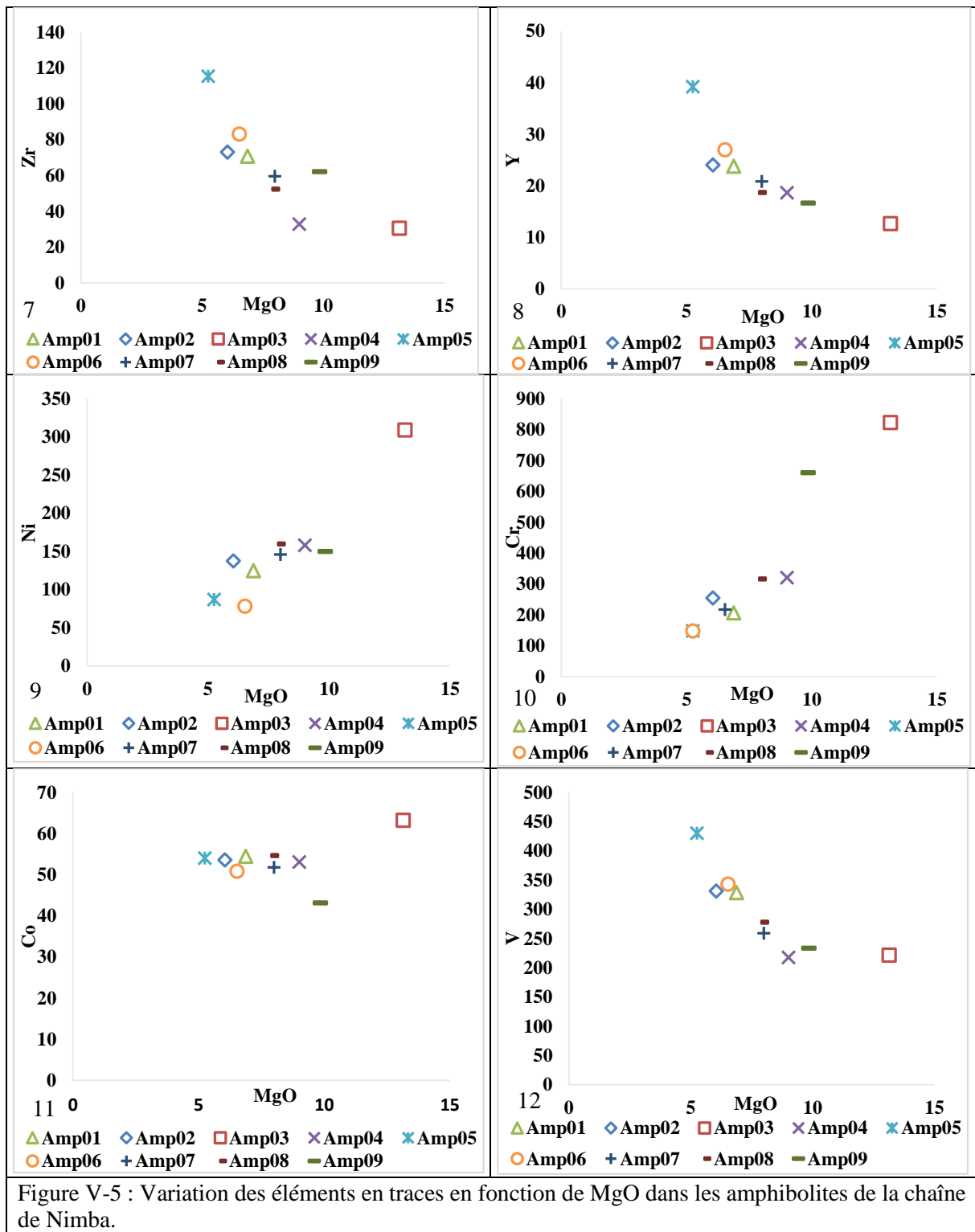
V.1.2.3 Les éléments à forte intensité de champs (HFSE)

Le Nb, le Zr et le Y montrent des trends linéaires et corrént positivement avec le MgO (figure. V-5). Le Nb a des concentrations faibles dans l'ensemble des amphibolites de la région. Alors que le Zr élément incompatible classique qui ne se substitue pas les phases mantelliques majeures et détient des concentrations les plus. Il peut en revanche se substituer au Ti dans le rutile qui est un minéral accessoire (altération de la biotite). Enfin l'Y entre préférentiellement dans les amphiboles et moins dans le Pyroxène. La présence de phases accessoires (sphène et apatite) a un effet certain sur l'abondance de l'Y car ces phases le concentrent.

V.1.2.4 Les éléments de transition

Le Ni et le Cr présentent des trends linéaires et corrèlent positivement avec le MgO (figure. V-5), par contre le Co montre une corrélation discrète mais positive avec le MgO (figure. V-5). Le V présente un trend linéaire et corrèle négativement avec le MgO (figure V-5). Ces éléments (Ni, Cr, Co et V) se concentrent dans les minéraux ferromagnésiens, dans la biotite, l'amphibole et les minéraux opaques.





V.1.2.5 Les terres rares

Cette tendance de MORB des roches ortho-amphibolitiques de la chaîne de Nimba (Figure. VI-6) est confirmée par l'allure des spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Haskin et al., 1968) des N-MORBs dérivant de manteau supérieur appauvri. Ces spectres montrent un appauvrissement en LREE et presque plats en HREE (Figure. VI-6).

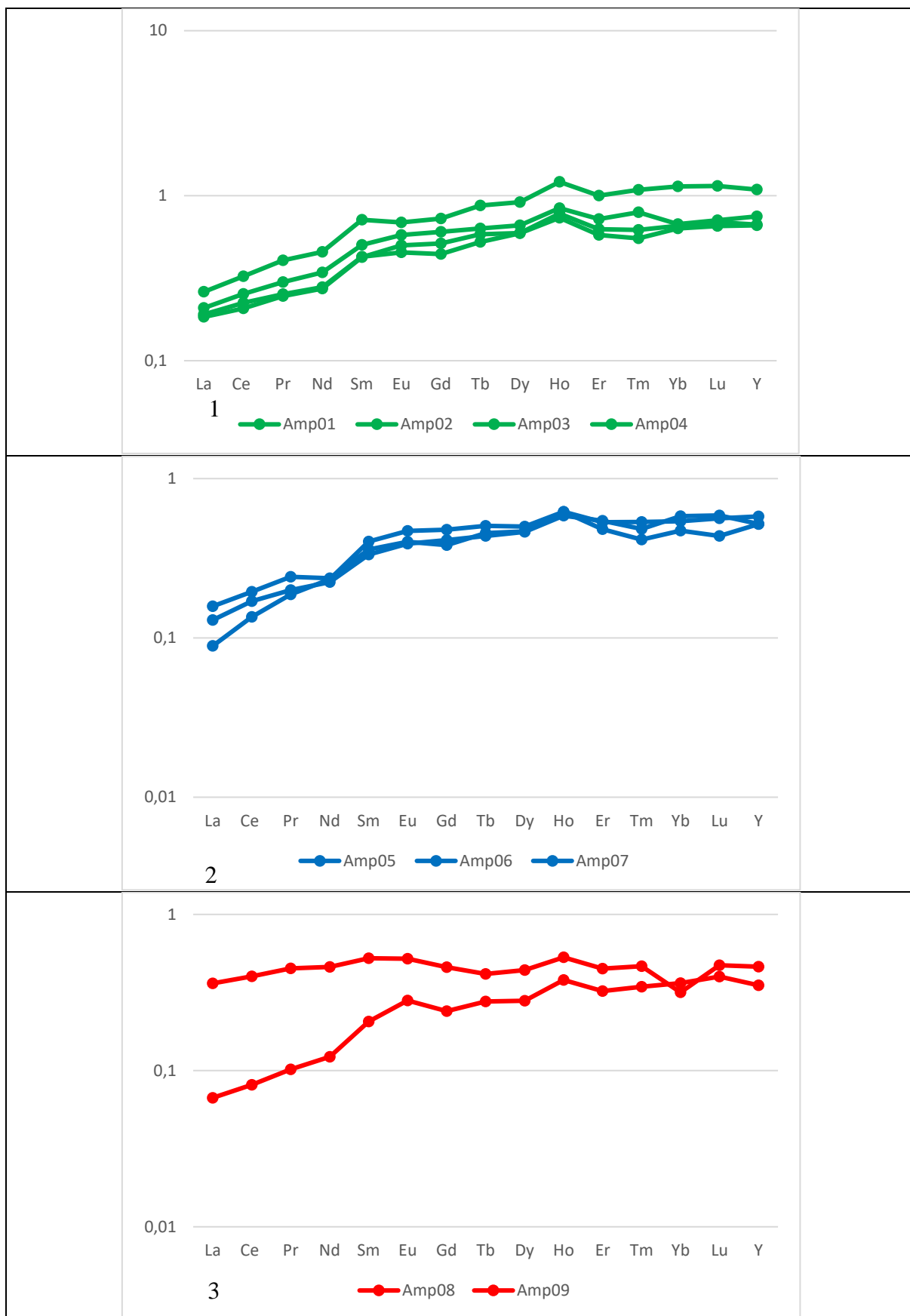


Figure V-6 : Spectre de terres rares des roches amphibolitiques de la région de Nimba normalisés aux chondrites (Haskin et al, 1968).

V.2 Les roches granitiques de la région de Nimba

Le résultat de l'analyse géochimique des roches granitiques de cette région est reporté dans le tableau. V-2, et permet de montrer la composition des éléments majeurs et en traces de ces roches :

Echan	Granite à biotite				Granitoïdes du batholite de Tounkarata				
	Gr01	Gr02	Gr03	Gr04	Gr05	Gr06	Gr07	Gr08	Gr09
SiO ₂	73.22	73.36	74.10	74.89	70.79	66.64	67.90	73.17	74.89
TiO ₂	0.02	0.22	0.11	0.08	0.27	0.71	0.35	0.19	0.14
Al ₂ O ₃	14.73	13.75	13.87	13.77	15.19	15.52	14.7	14.06	14.51
Fe ₂ O _{3t}	0.88	2.18	1.14	0.95	1.7	4.94	4.24	1.17	1.4
MnO	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03	0.07	0.06	0.04	0.02
MgO	0.21	0.31	0.17	0.16	0.45	1.59	0.9	0.26	0.25
CaO	1.45	1.24	1.26	0.83	1.74	2.53	2.3	1.38	1.59
Na ₂ O	3.03	2.4	3.01	3.53	4.21	4.63	4	3.67	4.06
K ₂ O	5.97	5.9	5.37	4.98	3.76	1.79	3.27	4.42	3.75
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.04	0.1	0.13	0.23	0.19	0.09	0.11
PF	0.3	0.47	0.19	0.3	0.75	1.02	1	0.55	0.44
Tot	99.89	99.9	99.57	99.63	99.02	99.67	98.91	99.54	99.79
U(ppm)	22.15	5.05	12.16	8.63	2.43	1.8	1.9	9.76	0.41
Th	18.37	94.8	63.29	30.48	20.78	18.25	34.7	32.22	13.35
Ta	0.06	0.23	0.16	0.86	0.17	0.72	0.9	1.73	0.03
Nb	0.97	10.6	3.33	7.17	4.26	10.77	13.3	14.45	1.21
Hf	1.08	6.24	3.6	3.37	3.58	3.38	11.1	4.73	2.98
Zr	33.56	223.5	122.75	96.8	155.11	142.34	377	177.27	125.46
Y	4.24	8.21	7.94	25.74	3.19	56.56	15.5	16.69	2.21
Ni	4.6	4.06	3.63	2.57	2.25	17.51	10	3.7	3.05
Cr	53.17	27.39	34.49	17.39	144	25.35	48	34.11	32.03
Co	1.79	2.45	1.54	1.15	2.29	9.24	9	2.04	2.25
V	2.24	2.24	11.03	1.02	3.47	9.42	46.36	47	7.24
La	19.57	102.37	64.03	33.7	39.09	159.27	125	44.25	39.41
Ce	37.62	178.46	90.88	61.17	64.39	190.12	219.3	76.92	61.61
Pr	4.42	18.17	10.54	6.18	6.21	27.48	21.9	7.8	5.75
Nd	15.37	59.42	33.57	21.18	20.35	92.33	73.1	25.55	17.63
Sm	2.96	8.84	5.02	4.7	2.5	14.24	10.1	4.4	2.3
Eu	0.99	0.9	0.9	0.07	0.92	2.19	1	0.93	0.99
Gd	2.27	5.98	3.53	4.69	1.54	12.04	6.6	3.19	1.33
Tb	0.27	0.68	0.37	0.76	0.19	1.72	0.9	0.46	0.16
Dy	1.19	2.56	1.68	4.96	0.76	9.73	3.7	2.54	0.71
Ho	0.16	0.23	0.24	1.14	0.11	1.82	0.7	0.51	0.09
Er	0.29	0.88	0.64	2.8	0.3	4.82	1.9	1.47	0.21
Tm	0.03	0.07	0.07	0.46	0.04	0.6	0.2	0.25	0.02
Yb	0.125	0.44	0.44	2.76	0.23	3.27	1.5	1.46	0.15
Lu	0.02	0.08	0.08	0.41	0.03	0.4	0.2	0.23	0.03
Li	9	24	11	12	19	30	13	29	6
Cs	0.74	0.65	0.75	1.03	0.56	0.8		1.71	0.1
Rb	128.89	239.93	206.23	158.02	117.86	94.85	86	207.72	57.23
Ba	764.89	901.69	696.66	760.14	1300.55	317.6	202.4	1499.31	1852.58
Sr	253.2	155.8	163.7	85.23	461.47	301.14	391	139.14	487.03
As	0.25	0.09	0.24	0.03	0.25	0.1		0.19	0.13
Be	1.13	0	0.55	1.25	1.1	1.04		2.16	0.36

Bi	0.04	0.02	0.03	0.01	0.02	0		0.02	0
Cd	0.06	0.11	0.13	0.01	0.11	0.09		00	0
Cu	61.62	3.29	4.86	2.87	3.52	42.52		2.69	4.5
Ga	15.04	18.86	16.17	18.42	19.51	23.24		20.73	17.4
Ge	0.94	0.74	0.66	0.86	0.65	0.8		0.85	0.53
In	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.02		0.05	0.02
Mo	2.06	1.96	1.66	1.3	1.38	1.02		2.23	1.23
Pb	47.17	41.27	44.33	44.04	32.81	12.77		33	16.12
Sb	0.02	0.02	0.04	0.03	0.04	0.02		0.05	0.04
Sn	0.34	0.18	0.42	0.75	0.45	1.56		1.91	0.29
W	0.12	0.07	0.13	0.18	0.05	0.13		0.26	0.13
Zn	9.08	28.92	20.53	24.02	42.15	85.67		35.3	24.86

V.2.1 Eléments majeurs

La composition des éléments majeurs des roches granitiques de la région de Nimba (Tableau V-2), se présente en fonction des districts de Gbié et de Tounkarata.

V.2.1.1 Typologie des roches granitiques en fonction des différents diagrammes

La projection des différents faciès granitiques sur le diagramme A versus B (Debon & Le Fort, 1983) se situent dans le champ des leucogranites (figure. V-8). Dans le diagramme d'index de (Shand, 1943), les échantillons granitiques sont confinés dans le champ peralumineux (figure. V-9). Ce caractère est confirmé par les valeurs élevées du paramètre moléculaire ISA (Indice de Saturation en Alumine = Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO) qui varie entre de 1.40 à 1.73.

La distribution des différents faciès dans le diagramme Na_2O+K_2O versus SiO_2 se localise dans le champ granitique à tendance sub-alkaline (figure. V-10) ; d'où leurs projections dans le diagramme ternaire AFM (Irvine & Baragar, 1971), ces faciès se distribuent dans le champ calco-alkalin (figure. V-11).

La projection des échantillons granitiques de la région de Nimba dans le diagramme triangulaire K_2O-Na_2O-CaO pour plus de 500 analyses de granitoïdes archéens tardifs dans le monde (Moyen *et al.*, 2003) permet de connaître la typologie du granitoïde de la région de Nimba (figure. V-11). D'abord, l'échantillon de granite (Gr05) tombe dans le domaine de tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG). Ensuite les échantillons granitiques (Gr04, Gr06 et Gr08) tombent à la fois dans le domaine de sanukitoïdes, de tonalite-trondhjemite-granodiorite enrichie (TTG-enrichie) et de granite à biotite. Le TTG est la suite plutonique archéenne la plus répandue. Il constitue le sous-sol gneissique de tous les cratons (Windley, 1995), représentant jusqu'à 60 à 80% de leur volume global. La plupart des chercheurs s'accordent pour dire que les magmas TTG ont été générés par la fusion partielle de basalte hydraté (Moyen *et al.*, 2003). Enfin, les échantillons granitiques (Gr07, Gr09, Gr03, Gr02 et Gr01) tombent dans le domaine de granites à biotite et à deux micas. Les granites à biotites représentent probablement la deuxième famille la plus abondante. La plupart des « plutons Archéens tardifs riches en K » appartiennent à ce type (Sylvester, 1994). Dans de nombreux endroits, ces granites ont été démontrés être des produits de la fusion partielle de gneiss TTG préexistants (Querré, 1985 ; Jahn *et al.*, 1988 ; Collins, 1993 ; Champion & Sheraton, 1997 ; Frost *et al.*, 1998 ; Champion & Smithies, 1999).

Il existe plusieurs méthodes pour mettre en évidence les phénomènes de différenciations magmatiques. L'une des méthodes les plus simples est l'indice de Harker, elle permet de considérer le SiO_2 comme indice de différenciation au cours de l'évolution magmatique. Elle a

été choisie pour suivre les variations des éléments majeurs dans les différents faciès granitiques de la région. La projection des éléments majeurs des différents faciès granitiques de la région de Nimba dans le diagramme de Harker (figure V-12) permet de suivre l'évolution continue allant des échantillons granitiques (Gr06 et Gr07), en passant des échantillons (Gr05, Gr07 et Gr09) et terminant par des échantillons (Gr01, Gr02 Gr03 et Gr04). Dans ce diagramme, nous observons une évolution linéaire des différents éléments majeurs en fonction de SiO₂, où le SiO₂ corrèle négativement avec le TiO₂, le Al₂O₃, le Fe₂O_{3t}, le MgO et le CaO. Le Na₂O présente une corrélation dispersée mais négative, alors que le K₂O montre aussi une corrélation dispersée mais positive avec SiO₂. Ces corrélations sont à mettre en relation avec la diminution des teneurs en minéraux ferromagnésiens, des oxydes ferro-titanés et celles des plagioclases et avec une augmentation de la teneur en feldspath alcalin.

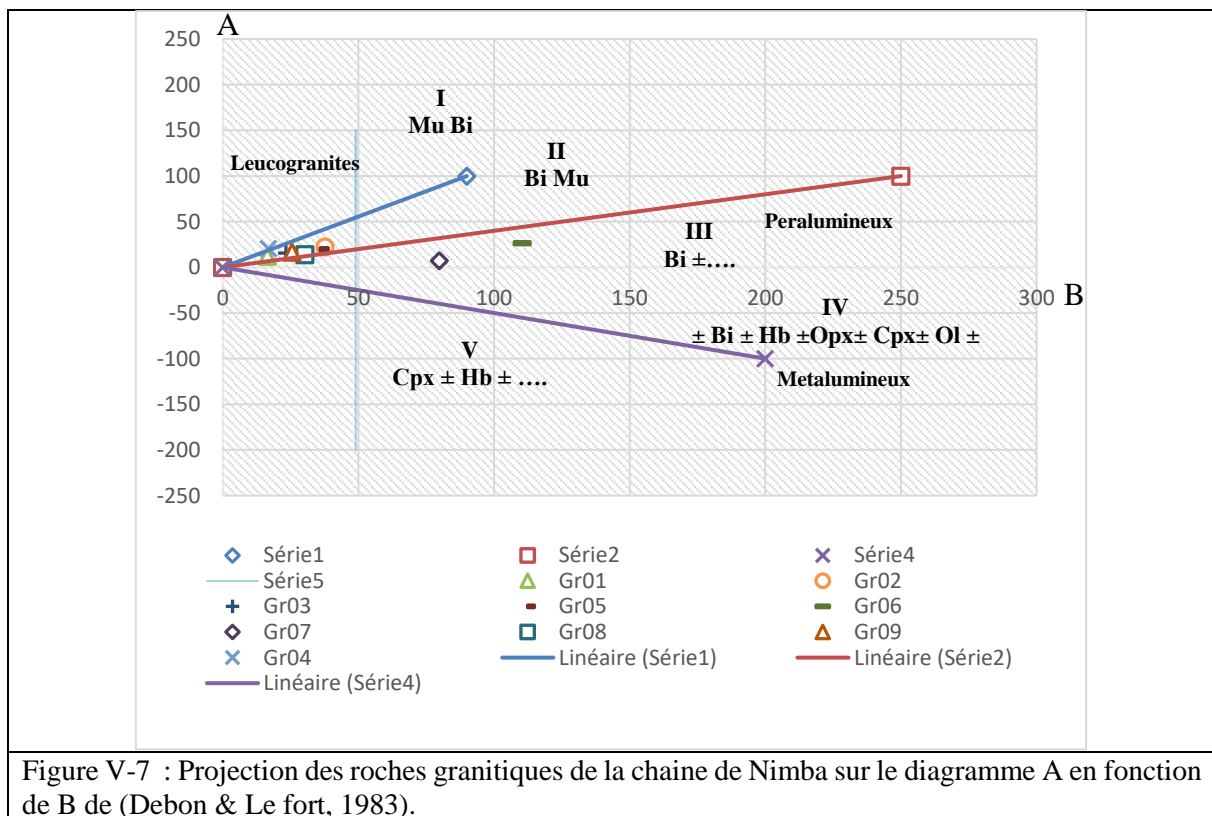


Figure V-7 : Projection des roches granitiques de la chaîne de Nimba sur le diagramme A en fonction de B de (Debon & Le fort, 1983).

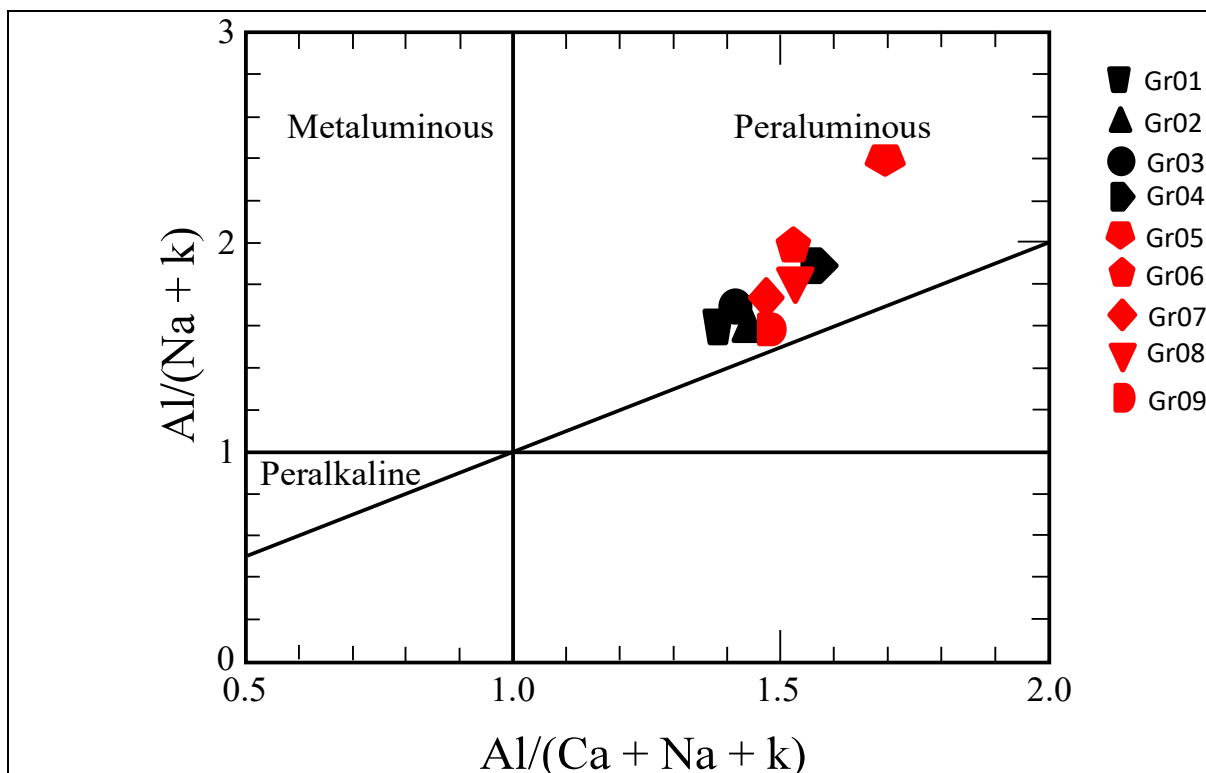


Figure V-8 : Diagramme d'index de (Shand, 1943), où les roches granitiques de la région de Nimba sont confinées dans le champ peralumineux.

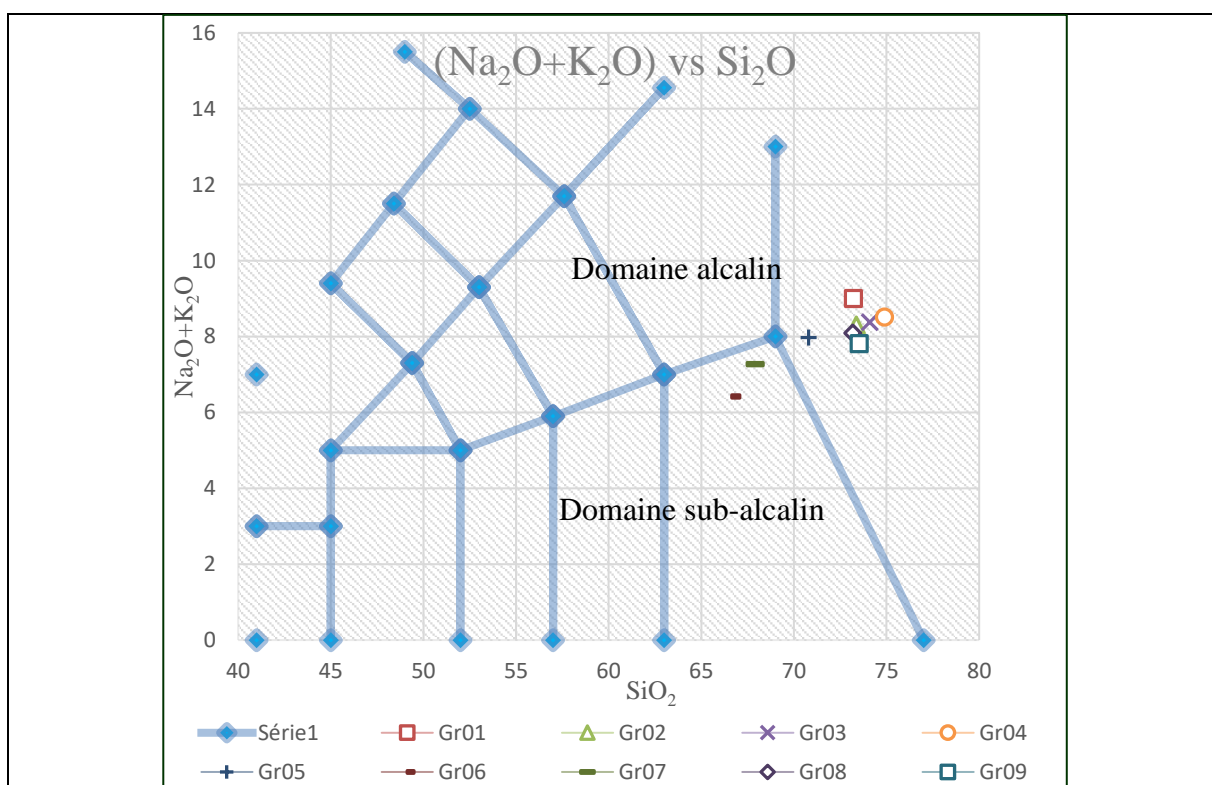


Figure V-9 : Projection des roches granitiques de la chaîne Nimba sur le diagramme Na₂O+K₂O vs SiO₂ de TAS (Le Maitre et al, 1989).

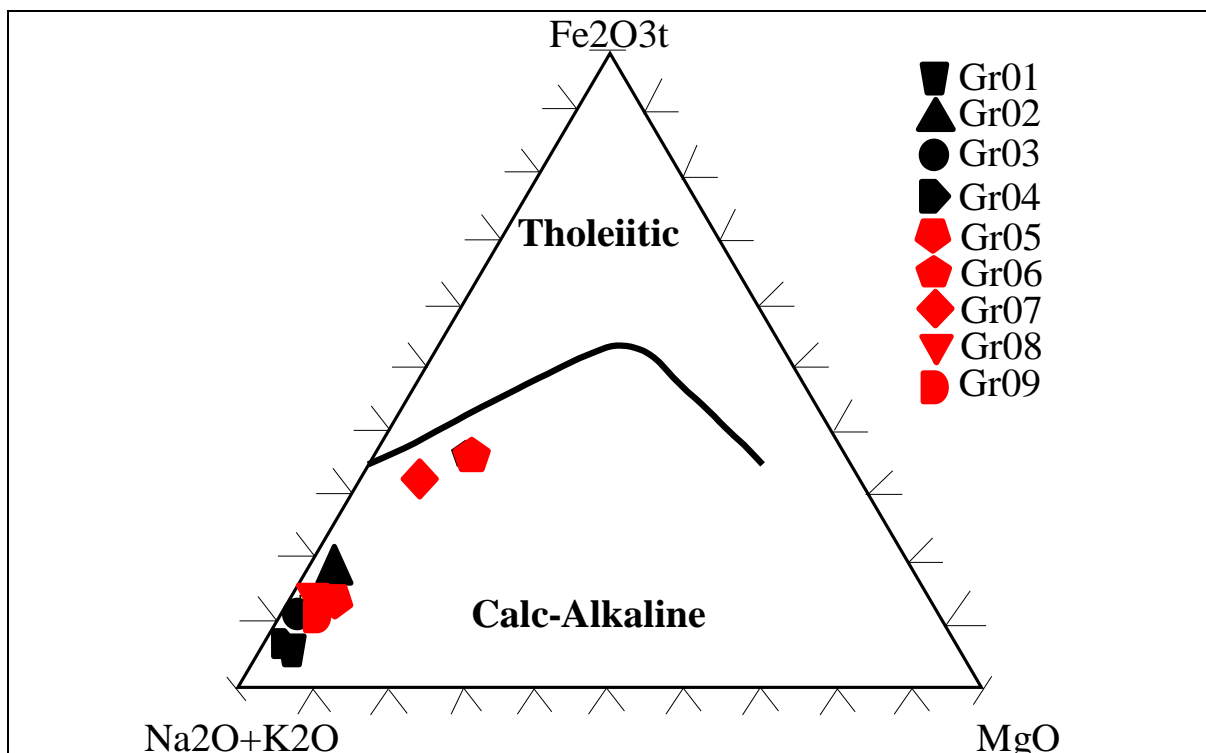


Figure V-10 : Dispositions de roches granitiques de la chaine de Nimba sur le diagramme A-F-M (Ivrine & Baragar, 1971).

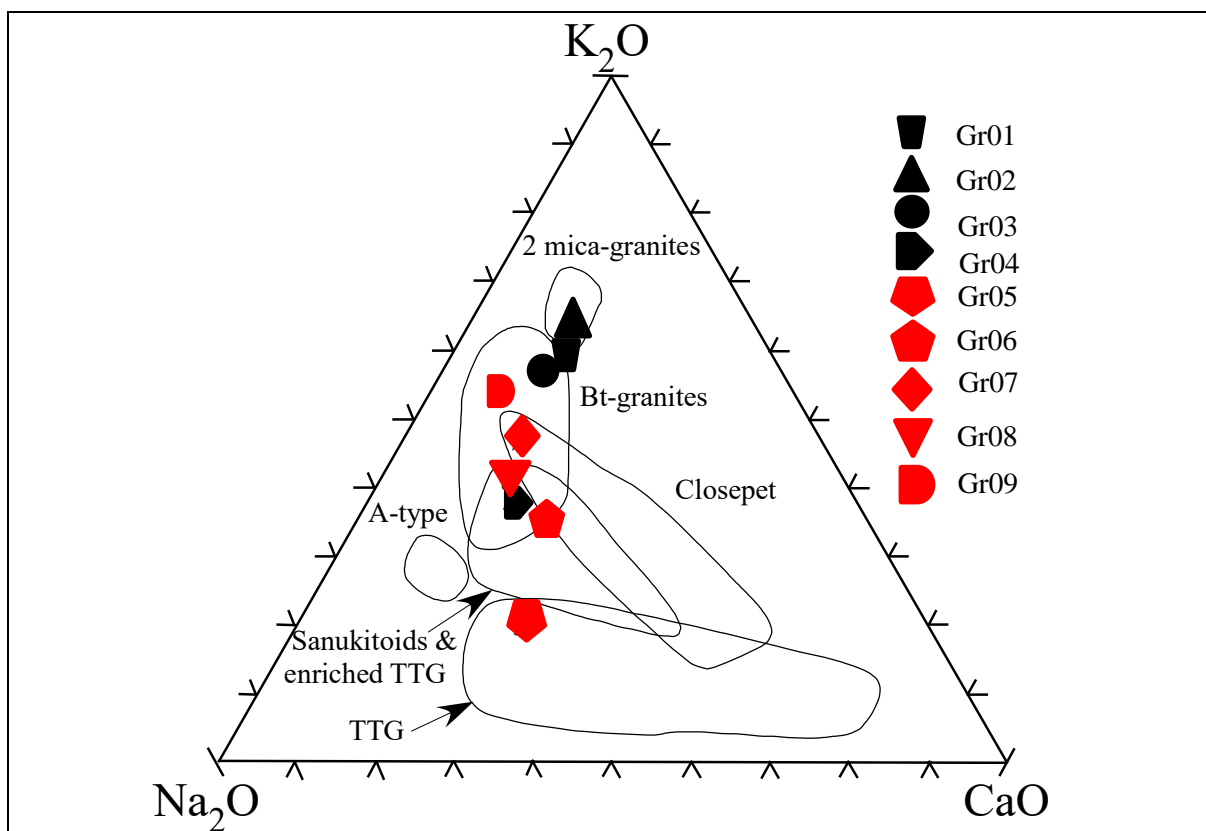
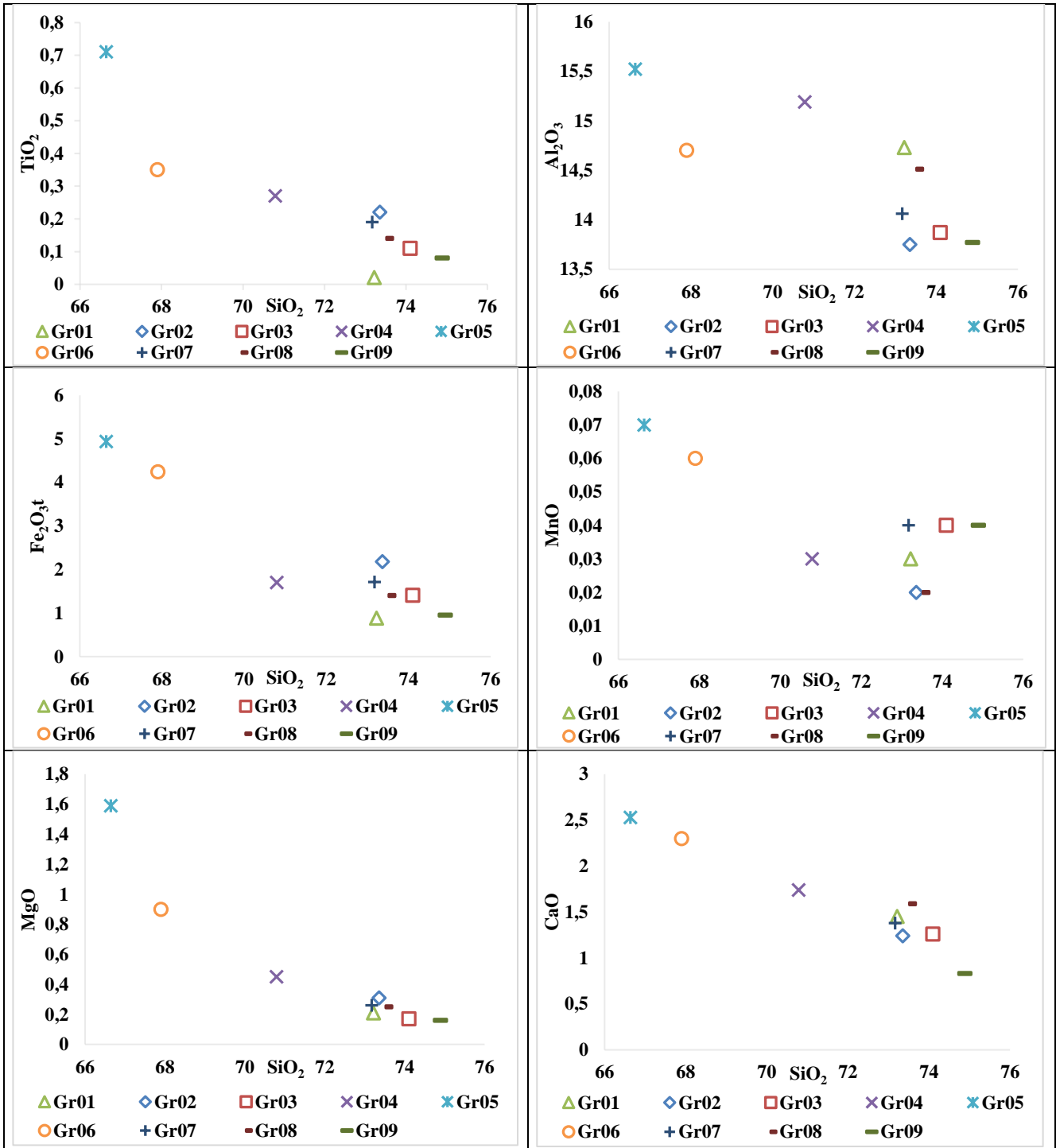


Figure V-11 : Projection des échantillons granitiques de la région de Nimba dans le diagramme triangulaire K₂O-Na₂O-CaO pour plus de 500 analyses de granitoïdes archéens tardifs dans le monde (Moyen et al, 2003).



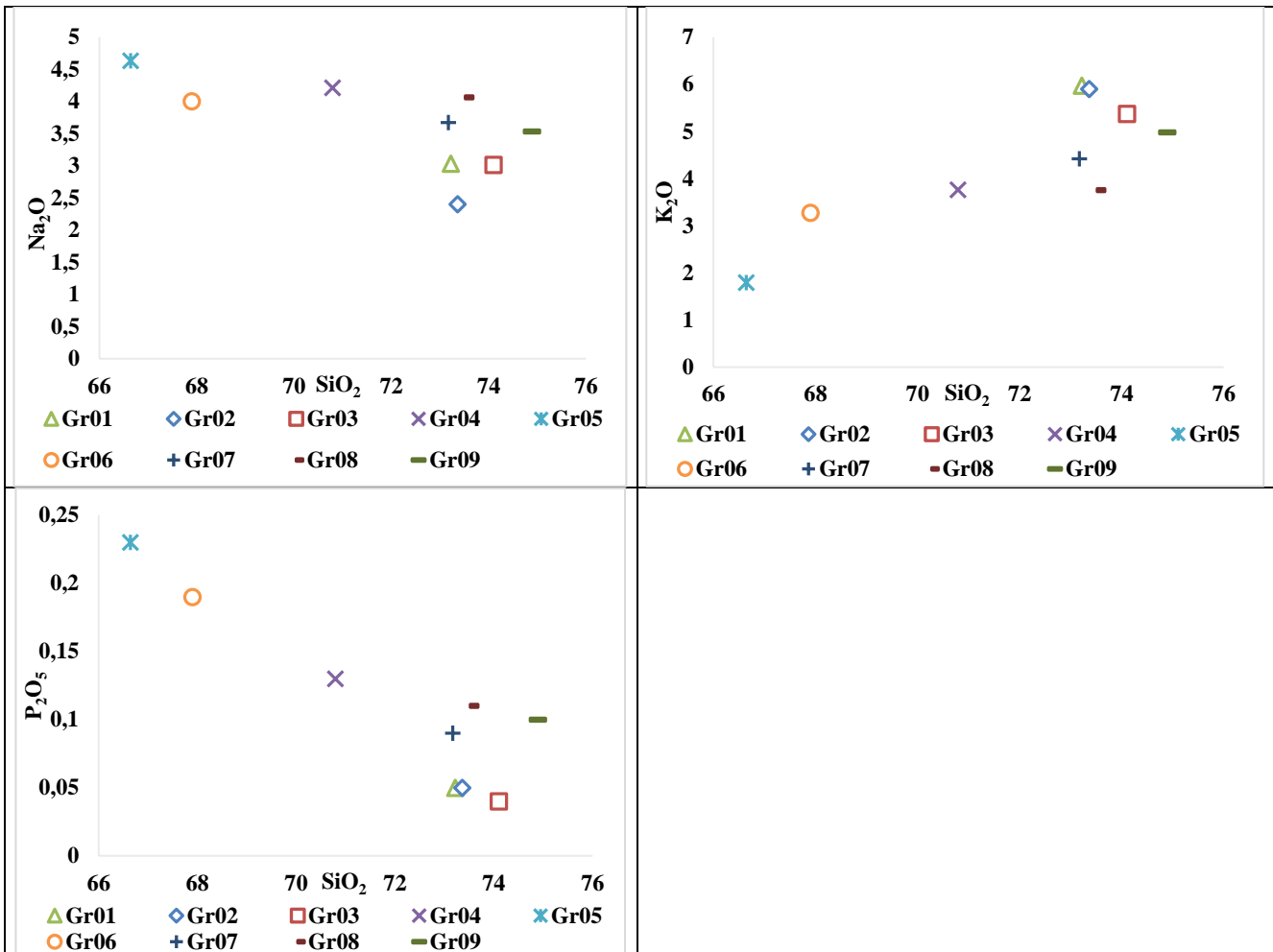


Figure V-12 : Diagramme de l'indice de Harker ou le SiO₂ comme l'indice de différenciation au cours de l'évolution magmatique des roches granites de la chaîne de Nimba.

V.2.2 Les éléments en traces

L'analyse des différents éléments en traces des roches granitiques sont représentées dans le tableau V-2. Ces éléments sont reconnus comme de bons marqueurs géochimiques et utiles dans la compréhension pétrogénétique de roches magmatiques.

La méthode de l'indice B ($B = Fe + Mg + Ti$) est choisie comme indice de différenciation avec les éléments en traces, on peut suivre les processus de différenciations magmatiques des séries granitiques de la chaîne de Nimba (Figure V-13).

V.2.2.1 Rb, Ba et Sr

Le Ba et le Rb présentent des corrélations discrètes et négatives en avec l'indice B, en plus ces éléments sont en rapport avec la variation des teneurs de K₂O, ils se concentrent beaucoup plus dans le feldspath alcalin. Par contre, le Sr présente une corrélation discrète et positive avec l'indice B, il se concentre beaucoup plus dans la biotite.

V.2.2.2 Th et U

Ces deux éléments corrélient négativement avec l'indice B, (l'indice de différenciation magmatique). Le thorium (Th) et uranium (U) rentrent dans la géochimie des minéraux accessoires (l'apatite, le zircon, ...).

V.2.2.3 Les éléments à forte intensité de champs HFSE

Dans les roches granitiques de la région de Nimba, Les éléments à forte intensité de champs (Nb, Y et Zr) présentent des corrélations négatives avec l'indice B. L'Y est incorporé dans l'amphibole et l'apatite dans les roches granitiques. La seule phase qui incorpore le Zr comme constituant majeur dans les roches granites est le zircon où ces teneurs vont de pair avec la biotite.

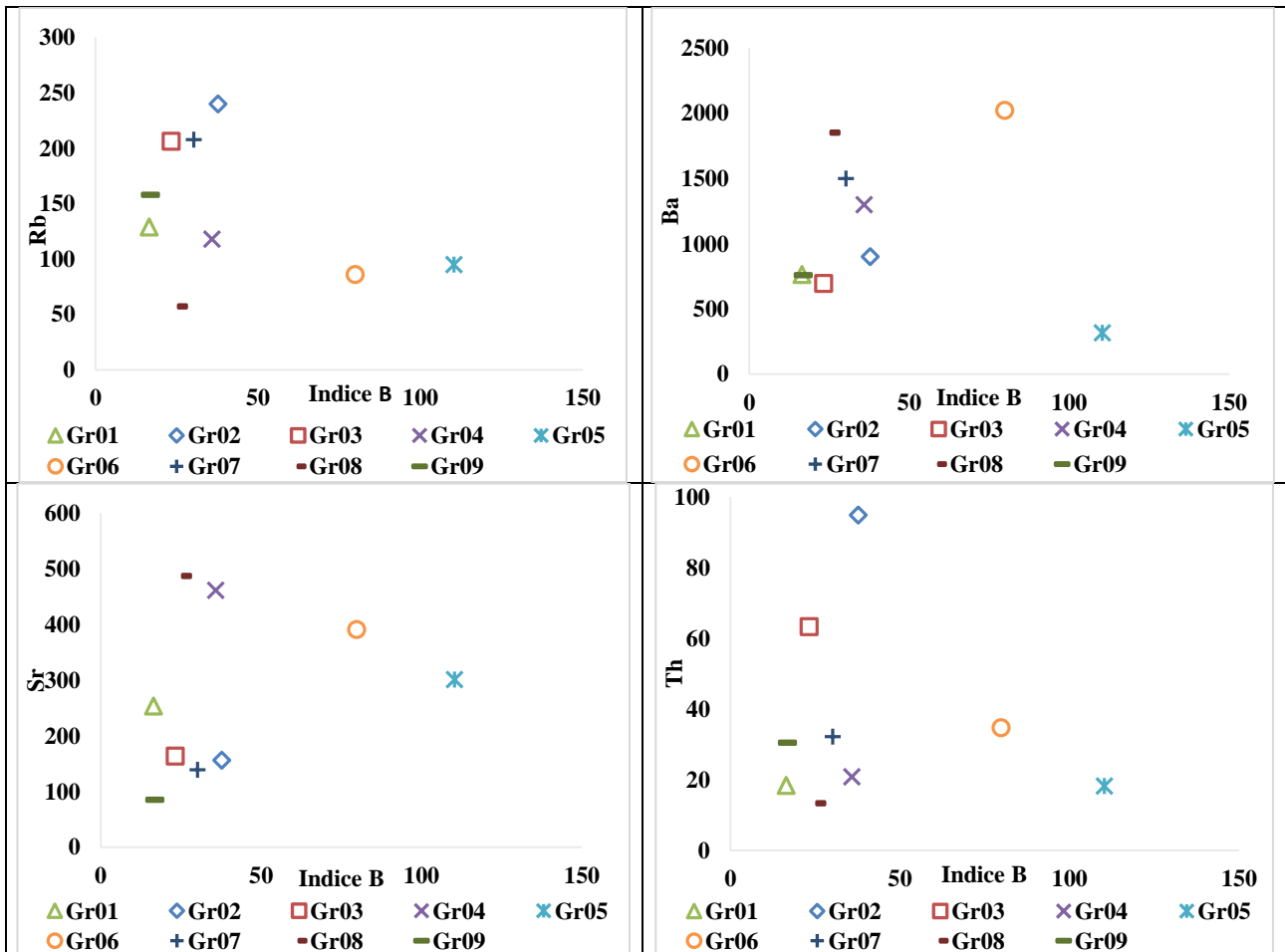
V.2.2.4 Les éléments de transition

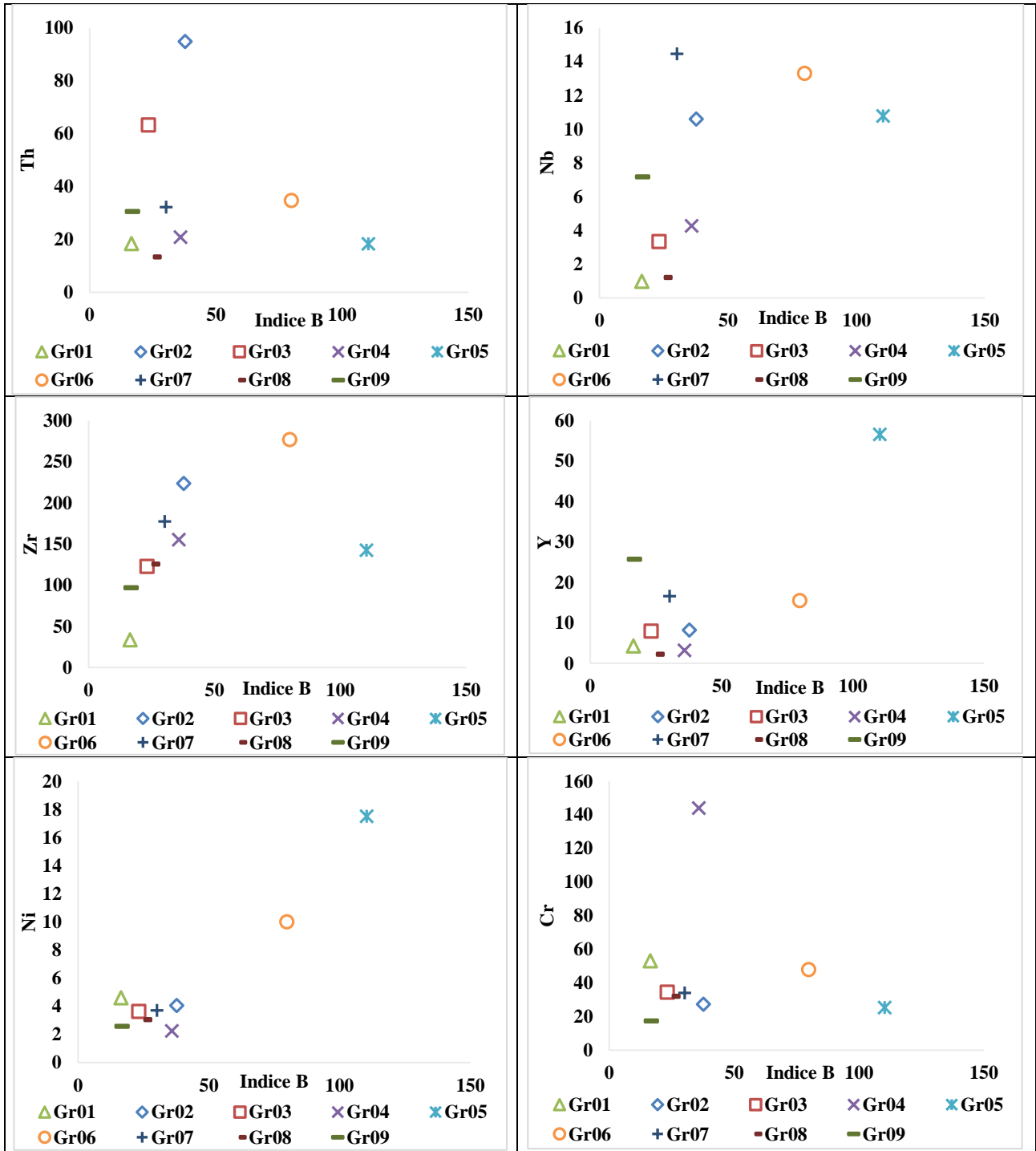
Le Ni, le Cr et le V corrént négativement avec l'indice B, alors que le Co corréle positivement avec l'indice B. Ces éléments de transition se concentrent dans les minéraux ferromagnésiens, dans les granites ces éléments sont dans la biotite, l'amphibole et les minéraux opaques.

V.2.2.5 Les terres rares

La composition de terres rares (REE) des roches granitiques (les granites à biotites de Gbié et gdu batholite de Tounkarata) de la région de Nimba est représentée graphiquement dans la figure. V-15. En fonction des différents faciès granitiques, on distingue :

- ❖ ces spectres ont une évolution identique, avec des pentes négatives suggérant que la source est enrichie en LREE et pauvre en HREE ;
- ❖ les échantillons Gr01, Gr05 et Gr09 présentent des anomalies positives Eu indiquant que le plagioclase n'a pas été fractionné ;
- ❖ les autres échantillons (Gr02, Gr03, Gr04, Gr06, Gr07 et Gr08) présentent des anomalies négatives Eu suggérant le fractionnement du plagioclase.





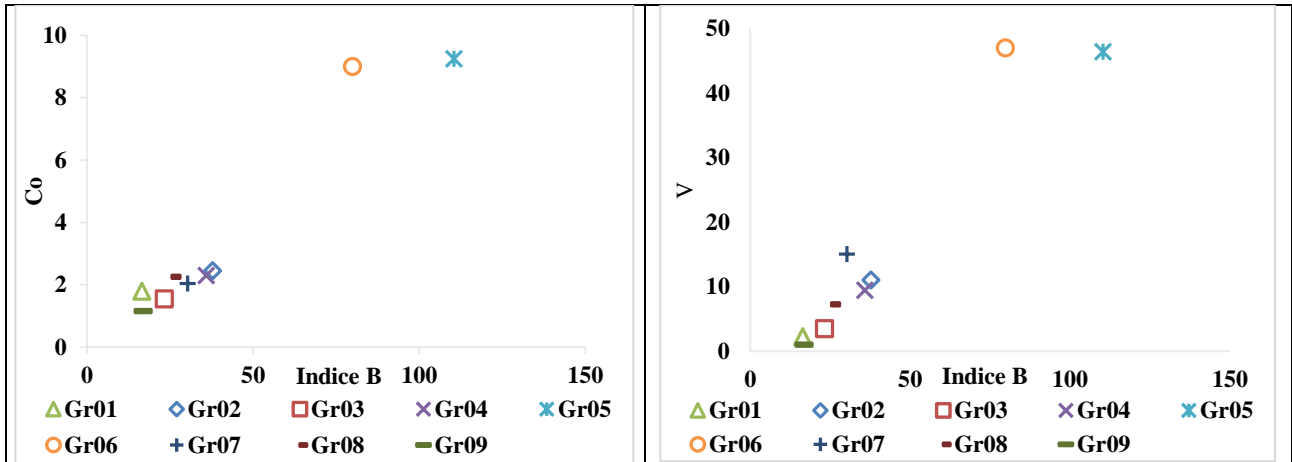


Figure V-13 : Variation des éléments traces en fonction de l'indice B=Fe + Mg + Ti dans les faciès granitiques de la chaîne de Nimba.

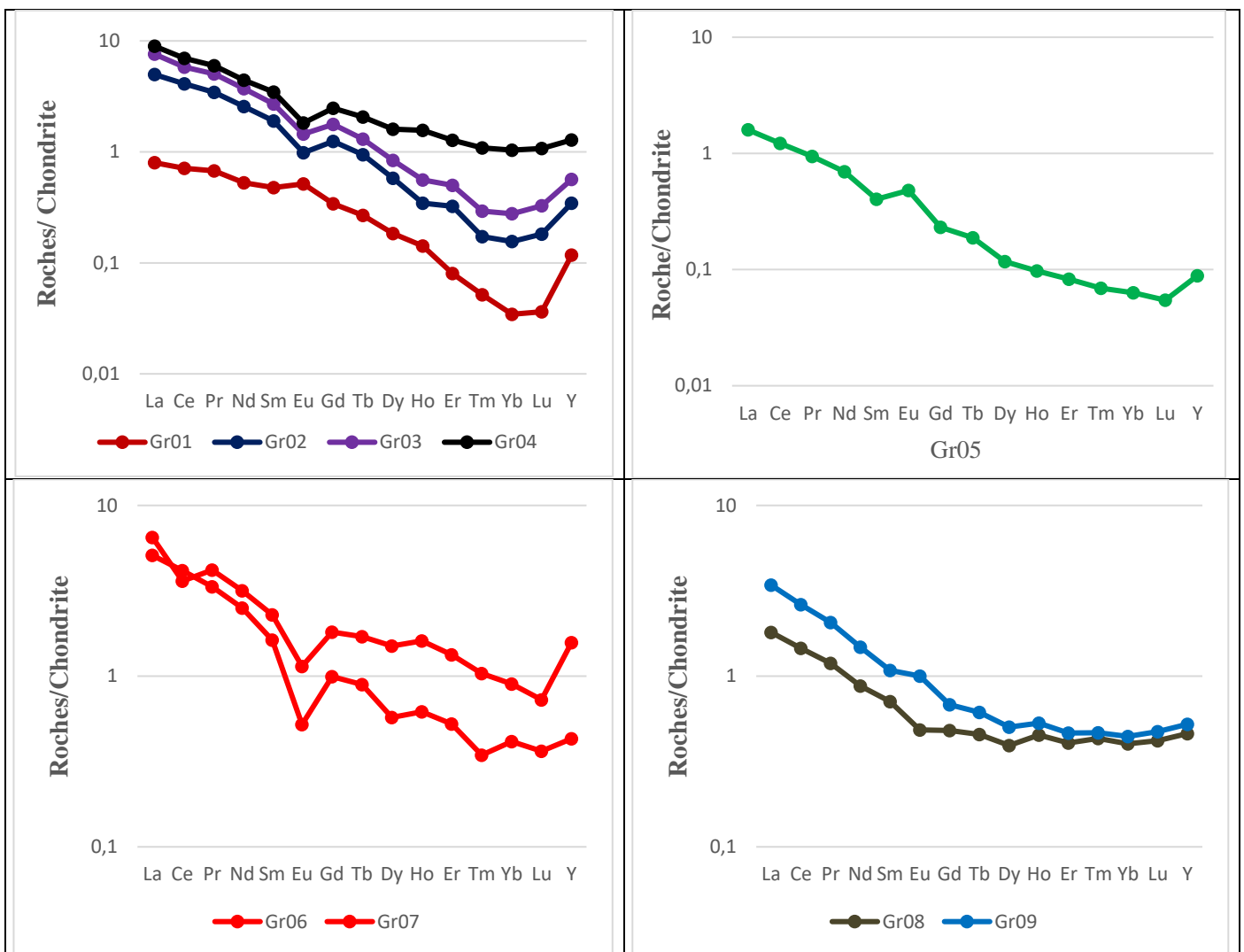


Figure V-14 : Spectre de terres rares des roches granitiques de la chaîne de Nimba normalisés aux chondrites (Nakamura, 1974).

Chapitre VI. Etudes Statistiques

VI.1 Etudes statistiques des éléments majeurs des roches amphibolitiques et granitiques de la région de Nimba

Cette étude statistique porte essentiellement sur le résultat des analyses géochimiques des éléments majeurs et en traces des roches amphibolitiques et granitiques de la région de Nimba. Ainsi deux méthodes statistiques sont utilisées, à savoir :

- ❖ la Corrélation de Bravais-Pearson ;
- ❖ l'Analyse des Composantes Principales (ACP).

VI.1.1 La corrélation de Bravais-Pearson des éléments majeurs des roches amphibolitiques et granitiques de la région de Nimba

Le coefficient de corrélation linéaire simple, dit de Bravais-Pearson, est une normalisation de la covariance par le produit des écarts-type des variables. Le coefficient de corrélation est indépendant des unités de mesure des variables, ce qui autorise les comparaisons. La mesure est normalisée, elle est définie entre $-1 \leq r \leq 1$. Lorsque $r = 1$, la liaison entre les paramètres est linéaire, positive et parfaite c.-à-d. la connaissance de X nous fournit la valeur de Y (et inversement), si $r = -1$, la liaison est linéaire et négative. Ces coefficients de corrélation mesurent la force de relation linéaire entre les variables.

Le tableau. 0-3 (voir annexe) montre le coefficient de corrélation de Bravais-Pearson entre chaque paire de variables, entre parenthèse indique le nombre de paires de valeurs de données utilisées pour calculer chaque coefficient. Le troisième nombre dans chaque emplacement de la table est la P-valeur qui teste la signification statistique de la corrélation estimée. En effet, P-valeurs inférieures à 0,05 indiquent des corrélations non nulles statistiquement significatives au niveau de confiance de 95,0%.

L'étude du tableau. 0-3 (voir annexe) montre que les éléments majeurs présentent à la fois des relations linéaires positives parfaites (les corrélations et les P-Values augmentent dans le sens) avec des P-Valeurs inférieurs à 0,05 et des relations linéaires négatives parfaites (la corrélation augmente dans le sens contraire des P-Values) avec des P-Valeurs inférieurs à 0,05.

VI.1.2 Analyse des composantes principales des éléments majeurs des roches amphibolitiques et granitiques de la région de Nimba

Le but de l'analyse est d'obtenir un petit nombre de combinaisons linéaires des 18 variables qui représentent la majeure partie de la variabilité des données. Dans notre cas (figure. VI-1), deux (2) composantes ont été extraites ayant des valeurs propres supérieures ou égales à 1.0. Ensemble, ils représentent 86,312 % de la variabilité dans les données d'origine. Le diagramme des composantes 1 et 2 de la distribution des roches en fonction des éléments majeurs (figure. VI-2) montre deux groupes de roches (amphibolite et granite).

Le diagramme des composantes 1 et 2 en fonction du poids des éléments majeurs (figure.VI-3) montre deux (2) groupes d'éléments majeurs, le premier formé de SiO_2 , Na_2O et K_2O se corrélant entre eux à la composante 1. Le second formé de MgO , TiO_2 , MnO , Fe_2O_3 et CaO se corrélant entre eux à la composante 1, mais ces deux groupes sont anti-corrélés à la composante

2. Il faut signaler que le Al_2O_3 et le P_2O_5 ne corrént ni avec la composante 2, ni avec les deux premiers groupes. Seul le TiO_2 se corréle avec le P_2O_5 .

Les roches granitiques de la région de Nimba, riches en alcalins (Na_2O et K_2O) et en silice (SiO_2), montrent une différenciation magmatique. Alors que les roches amphibolitiques, riches en fer et magnésium, ne montrent pas de différenciation magmatique (figure. VI-4).

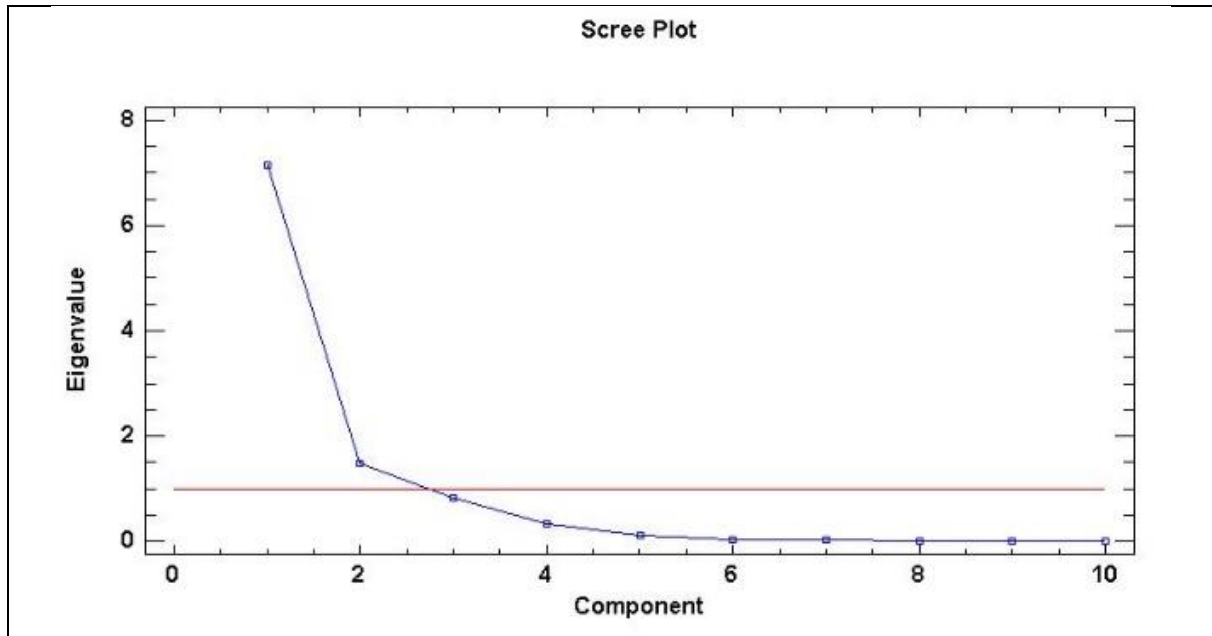


Figure VI-1 : Diagramme des composantes en fonction de leurs valeurs propres.

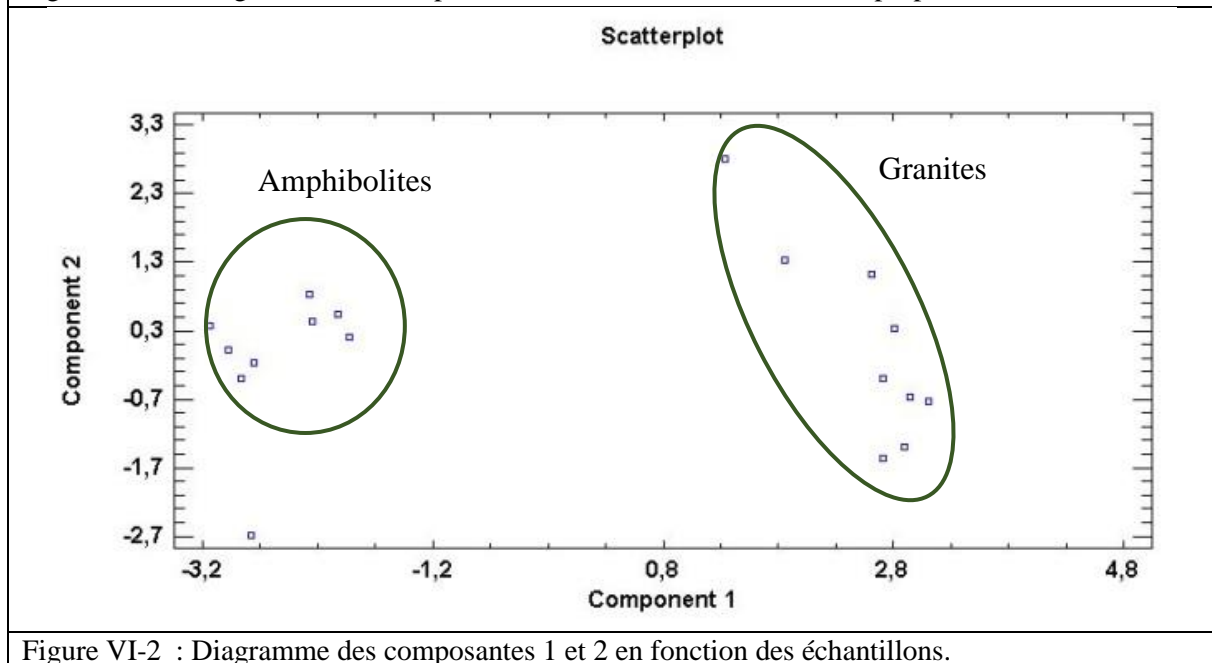


Figure VI-2 : Diagramme des composantes 1 et 2 en fonction des échantillons.

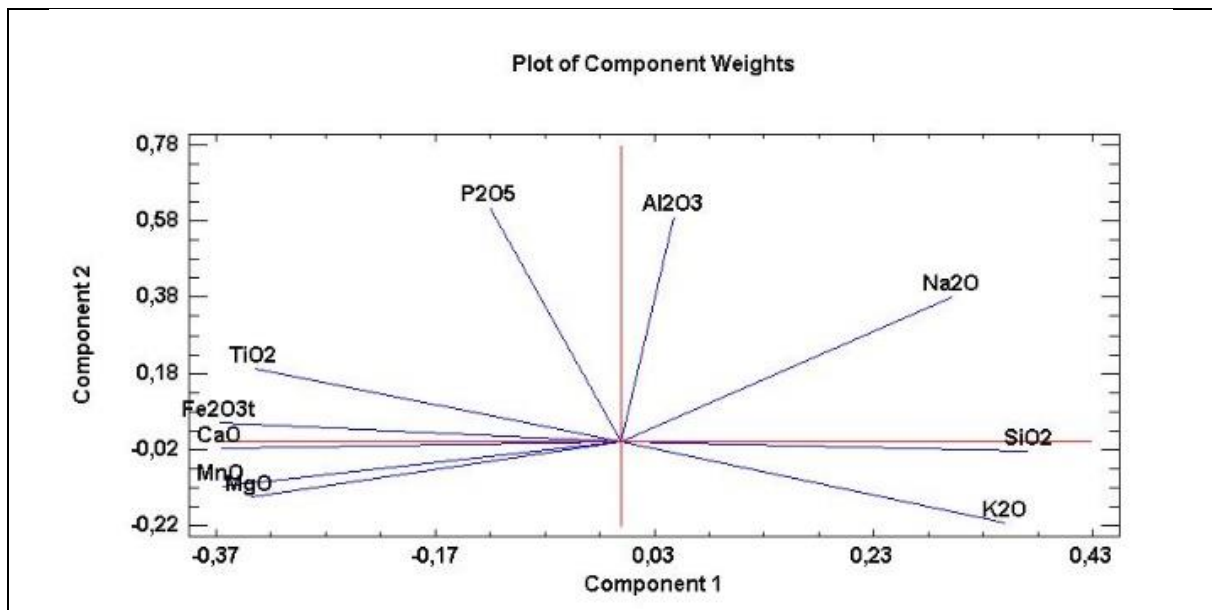


Figure VI-3 : Diagramme des composantes 1 et 2 en fonction du poids des éléments majeurs.

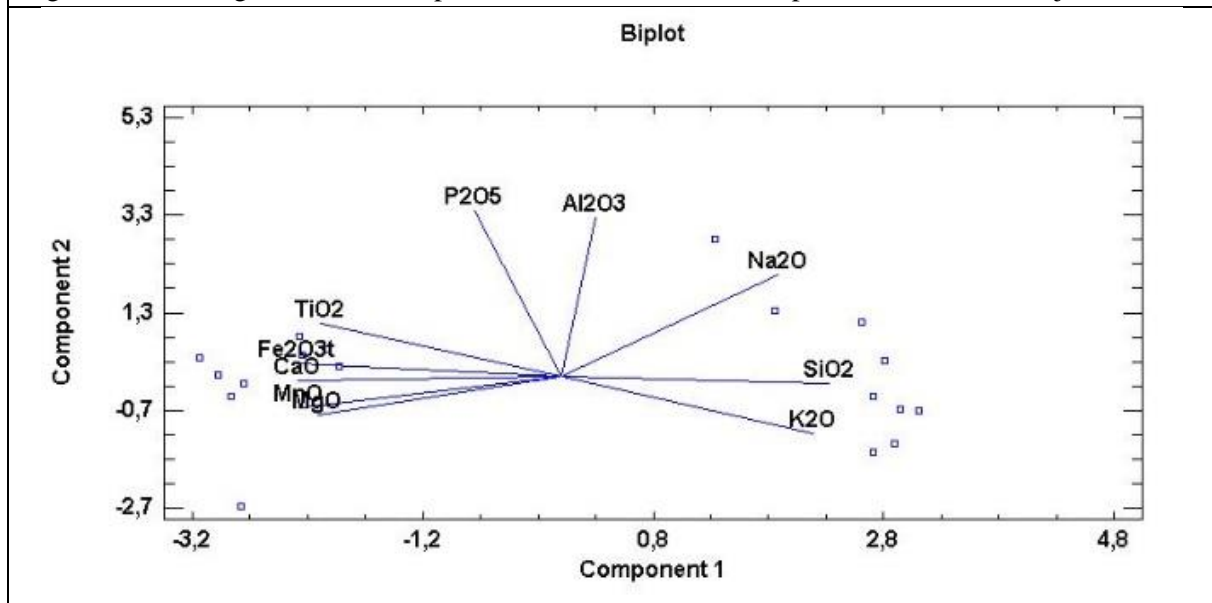


Figure VI-4 : diagramme des composantes 1 et 2 de la distribution des roches en fonction des éléments majeurs.

VI.2 Etudes statistiques des éléments en traces des roches amphibolitiques et granitiques de la région de Nimba

VI.2.1 La corrélation de Bravais-Pearson des éléments en traces des roches amphibolitiques et granitiques de la région de Nimba

L'étude du tableau. 0-4 (voir annexe) montre que des éléments en traces présentent à la fois des relations linéaires négatives parfaites (les corrélations augmentent dans le sens contraire des P-Values) avec des P-Valeurs inférieurs à 0,05 et des relations linéaires positives parfaites (les corrélations et les P-Values augmentent dans le sens) avec des P-Valeurs inférieurs à 0,05.

VI.2.2 Analyse des composantes principales des éléments en traces des roches amphibolitiques et granitiques de la région de Nimba

Le but de l'analyse est d'obtenir un petit nombre de combinaisons linéaires des 18 variables qui représentent la majeure partie de la variabilité des données. Dans notre cas (figure.VI-5), huit (8) composantes ont été extraites ayant des valeurs propres supérieures ou égales à 1.0. Ensemble, ils représentent 93,762% de la variabilité dans les données d'origine. Le diagramme des composantes 1 et 2 de la distribution des roches en fonction des éléments en traces (figure. VI-6) montre deux groupes de roches (granites et amphibolites).

Le diagramme des composantes 1 et 2 en fonction du poids des éléments en traces (figure. VI-7) montre trois (3) groupes d'éléments majeurs, le premier formé de Sm, Ta, Li, Nb, Nd, Be, Pr, La, Ce, Zr, Hf, Cs, Th, Rb, Ba, Sr, Pb, U, Mo se corrélient entre eux à la composante 1. Le second formé de Cr, Ni, As, Bi, Ge, Sb, Co, Cu, In, V, W, Zn, Cd, Ga se corrélient entre eux à la composante 1, mais ces deux groupes sont anti-corrélés à la composante 2. Le troisième groupe d'éléments en traces est formé Lu, Yb, Tm, Sn, Ho, Hf, Dy, Tb, Eu, et Gd se corrélient entre eux à la composante 2, mais ne se corrélient pas à la composante 1.

Le diagramme biplot de composantes 1 et 2 (figure. VI-8) Alors que les éléments en traces de Sm, Ta, Li, Nb, Nd, Be, Pr, La, Ce, Zr, Hf, Cs, Th, Rb, Ba, Sr, Pb, U, Mo, Tb, Eu, et Gd présentent des affinités avec les roches granitiques par compte les éléments en traces Cr, Ni, As, Bi, Ge, Sb, Co, Cu, In, V, W, Zn, Cd, Ga, Lu, Yb, Tm, Sn, Ho, Hf, et Dy présentent des affinités avec des roches amphibolitiques, riches en fer et magnésium, ne montrent pas de différenciation magmatique.

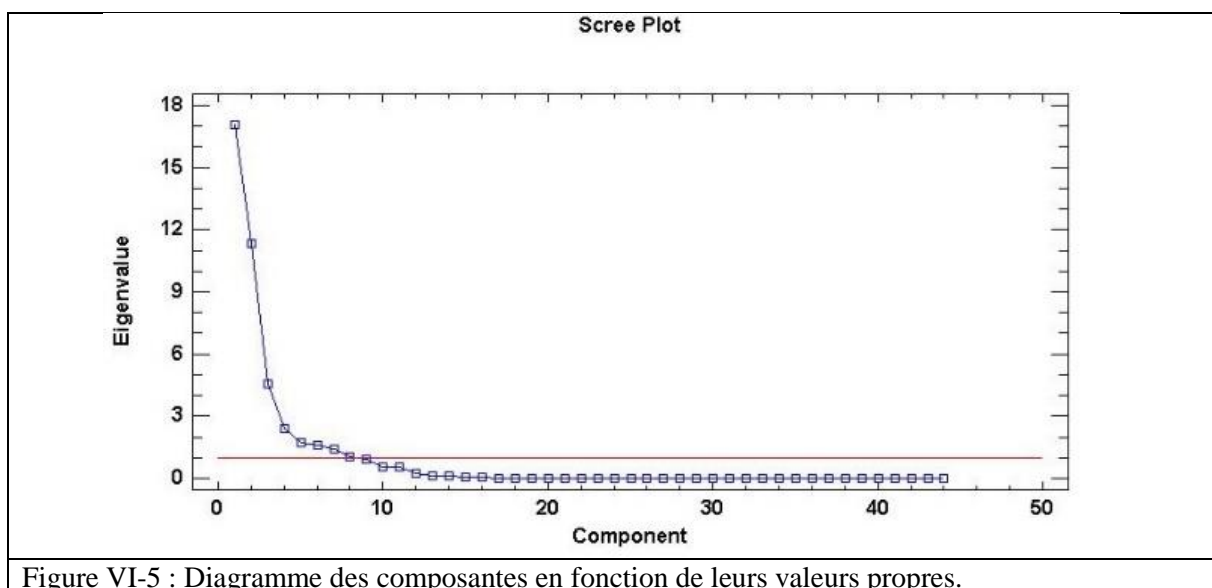


Figure VI-5 : Diagramme des composantes en fonction de leurs valeurs propres.

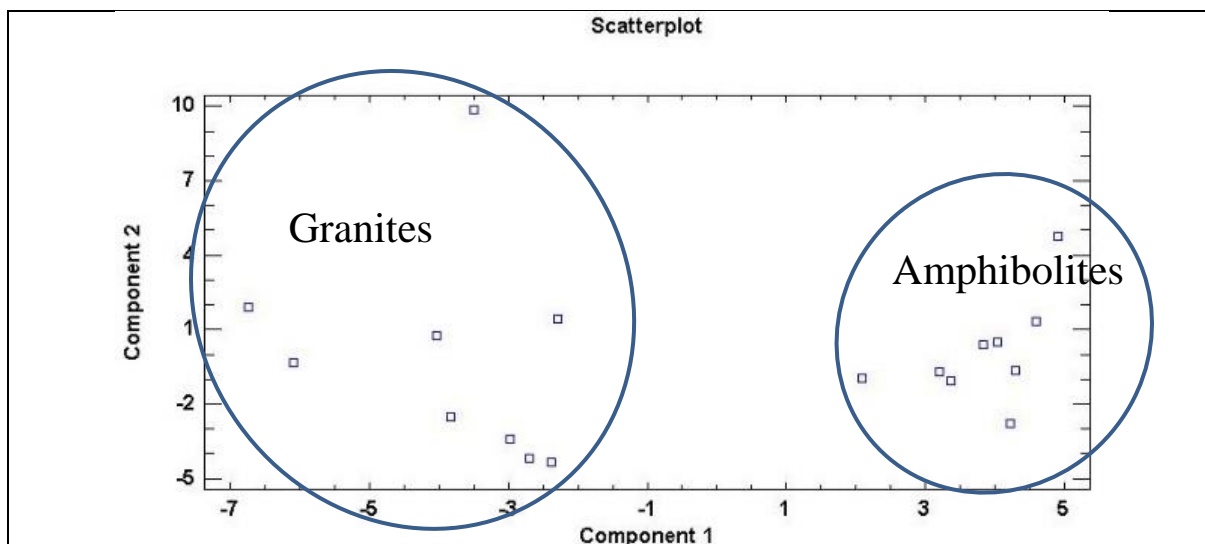


Figure VI-6 : Diagramme des composantes 1 et 2 en fonction des échantillons.

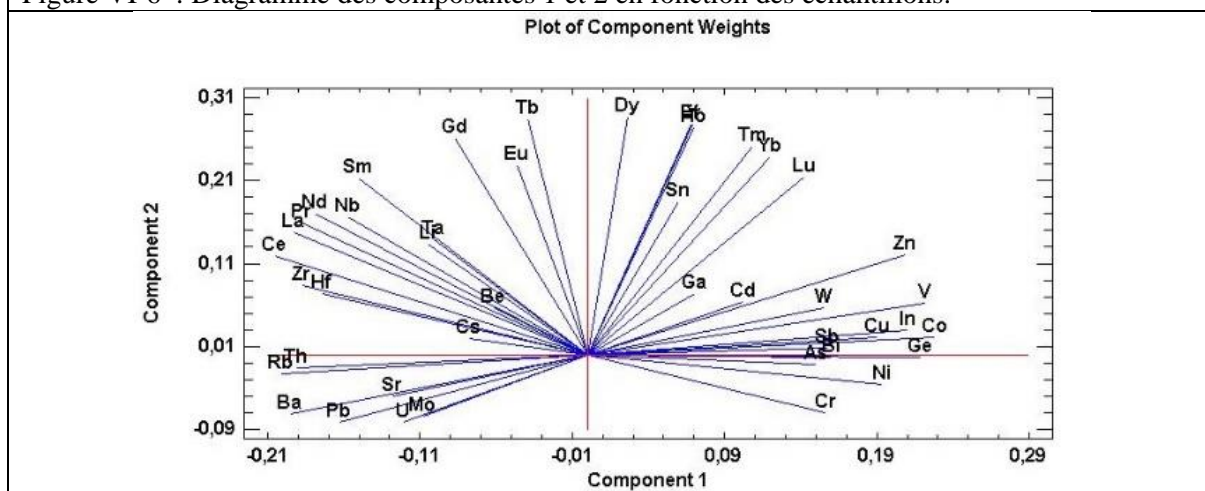


Figure VI-7 : Diagramme des composantes 1 et 2 en fonction du poids des éléments en traces.

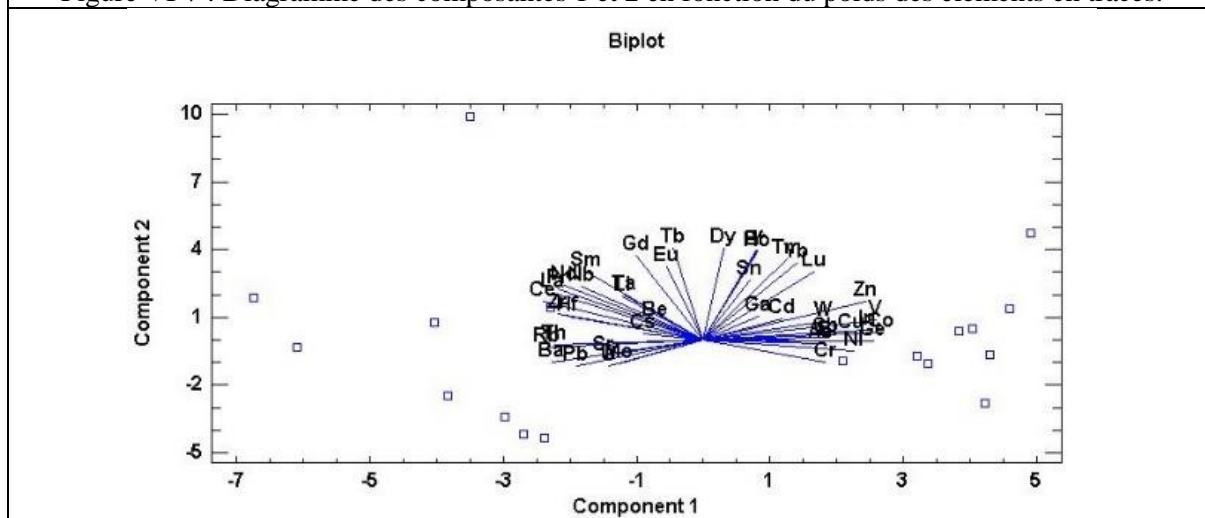


Figure VI-8 : Diagramme des composantes 1 et 2 de la distribution des roches en fonction des éléments en traces.

Chapitre VII. Les formations ferrifères rubanées (BIFs)

VII.1 Généralité sur les formations ferrifères rubanées (BIFs)

Les formations de fers rubanés ou BIFs (Banded Irons Formations) est un terme qui s'applique à toute roche sédimentaire qui présente une alternance (à différentes échelles) de lits riches en fer et de lits riches en quartz (Photo. VII-1).



Photo VII-1 : Bloc de formation ferrifère montrant une alternance de lits clairs et sombres à différents échelle (Nimba, Libéria).

Ils sont microbandes à macro bandes via méso bandes (Figure.VII-1) (Trendall & Blockley, 1970). La microbande est définie comme l'alternance de lames riches en fer et riches en chert : une lamina riche en Fe et une couche de chert constitue un seul macro-groupe (Figure. VII-1) (Trendall, 1973 ; Trendall & Blockley, 1970).

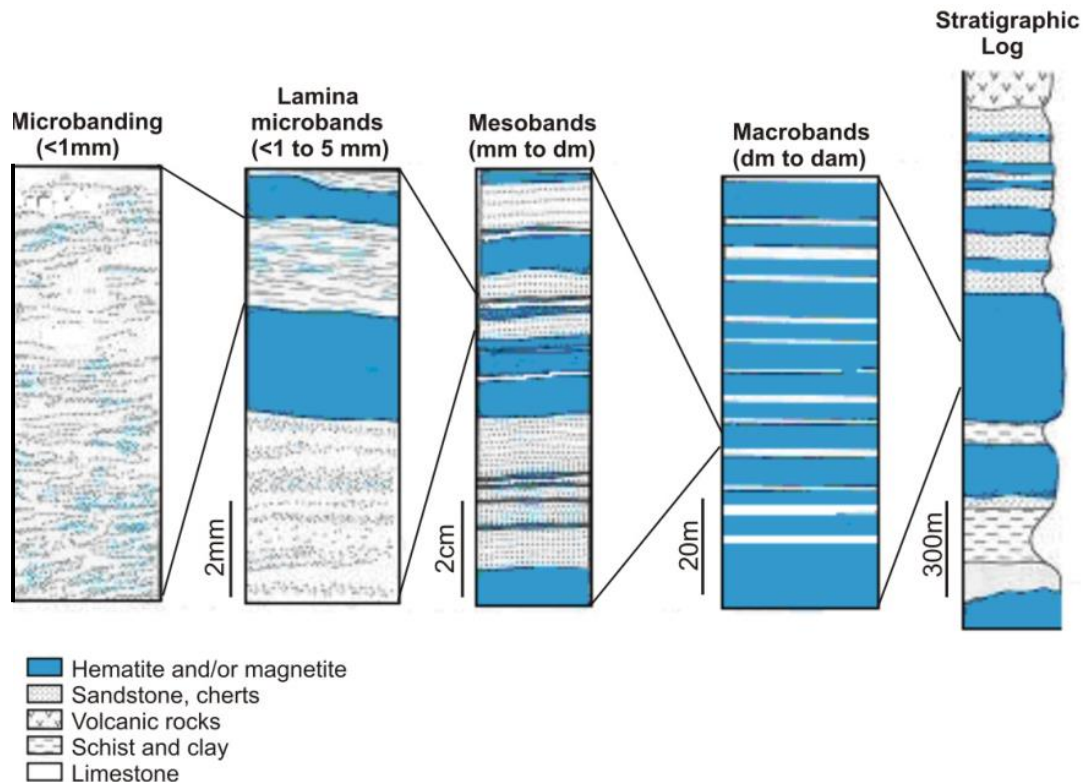


Figure VII-1 : Texture des BIF (Trendall & Blockley, 1970).

D'un point de vue minéralogique, les minéralisations de formations ferrifères rubanées (BIFs) sont de quatre types :

- ❖ Les oxydes, les plus riches en fer tels que la magnétite (Fe_3O_4), l'hématite (Fe_2O_3), la goethite (FeOOH) et la limonite (association : hématite- magnétite-goethite) ;
- ❖ Les sulfures de fer : constitués pour l'essentiel de pyrite (FeS_2), pyrrhotite ($\text{Fe}_{1-x}\text{S}_2$) et rarement de la chalcopyrite (CuFeS_2) ;
- ❖ Les carbonates de fer : sidérite (FeCO_3) et ankérite [$\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{CO}_3$] ;
- ❖ Les silicates : Greenalite ($\text{Fe}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$), minnesotalite $\text{Fe}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, et stilpnomélane ($\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Al})_2,7(\text{Si}, \text{Al})_4(\text{O}, \text{OH})_{12}\text{XH}_2\text{O}$.

Dans un bassin sédimentaire, les faciès ferrifères sus-décrits montrent une variation latérale caractéristique des formations ferrifères rubanées (BIFs) (Figure. VII-2). Les faciès oxydés se déposent vers l'extérieur du bassin (près des paléo-rivages), les faciès sulfurés se concentrent en profondeur (loin des paléorivage) quant aux faciès carbonatés, moyennement riches en fer, ils se localisent en position intermédiaire.

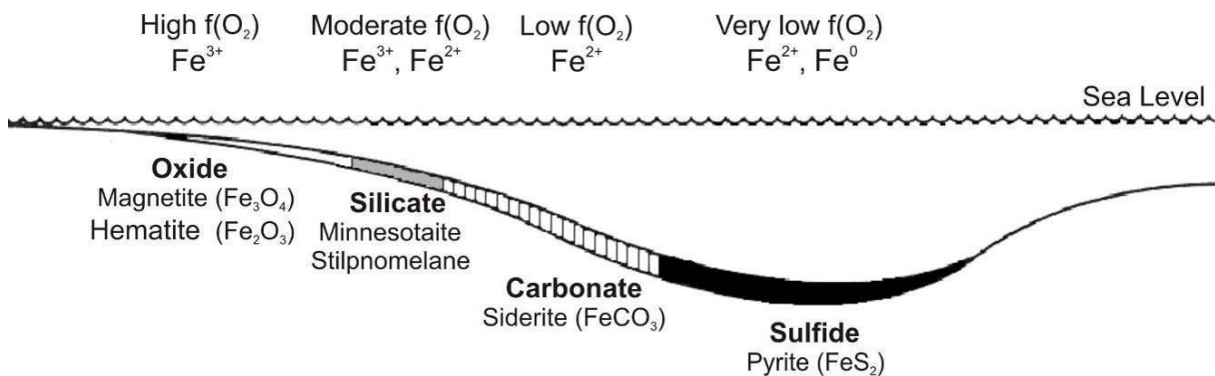


Figure VII-2 : Répartition des différents faciès dans les BIFs Algoma et Superior, modifiés après (Guilbert & Park, 1986).

La variation latérale de faciès est liée à la variation du potentiel d'oxydoréduction (Eh) et à celle du pH (Figure. VII-3) :

- ❖ A faible profondeur près du rivage, le pH est alcalin ($\text{pH} > 7$). Ceci correspond aux conditions de stabilité des oxydes de fer (magnétite, hématite, ... etc.) ;
- ❖ Avec l'augmentation de la profondeur, le milieu devient de plus en plus réducteur, neutre et favorable aux dépôts des carbonates de fer (sidérite) ;
- ❖ Dans les horizons les plus profonds le milieu est nettement réducteur et légèrement acide, et plutôt favorable aux dépôts de sulfures de fer (pyrite, pyrrhotite, etc.) ;
- ❖ En fin, les silicates de fer, peu contrôlés par les variations du Eh et pH, sont souvent associés aux faciès précédents.

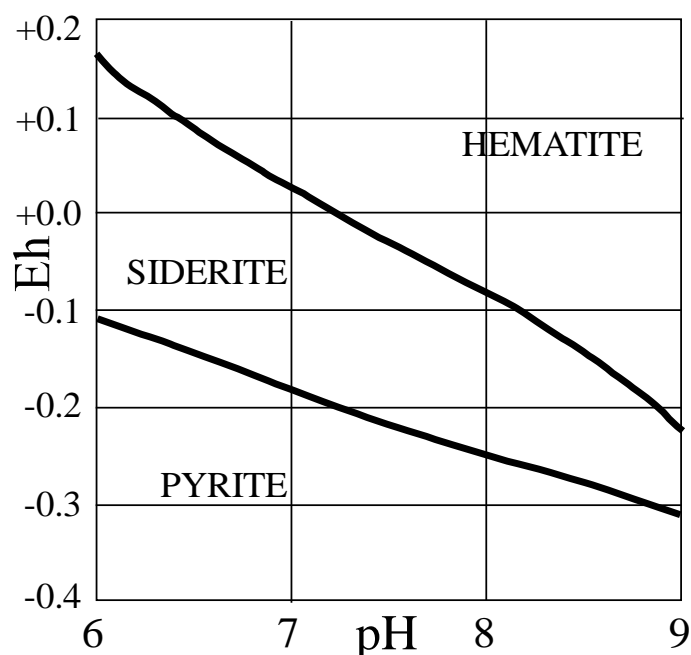


Figure VII-3 : Diagramme de stabilité des espèces minérales ferrifères : l'hématite (oxydes), la sidérite (carbonates) et la pyrite (sulfures) en fonction de variation d'Eh-pH, (Krumbein & Garrels, 1952 in El Hadj, 2002).

VII.1.1 Présentation des principaux types de BIF

On distingue quatre (4) différents types de formations ferrifères. Ces formations sont basées sur la lithologie, la composition, association des roches et l'environnement de dépôt existant :

- ❖ Type Clinton ;
- ❖ Type Minette ;
- ❖ Type Algoma ;
- ❖ Type Lac supérieur.

Le type Clinton et le type Minette sont principalement des lits hématite-sidérite-chamosite avec des textures oolitiques et ne représentent qu'une partie mineure des formations ferrifères mondiales. Elles sont communément appelées Grained Iron Formation (GIF) ou la formation ferrifère granulaire. Le type Algoma et Lac supérieur sont appelés Band Iron Formation (BIF), sont principalement des bandes fournissant la majeure partie de la production mondiale de fer (Gross, 1965). La principale différence entre les deux est l'environnement de dépôt.

Fondamentalement, le type Algoma sont des formations de fer qui ayant une petite extension et déposées sous forme de sédiments chimiques avec d'autres roches sédimentaires, volcaniques adjacentes aux arcs volcaniques et aux centres d'étalement; tandis que le type lac supérieure sont des formations de fer qui ont une grande extension latérale, précipitées chimiquement sur les plateformes continentales maritimes et dans les bassins peu profonds (Gross, 1965 ; Gross, 1980 ; Gross, 1983; Guilbert & Park, 1986; Misra, 1999 ; Jebrak & Marcoux, 2008; Bekker et al, 2010).

VII.1.1.1 Le BIF de type Algoma

Le nom d'Algoma a été choisi selon le district d'Algoma de l'Ontario, où de nombreuses variétés de faciès lithologique et d'environnement de dépôt typique ont été décrits (Goodwin.,

1962). Les formations de fer de type Algoma sont principalement d'âge archéen (> 2.6 Ga), mais elles se produisent aussi dans l'Eoarchéen au Paléoprotérozoïque (4,5 à 1,6 Ga ; Goodwin, 1973 ; James, 1983 ; Isley & Abbott., 1999 ; Misra, 1999 ; Huston & Logan, 2004). Habituellement, ils sont lenticulaires corps de moins de 50 m d'épaisseur (Guilbert & Park, 1986) et s'étendant rarement pour plus de 10 km le long de la faille (Bekker et *al*, 2010). Ces caractéristiques n'indiquent pas que toutes les formations de fer de type Algoma étaient à l'origine plus petites que celles de type supérieur. Comme la plupart d'entre eux ont été affectés par la déformation et le démembrement tectonique, leur taille et leur étendue réelles sont probablement sous-estimées (Gole & Klein, 1981). Ils sont abondants en termes de nombre de dépôts et de distribution mondiale (Gross, 1983 ; Guilbert & Park, 1986 ; Bekker et *al*, 2010).

Les BIFs de type Algoma sont associés à des séquences volcano-sédimentaires de ceintures de roches vertes (Clout & Simonson, 2005 ; Bekker et *al*, 2010). Les roches volcaniques sont mafiques à ultramafiques ou felsiques, selon la nature de l'arc volcanique associé (Guilbert & Park, 1986 ; Bekker et *al*, 2010). Comme résumé dans le tableau. VIII-1, les roches associées sédimentaires sont Greywackes (Guilbert & Park, 1986), et dans certains cas, pyroclastiques et clastiques des sédiments à grain fin, les turbidites et les schistes (Gross, 1980 ; Gross, 1983 ; Guilbert & Park, 1986 ; Bekker et *al*, 2010). Ces sédiments indiquent un environnement de dépôt géosynclinal (Misra, 1999). Dans certains cas, les BIFs de type Algoma sont associés à des dépôts volcaniques de sulfures massifs (VMS) (Bekker et *al*, 2010).

Les formations de fer de type Algoma ont été déposées dans des environnements relativement en eaux profondes, comme les îles d'arrière arc ou zones de rift intra-cratoniques (Gross., 1980) car elles ne manquent généralement pas d'effet de vague ou de tempête. Ils se sont peut-être formés à n'importe quel stade du développement d'une ceinture volcanique en commençant par le dépôt autour des centres hydrophiles effusifs, et s'étendant dans les bassins locaux et les dépressions au milieu des flux de lave et des complexes sédimentaires (Figure.VII-5) (Gross, 1965 ; Gross, 1980 ; Gross, 1983 ; Guilbert & Park, 1986 ; Clout & Simonson., 2005 ; Jebrak & Marcoux, 2008 ; Bekker et *al*., 2010).

Minéralogiquement, les BIFs sont généralement composés de lits de jaspe gris ou rouge de cherts intercalés avec des couches riches en magnétite et en hématite. Mais d'autres faciès minéraux, comme les lits massifs de sidérite et de pyrite-pyrorthite, font occasionnellement partie de la formation en plus de la magnétite et des couches riches en hématite. La plupart des minéraux assemblages ont des compositions proches des phases initialement précipitées des eaux du bassin, par exemple : la sidérite, les hydroxydes ferriques et les précurseurs mal classés de minéraux de silicate tels que la greenalite (Clout & Simonson., 2005). Les formations ferrifères de type Algoma et supérieure contiennent une minéralogie similaire (Bekker et *al*, 2010). Cependant, le stilpnomelane est un minéral présent seulement dans les BIFs Algoma (Clout & Simonson, 2005). Il reflète généralement la contamination par des détritiques volcano-clastiques (Pickard, 2002).

Même si les chiffres varient dans la littérature, les compositions chimiques des formations de fer de type Algoma et Supérieure sont presque constantes avec 40 à 55% de SiO₂ et 20 à 35%

de Fe (Guilbert & Park, 1986 ; Klein., 2005). Les deux types de BIF sont marqués par des teneurs en Al_2O_3 très faibles (généralement <2% en poids), ce qui indique le dépôt sous forme de précipités chimiques dans des environnements privés d'intrants détritiques (Klein, 2005). Des éléments en traces compatibles avec l'exhalation volcanique se trouvent comme Mn (plusieurs pourcentages), Ba, Co (> 100 ppm), Ni, Cu, Cr, As et Sr (Guilbert & Park, 1986). Il a été remarqué par (Saager et al., 1982) que les BIF de type Algoma contiennent plus d'Au que les BIFs de type supérieur. Certaines variations existent dans la chimie entre les deux types par rapport au TiO_2 , à l'Eu et au Cs (Gross., 1965 ; Huston et al., 2004 ; Kato et al., 2006 ; Basta et al., 2011). Les BIFs de type Algoma sont caractérisés par des anomalies positives en Eu (> 1,8) et d'anomalies négatives de Ce (Huston & Logan, 2004). Comme la formation de fer de type Algoma sont associés à des événements locaux, leur géochimie peut refléter les conditions volcaniques ou hydrothermiques locales plutôt que d'être représentative de la chimie à grande échelle des océans lors de leur formation (Bekker et al., 2010).

Le dépôt de Lupin (Lhotka & Nesbitt, 1989; Bullis et al., 1993) et la ceinture de roches vertes d'Abitibi (Guilbert & Park, 1986) au Canada, les ceintures de roches vertes en Australie, le Rio das Velhas Supergroupe avec Brumal et Cuiaba BIF (Vial et al., 2007) au Brésil, les ceintures en pierre verte du bouclier indien (Misra, 1999), les supra-crustales Archéen Malene Supra crustals dans le Groenland occidental (Uitterdijk Appel, 1988) et le dépôt de Vubachikwe en Rhodésie (Fripp, 1976) semblent être de bons exemples de BIF Algoma (Fig.VII 4). Mais seulement certains d'entre eux accueillent des minéralisations aurifères comme Lupin au Canada (Lhotka & Nesbitt, 1989), Rio das Velhas (Vial et al., 2007) ou Cuiaba (Ribeiro-Rodrigues et al., 2007) au Brésil.

VII.1.1.2 Le BIF de type de Lac Supérieur

Les formations de fer de la région du lac supérieur de l'Amérique du Nord représentent les exemples les plus utiles de ce type de BIF, c'est pourquoi ce nom a été attribué à ce type de BIF (Gross, 1965 ; Misra, 1999). Les BIFs de type lac supérieur sont beaucoup plus abondants et économiquement plus importants que les BIFs de type Algoma (Guilbert & Park, 1986).

Le BIF de type lac supérieur est prédominant au début du Protérozoïque en âge (de 2,7 à 1,9 Ga) (Guilbert & Park, 1986 ; Misra, 1999). Il est formé comme de gros corps de 100 m d'épaisseur ou plus (Guilbert & Park, 1986 ; Bekker et al., 2010). L'étendue latérale est généralement comprise entre 10 et 100 km (Misra, 1999). Ils sont plus nombreux en nombre et en répartition géographique que les BIFs de type Algoma (Fig. VII.4) (Gross, 1965 ; Gross, 1980 ; Gross, 1983 ; Guilbert & Park, 1986 ; Huston et al., 2004 ; Jebrak & Marcoux, 2008 ; Bekker et al., 2010).

Ce type de formation de fer est généralement associé à des carbonates, des arénites de quartz et des schistes noirs (Tableau VII.1) (Gross, 1965 ; Gross, 1980 ; Bekker et al., 2010). La séquence sédimentaire est également composée de dolomie, de conglomérat et d'argilite (Gross, 1965). Ce type de BIF est également fréquemment associé avec seulement des quantités mineures de roches volcaniques (Gross, 1980). Ces roches volcaniques sont généralement présentes dans la

séquence stratigraphique, même lorsqu'aucun lien direct avec un centre volcanique n'est établi (Guilbert & Park, 1986).

La formation de fer de type supérieur, définie comme épeirogénique, est déposée près ou au-dessus de la tempête et base de vagues à climat équitable, donc dans des environnements de plate-forme continentale, dans un milieu marin relativement peu profonde (Bekker et al, 2010). Quelques formations de fer ont été précipités sur différents types de sédiments clastiques et carbonatés, sur les plateformes et pentes continentales (Misra, 1999). Leur disposition a coïncidé avec l'activité volcanique dans des ceintures linéaires offshore parallèles aux marges continentales (Guilbert & Park, 1986, Misra, 1999). Comme ces ceintures tectoniques offshore ont été marquées par une activité volcanique étendue, ce n'est pas rare de trouver l'extrusion et l'intrusion de roches mafiques et ultramafiques dans des formations de fer de type lac supérieur (Guilbert & Park, 1986, Jebrak & Marcoux 2008, Bekker et al, 2010).

Les formations de fer de type lac supérieur sont caractérisées par de petite anomalie positive ou négative en Eu (Huston & Logan, 2004). Leur géochimie reflète probablement des processus à l'échelle mondiale (Bekker& al, 2004).

Les gisements de fer économiquement les plus importants sont probablement le bassin de Hamersley en Australie et le Supergroupe Transvaal en Afrique du Sud (Fig. VII.4), (Misra., 1999). En formes d'acier plus petites de type lac supérieur se trouvent également à Orissa, en Inde (Majumber et al, 1982) et à Mesabi Range of Northern Minnesota avec la formation Biwabik (Guilbert & Park, 1986). Le dépôt Cauéche Fer, dans le district d'Itabira au Brésil est l'un des plusieurs BIFs de type lac supérieur qui accueillent la minéralisation aurifère (Olivo et al, 1995).

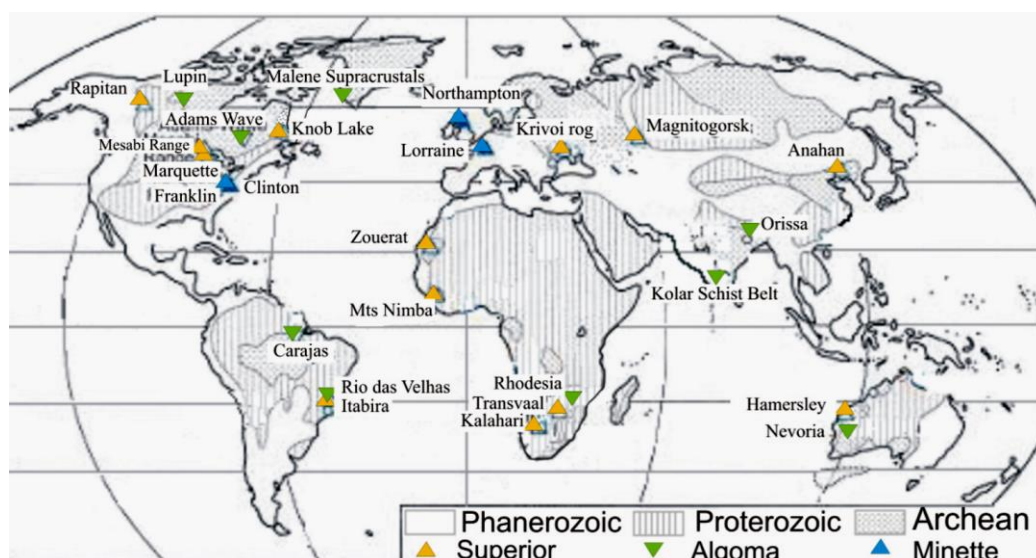


Figure VII-4 : Carte mondiale des principaux BIF (Jebrak & Marcoux, 2008).

Tableau VII-1 : Comparaison entre les BIFs (Banded Irons Formation) de type Supérieur et de type Algoma (Jebrak & Marcoux, 2008 modifié d'après Gross, 1980).		
Type de bassins	Supérieur	Algoma
Bassin typique	Lac supérieur	Michipicoten
	Labrador Trough	Lac Skibi
	Transvaal	Kapico
	Hamersley	Lac St Joseph
	Kursk	
	Krivoy Rog	
Environnement tectonique	Epiorogénique	Orogénique
	Terrain cratonique	Arcs volcaniques
	Pente	Volcanisme extrusive, système de fracture
Circulation	Limité	Circulation thermique, courants de turbidité
Profondeur	Peu profond	Profond
Taille des bassins	Grand	Petit
Roches associées :		
Sédimentaire	Shale noir, chert,	Chert, greywacke, turbidites
Volcanique	Quartzite, Dolomite	Tuffes, pyroclastiques
Intrusif	Dykes, sils	

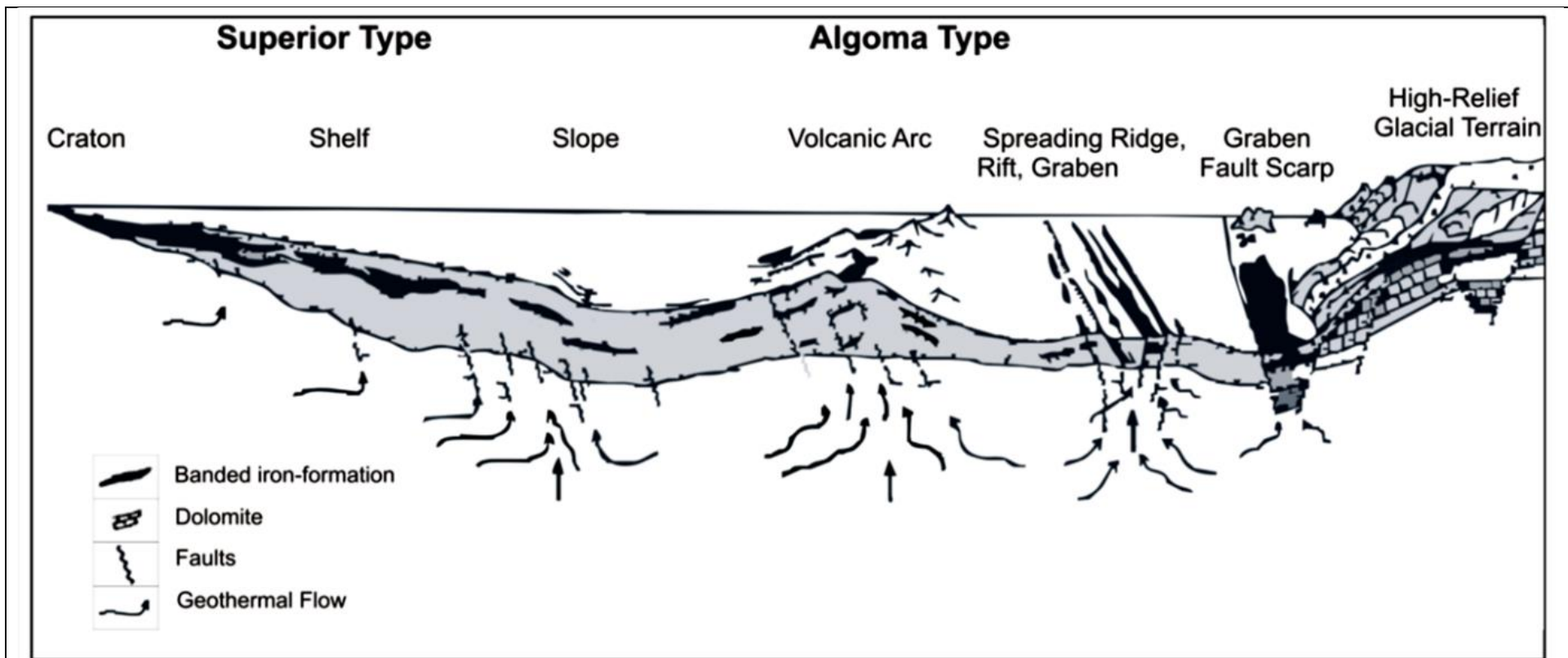


Figure VII-5 : Environnements tectoniques pour le dépôt de BIFs, (Sciuba, 2013 modifiés après Gross, 1993).

VII.2 Etudes pétrographiques des formations ferrifères rubanées de la région de Nimba

Bien qu'il existe deux principaux types d'Itabirites riche en hématite (de couleur gris et bleu) dans la région de Nimba (Photos VII.2, VII.3, VII.4 et VII.5). Les formations ferrifères rubanées des monts de Tokadeh, de Gangra, de Yeulliton, se trouvant à l'Ouest de la région, sont une continuité des formations ferrifères rubanées de la chaîne de Nimba à l'Est de la région de Nimba (Libéria). Les formations ferrifères rubanées de l'extension ouest (des monts de Tokadeh, de Gangra, de Yeulliton et les autres petites collines au NNW) de la région Nimba sont essentiellement de grain moyen à grossier et de texture granoblastique à xénoblastique.

L'étude pétrographique des itabirites de l'extension ouest de la région de Nimba ces monts ont permis de distinguées sept (7) types de paragenèses minérales (Tableau. VII-2) :

- ❖ Itabirite à grenat (photos VII-14) ;
- ❖ Itabirite à grenat et à grunérite (photo. VII-21)
- ❖ Itabirite à grunérite (photo VII-28) ;
- ❖ Itabirite à hornblende brune (photo VII.37) ;
- ❖ Itabirite à hornblende verte (photo VII.42) ;
- ❖ Itabirite des zones de transitions (photo VII.47) ;
- ❖ Itabirites à chlorite (photo VII.53).

A l'aide du resultat du compteur de points, nous avons la composition minéralogique des différentes formations ferrifères rubanées de la région de Nimba (Tableau VII-2).

Minéraux	Itabirites à hematite	Itabirite à grenat	Itabirite à grenat-grunérite	Itabirite à grunérite	Itabirite à hornblend e brune	Itabirite à hornblend e verte	Itabirite des zones de transitions	Itabirite à chlorite
	SIF.1,2	SIF.33	SIF.45, 43	SIF.18	OIF.24	OIF.25	SIF.Tz.41	SIF.8
Aegirine							++++	
Biotite	+	++	++			++		
Chlorite		+++		+			++	++++
Diopside		+	+	+				
Feldspath alcalin	+++	+++		+++	+++	+++	++++	
Ferrohornblende	+			+				
Ferroactinote	+		++		++	++	++	
Grunérite			++++	++++				
Grenat		++++	++++					
hypersthene				+				
Hornblende brune				+	++++	++	+++	
Hornblende verte						+++		
Hématite	++++	++++	++++	++++	++++	++++	++++	+
Magnetite	+	+	+	+	+	+	+	++++
Muscovite	+							
Minéraux opaques					+++			

Plagioclase				+++		+	+	
Pyrite	+++		++					
Quartz	+++	+++		++	+++	++	++++	+++
++++Abondant, +++Moyennement abondant, ++Peu abondant, +Très rare								

VII.2.1 Itabirite (gris et bleu) riche en hématite

Les itabirites de Nimba sont des couches de formations de fer recristallisées, ayant 250 à 400 m d'épaisseur et constituant les Monts de Nimba, Gbahm, Bel et de Detton. La plupart des formations de fer sont formées à partir de la recristallisation de formation d'oxyde de Fer laminées, contenant essentiellement le quartz, l'hématite, la pyrite et quelques fois de la magnétite (Berger, 1972). Dans la région de Nimba, deux types d'itabirites sont observés :

- ❖ L'itabirite gris ;
- ❖ L'itabirite bleu.

VII.2.1.1 L'itabirite gris

L'itabirite gris est stratifié. Mais cette stratification est mégascopique et mal définie puisque la différence entre les laminae sont souvent faibles. Il existe parfois des lames noire ou blanche nettement définies. La laminae mesure une épaisseur irréprochable de 0,5 mm à 8 mm. La texture est granoblastique à modérément schisteuse selon la fréquence et le degré d'allongement des grains.

VII.2.1.2 L'itabirite bleu

L'itabirite bleu est ainsi nommé, car les couches sont riches en fer, composées presque exclusivement d'hématite. La stratification de cette roche est généralement est bien marquée, le quartz et l'hématite sont fréquemment séparés par une alternance de laminae. À cet égard, les itabirites bleus décrits sont les plus intéressantes que ceux décrits dans le Quadrilatéro Ferrifero, Minas Gerais, au Brésil (Dorr & Barboa, 1963 ; Pomerène, 1964 ; Wallace, 1965) que l'itabirite gris Nimba. Les laminae individuelles varient de 1 mm à 5 cm ou plus d'épaisseur.

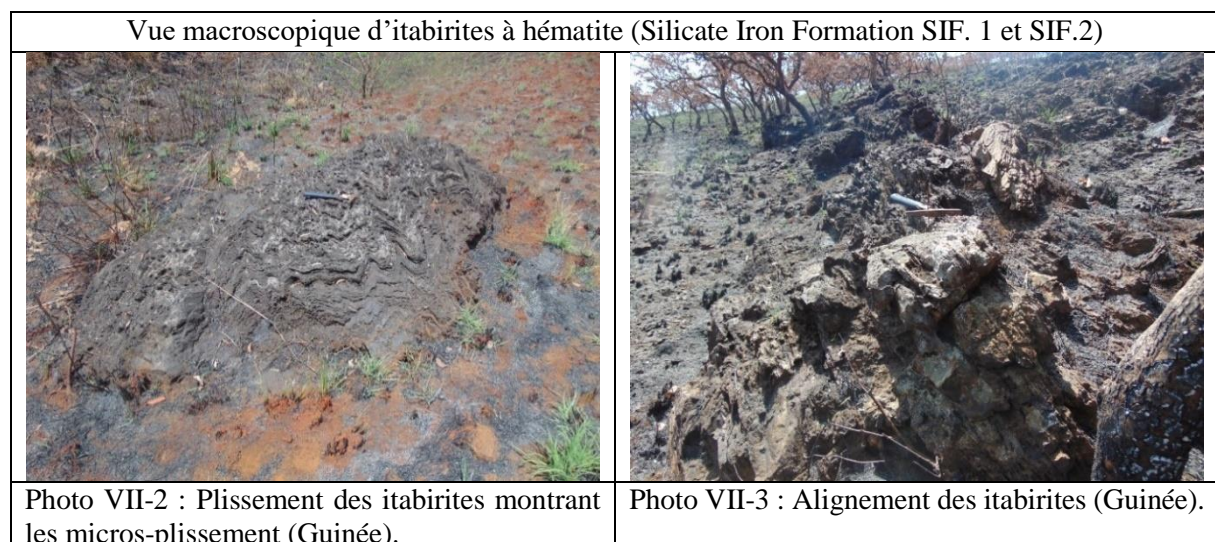




Photo VII-4 : Bands d'itabirites disposés verticalement au sommet de la chaîne (Libéria).



Photo VII-5 : Bands d'itabirites empilés horizontalement au sommet de la chaîne (Libéria).

VII.2.1.3 Minéralogie

L'étude microscopique du gisement d'itabirite (bleu et gris) révèle principalement une alternance de couches claires formés de minéraux de quartz, de feldspaths potassiques, de muscovites, et de couches sombres formés par des minéraux ferrifères (d'hématites, de martites, de goethites, de pyrites).

➤ Quartz

Les grains de quartz sont subautomorphes à xénomorphe, ils existent en microcristaux avec un relief faible et une biréfringence faible. Ces grains de quartz polarisent dans le premier ordre (Photos. VII-6, VII-7, VII-8, VII-9 et VII-10).

➤ Muscovite

La muscovite est rare dans ces roches d'itabirites mais en inclusion dans les minéraux de feldspaths alcalins. Les cristaux de muscovites sont allongés et automorphes. Elles possèdent un relief faible et une réfringence élevée avec des teintes vives (Photo VII.11).

➤ Feldspath alcalin

Les feldspaths alcalins existent en microcristaux et en phénocristaux. Ils sont subautomorphes à automorphes. Ces feldspaths sont limpides avec un relief et une biréfringence faible, polarisant dans le premier ordre. Avec le quartz, la muscovite, et le feldspath alcalin forment les lits clairs des roches itabiritiques (Photos. VII-6, VII-7, VII-8 et VII-9).

➤ Minéraux ferrifères

Les minéraux ferrifères forment les couches sombres, caractérisés par la présence des minéraux d'hématites, de pyrites. Ces minéraux sont en microcristaux. L'hématite est subautomorphe à xénomorphe. Les grains d'hématites sont formés par l'oxydation de magnétite et on peut la retrouver au long des plans de clivages dans les grains de magnétite. Alors que les grains de pyrites sont des grains fins à moyens et automorphes (Photos. VII-6, VII-7, VII-8, VII-9 VII-12 et VII-13).

Vue microscopique d'Itabirites à hématite

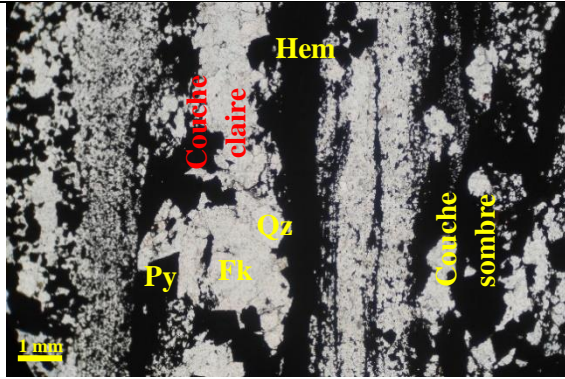


Photo VII-6 : Alternance de lits noirs formés par la pyrite (Py), l'hématite (Hem), la magnétite (Mag) et de lits clairs formés par le quartz (Qz), le feldspath potassique (Fk) en LPNA.

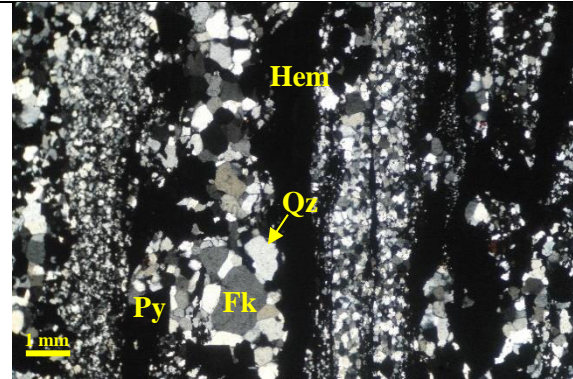


Photo VII-7 : Alternance de lits noirs formés par la pyrite (Py), l'hématite (Hem), la magnétite (Mag) et de lits clairs formés par le quartz (Qz), le feldspath potassique (Fk) en LPA.

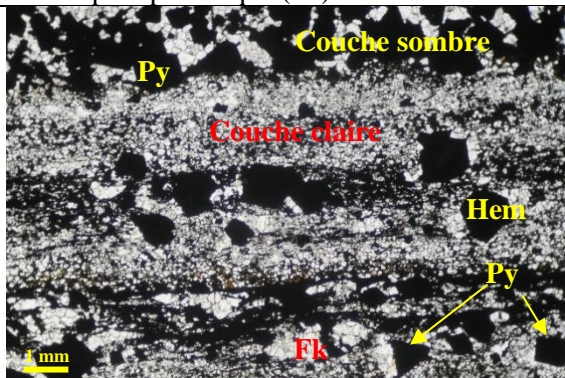


Photo VII-8 : Alternance de lits clairs formés de quartz (Qz), de feldspaths potassiques (Fk) et de lits sombres formés d'hématites (Hem), de pyrites (Py) en LPNA.

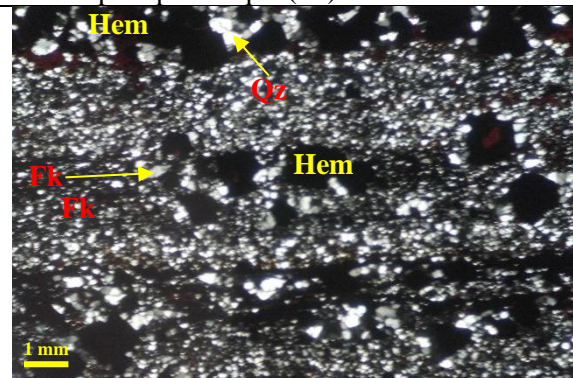


Photo VII-9 : Alternance de lits clairs formés de quartz (Qz), de feldspaths potassiques (Fk) et de lits sombres formés d'hématites (Hem), de magnétites (Mag) en LPA.

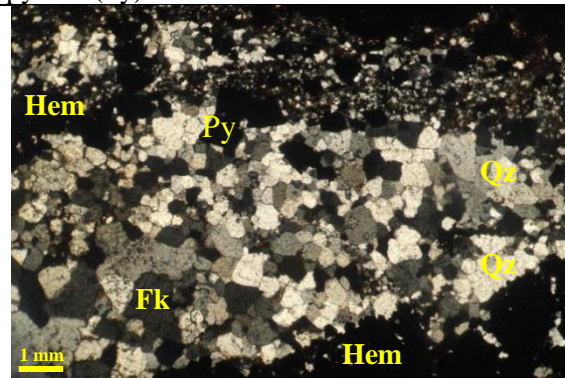


Photo VII-10 : Microcristaux de quartz (Qz), de feldspaths potassiques (Fk) formant le lit clair, entouré par l'hématite (Hem) et quelquefois l'hématite et la pyrite en LPA.

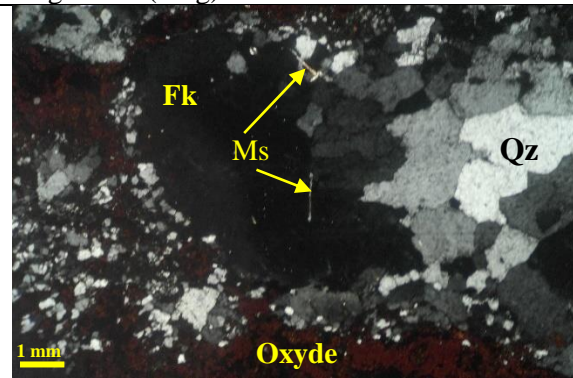
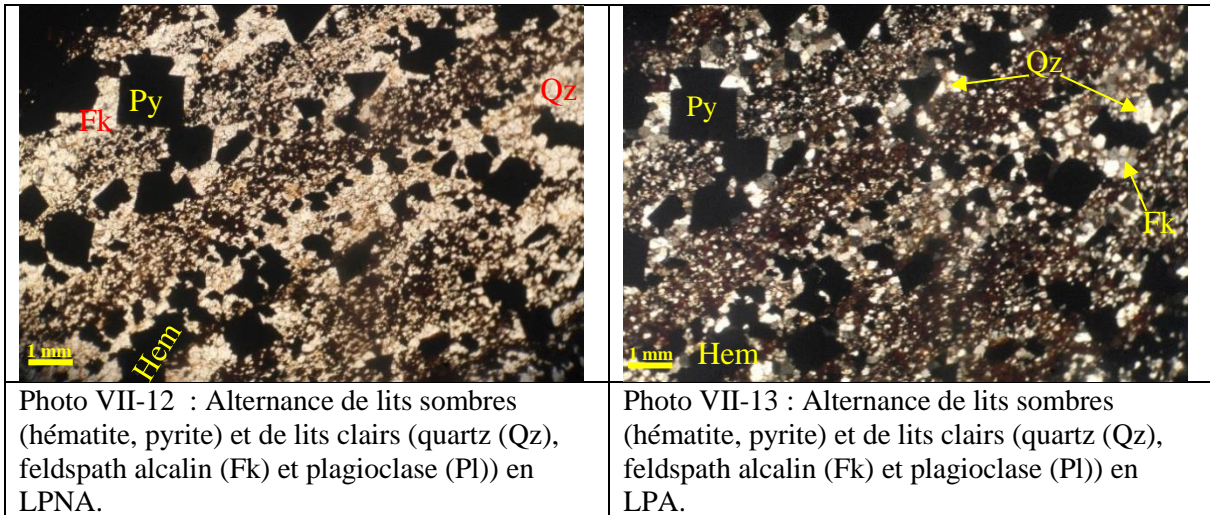


Photo VII-11 : Inclusion de muscovite dans le feldspath alcalin (Fk) et de Quartz (Qz) dans la couche claire au contact des oxydes en LPA.



VII.2.2 Itabirite à grenat



VII.2.2.1 Minéralogie

Cette roche est constituée de minéraux de grenats, de chlorites, feldspaths potassiques, quartz, de biotites et les minéraux ferrifères.

➤ Grenat

Ce facies d'itabirite (Photo VII.14) est marqué par l'apparition des phénocristaux du grenat qui est un minéral index de métamorphisme de haut degré. De formes subautomorphes à xénomorphe, de bordures tronquées, la couleur rosâtre avec un relief fort montrant des fractures en lumière naturelle et complètement isotrope en lumière polarisée. Le grenat présente des inclusions de minéraux d'hématites, de quartz et de biotite (Photos. VII.15, VII-16, VII-17, VII-18, VII-19 et VII-20). L'abondance de ce minéral dans ce facies d'où le nom d'itabirites à grenat (formation ferrifères silicatées rubanées 'SIF.33' à grenat).

➤ Chlorite

En plus du grenat, on remarque la présence de chlorites sous forme de phénocristaux et de microcristaux. De forme subautomorphe à xénomorphe, de couleur verdâtre, elles sont caractérisées par des inclusions de microcristaux d'hématites (Photos. VII-15, VII-17, VII-18).

➤ Feldspath potassique

Le feldspath potassique est abondant dans la roche, de forme subautomorphe à xénomorphe. Incolores avec un relief et une biréfringence faible, polarisant dans le gris clair à blanc. Ces cristaux sont aux contacts du grenat, de la chlorite, de la biotite et du quartz (Photos. VII-16, VII-17, VII-18 et VII-20).

➤ Quartz

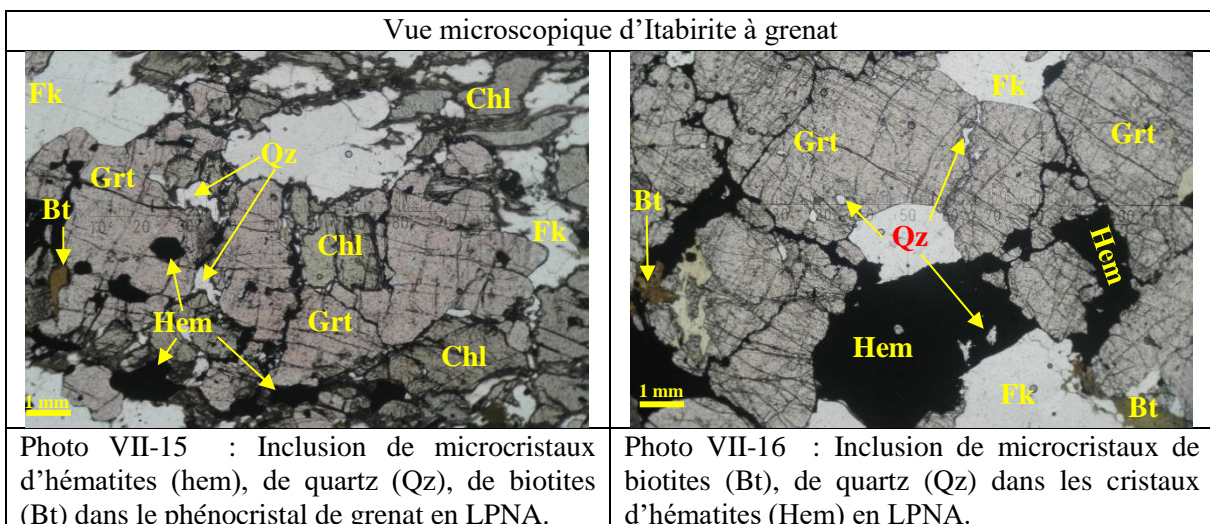
Le quartz est un minéral subautomorphe à xénomorphe, existant en phénocristal et microcristal. Souvent en inclusion dans les phénocristaux de grenats, d'hématites, et de chlorites (Photos. VII-15, VII-16, VII-17 et VII-19) ou au contact du feldspath potassique et de la biotite (Photos. VII-18 et VII-20).

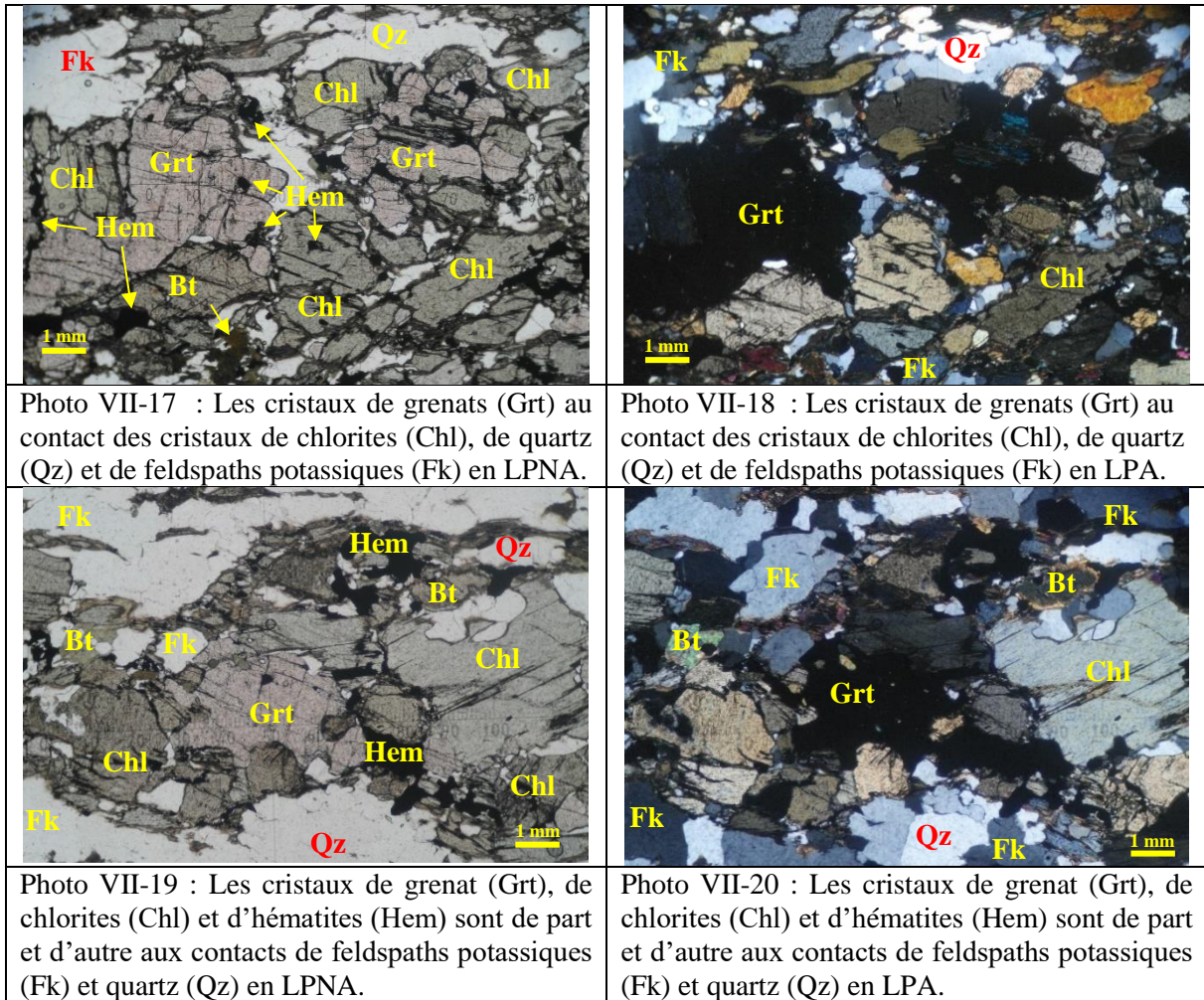
➤ Biotite

La biotite est présente dans la roche. Elle existe en microcristaux et xénomorphe, en inclusion dans les cristaux de grenats, de feldspaths potassiques et d'hématites (Photos. VII-15, VII-16, VII-19 et VII-20).

➤ Les minéraux ferrifères

Les minéraux ferrifères sont caractérisés par la présence d'hématites, qui existe en phénocristaux et en microcristaux, en inclusion dans les phénocristaux du grenat, de la chlorite ou aux contacts du quartz, du feldspath potassique, du grenat et de la chlorite (Photos. VII-15, VII-16, VII-17 et VII-19). On constate également des inclusions de microcristaux de quartz dans le phénocristal d'hématite (Photo. VII-16)





VII.2.3 Itabirite à grenat et à grunérite



VII.2.3.1 Minéralogie

Minéralogiquement, cette roche contient des minéraux de grenats, de grunérites, de chlorites, de feldspaths alcalins, de biotites, de quartz, d'hématite, la séricite.

➤ Grenat

De formes automorphes à subautomorphes, de bordures tronquées, de couleurs rosâtres, avec un relief fort montrant des fractures en lumière naturelle et complètement isotrope en lumière polarisée. Ces cristaux de grenats sont aux contacts des cristaux de grunérites, de feldspath potassique d'hématites. En plus, ils contiennent des inclusions de cristaux d'hématites, de quartz et de feldspaths alcalins (Photos. VII-22, VII-23, VII-24, VII-25, VII-26 et VII-27).

➤ Grunérite

Cette roche est caractérisée par l'apparition de la grunérite qui est une hornblende de la série de cummingtonite. Ce minéral de grunérite est au contact du grenat d'où l'appellation d'itabirite à grenat et à grunérite (formation ferrifères silicatées rubanées 'SIF.43 et 45' à grenat et à grunérite). Elle est xénomorphe, incolore en lumière naturelle, colorées avec un pléochroïsme net vert clair et la biréfringence est assez forte polarisant dans la moitié du premier et début du second ordre. La grunérite est entourée du grenat, d'hématites, de séricites, de quartz, de feldspath potassique et de chlorite (Photos. VII-22 et VII-23).

➤ Chlorite

La chlorite est un minéral de forme automorphe à subautomorphe. Elles existent en phénocristaux et en microcristaux. De couleur verdâtre, avec un relief moyen et un clivage unique, un léger pléochroïsme dans le vert, et une extinction droite. Les cristaux de chlorites sont entourés des cristaux de grenats, de feldspath potassique, et d'hématites (Photos. VII-24 et VII-25) ou en inclusion dans les phénocristaux de quartz et de feldspath potassique (Photos. VII-26).

➤ Feldspath alcalin

Le feldspath alcalin présente une forme xénomorphe, incolore avec un relief et une biréfringence faible (Photos. VII-22, VII-23, VII-24 et VII-25). Les phénocristaux de feldspath potassiques montrent des inclusions de microcristaux d'hématites, du grenat, de chlorites et de quartz (Photo VII-26).

➤ Séricite

Ce minéral existe en microcristal et en phénocristal, de formes subautomorphes à xénomorphe. Elles sont issues de l'altération du feldspath potassique (Photos. VII-22, VII-23, VII-24, VII.25 et VII-26).

➤ Quartz

Les cristaux de quartz sont subautomorphes à xénomorphes, incolores avec une taille moyenne, ne possèdent pas de macles ni de plan de clivages. Ils présentent un relief et une biréfringence faible polarisant dans une teinte de premier ordre. Le quartz est souvent en inclusion dans les cristaux de grenat, d'hématites, de feldspaths potassiques (Photos. VII-22, VII-23 et VII-26).

➤ Minéraux ferrifères

Les minéraux ferrifères sont représentés par l'hématite. Ils sont subautomorphes à xénomorphes se trouvant aux contacts du grenat, de la grunérite, de la séricite, de la chlorite et de feldspath potassique. Les microcristaux d'hématites sont en inclusion dans les cristaux du

grenat, de grunérite et dans le feldspath potassique. Le phénocrystal d'hématite contient des inclusions de microcristaux de quartz. (Photos VII-22, VII23, VII-24, VIII-25 et VII-26).

Vue microscopique d'Itabirite à grenat grunérite	
<p>A photomicrograph showing a complex mineral assemblage. Garnet (Grt) is the central mineral, surrounded by hematite (Hem), quartz (Qz), and potassium feldspar (Fk). Plagioclase (Pl) is also visible, containing inclusions of sericite (Ser). A 1 mm scale bar is present in the bottom left corner.</p>	<p>A photomicrograph showing garnet (Gru) in contact with chlorite (Chl) and sericite (Ser). Potassium feldspar (FK) and garnet (Grt) are also visible. A 1 mm scale bar is present in the bottom left corner.</p>
<p>Photo VII-22 : La grunérite (Gru) au contact de part et d'autre par de l'hématite (Hem), du quartz (Qz), du feldspath potassique (Fk), du grenat (Grt), du plagioclase (Pl) contenant de la séricite (Ser) en LPNA.</p>	<p>Photo VII-23 : Les cristaux de grunérites (Gru) aux contacts des cristaux de chlorites (Chl) et de séricites (Ser) en LPA.</p>
<p>A photomicrograph showing potassium feldspar (Fk) surrounded by chlorite (Chl), garnet (Grt), hematite (Hem), and sericite (Ser). A 1 mm scale bar is present in the bottom left corner.</p>	<p>A photomicrograph showing potassium feldspar (FK) surrounded by chlorite (Chl), garnet (Grt), hematite (Hem), and sericite (Ser). A 1 mm scale bar is present in the bottom left corner.</p>
<p>Photo VII-24 : Le feldspath potassique (Fk) entouré de chlorite (Chl), de grenat (Grt), d'hématite (Hem) et de séricite (Ser) en LPNA.</p>	<p>Photo VII 25 : Le feldspath potassique (Fk) entouré de chlorite (Chl) de grenat (Grt), d'hématite (Hem) et de séricites (Ser) en LPA.</p>
<p>A photomicrograph showing hematite (Hem), garnet (Grt), and chlorite (Chl) inclusions within potassium feldspar (Fk) and quartz (Qz). A 1 mm scale bar is present in the bottom left corner.</p>	
<p>Photo VII-25 : Les microcristaux d'hématites (Hem), de grenat (Grt) et de chlorites (Chl) sont inclusions dans le feldspath potassique (Fk) et le Quartz (Qz) en LPNA.</p>	

VII.2.4 Itabirite à grunérite

Vue macroscopique d'Itabirite à grunérite (Silicate Iron Formation = SIF.18).



Photo VII-26 : Itabirite à grunérite.

VII.2.4.1 Minéralogie

Sous microscope, l'itabirite à grunérite contient des minéraux de grunérites, de diopsides, de plagioclases, de feldspaths alcalins, de quartz, de chlorites et d'hématites.

➤ Grunérite

Cette roche est marquée par l'abondance de minéraux d'hornblende de type grunérites de la série de cummingtonite. Elle est subautomorphe à xénomorphe, incolore en lumière naturelle et colorée en lumière polarisée avec un pléochroïsme net vert claire. La biréfringence est assez forte polarisant dans la moitié du premier et début du second ordre. Dans les phénocristaux de grunérites, on note des inclusions de microcristaux de magnétites, de quartz, de feldspaths alcalins de plagioclases (Photos. VII-28, VII-29, VII-30, VII-31, VII-32, VII-33, VII-34 et VII-35).

➤ Diopside

En plus de la grunérite dans la roche. Elle est marquée par l'apparition du diopside qui est rare. De forme xénomorphe, partiellement incolore en lumière naturelle et un relief fort. Elle présente une biréfringence forte du milieu du deuxième ordre. On note des inclusions d'hématites, de feldspaths alcalins et de grunérites dans le phénocristal de diopside (Photos. VII-30 et VII-31).

➤ Plagioclase

Le plagioclase présente à la fois des phénocristaux et microcristaux automorphe à subautomorphe zoné. Il est incolore en lumière naturelle, le relief et la biréfringence sont faibles. Dans les phénocristaux de plagioclases, on remarque des inclusions de microcristaux d'hématites, de quartz et de grunérites (Photos. VII-29 et VII-35).

➤ Feldspath alcalin

Le feldspath alcalin existe sous forme de phénocristaux et de microcristaux. Il est subautomorphe à xénomorphe. Incolore en lumière naturelle et un faible relief en lumière naturelle. La biréfringence est faible polarisant dans la teinte du premier ordre. Dans les phénocristaux de feldspath potassiques, on note des inclusions de microcristaux de grunérites, de quartz et d'hématites (Photos. VII-28, VII-29, VII-30, VII-31, VII-32, VII-33, VII-34 et VII-35).

➤ **Quartz**

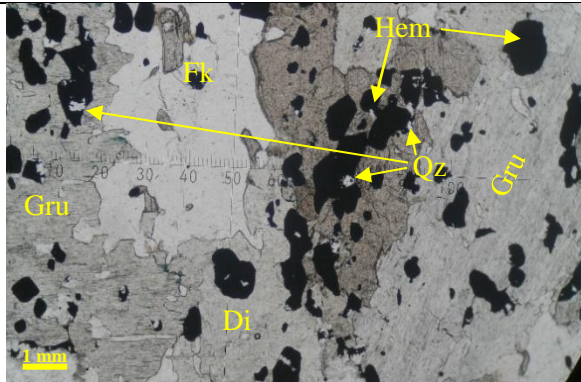
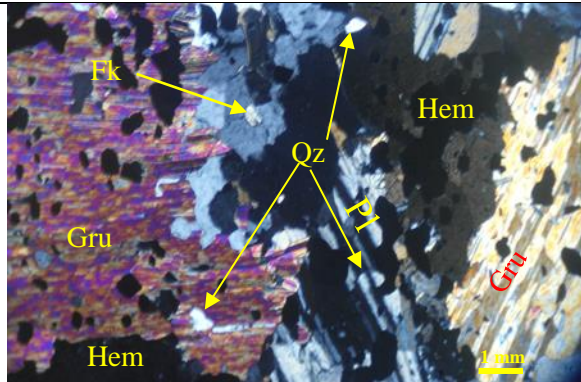
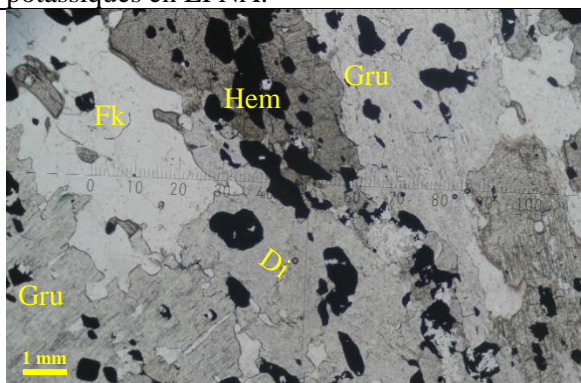
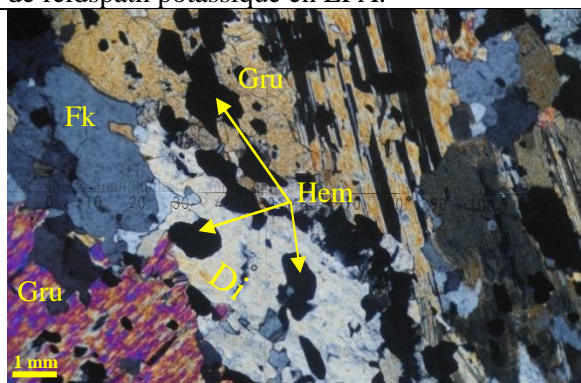
Les cristaux de quartz sont abondants dans la roche, ils existent en microcristaux et en phénocristaux. De formes subautomorphes à xénomorphes, souvent en inclusion dans les phénocristaux de grunérites, de plagioclases, de feldspaths potassiques et d'hématites (Photos.VII-28, VII-29, VII-32, VII-33, VII-34 et VII-35).

➤ **Chlorite**

Dans cette roche, la chlorite est xénomorphe, de couleur verdâtre avec un fort relief et une biréfringence moyenne. Ces chlorites sont en inclusion dans le phénocristal de grunérite (Photos. VII-32, VII-33 et VII-34).

➤ **Minéraux ferrifères**

Ces minéraux ferrifères sont des cristaux d'hématites, abondants dans la roche. Elles existent sous forme de microcristaux et en phénocristaux. De formes subautomorphes à xénomorphes en inclusion dans les phénocristaux de grunérites, de plagioclases, de feldspath potassique. On note des inclusions de microcristaux de quartz dans les cristaux d'hématites (Photos.VII-28, VII-29, VII-30, VII-31, VII-32, VII-33, VII-34 et VII-35).

Vue microscopique d'Itabirite à grunérite	
	
<p>Photo VII-27 : Inclusion des microcristaux de magnétites (Mag) et quartz (Qz) dans les phénocristaux de grunérites (Gru), de feldspaths potassiques en LPNA.</p>	<p>Photo VII-28 : Inclusion des microcristaux de magnétites (Mag) et de quartz (Qz) dans les phénocristaux de plagioclases (Pl), de grunérites, de feldspath potassique en LPA.</p>
	
<p>Photo VII-29 : Le phénocristal de diopside contenant des inclusions de microcristaux de magnétites (Mag) et de feldspath potassique (Fk), entouré par les phénocristaux de grunérites (Gru) et feldspaths potassiques (Fk) en LPNA.</p>	<p>Photo VII-30 : Le phénocristal de diopside contenant des inclusions de microcristaux de magnétites (Mag) et de feldspath potassique (Fk), entouré par les phénocristaux de grunérites (Gru) et feldspaths potassiques (Fk) en LPA.</p>

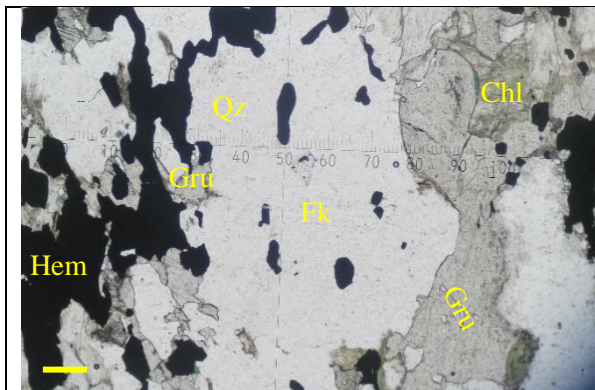


Photo VII-31 : Inclusion de la chlorite (Chl) et de la magnétite dans le phénocristal de la grunérite (Gru) en LPNA.

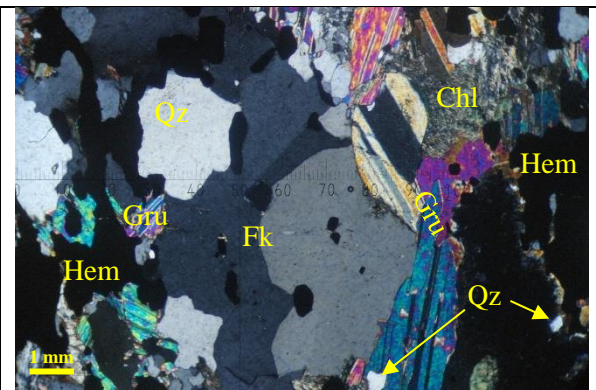


Photo VII-32 : Inclusion de la chlorite (Chl) et de la magnétite dans le phénocristal de la grunérite (Gru) en LPA.

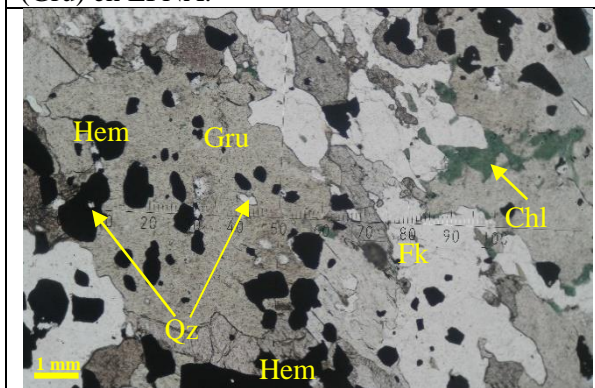


Photo VII-33 : Inclusion de microcristaux de chlorite (Chl) dans la grunérite en LPNA.

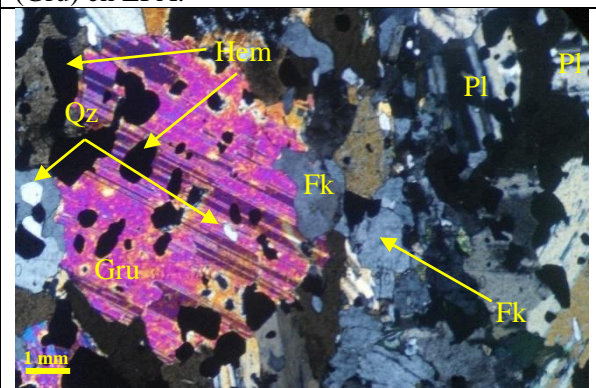


Photo VII-34 : Les cristaux de plagioclases (Pl) contenant des inclusions de magnétites (Mag) et de quartz (Qz) en PLA.

VII.2.5 Faciès itabiritique à hornblende brune



VII.2.5.1 Minéralogie

La composition minéralogique de cet itabirite montre la présence des minéraux d'amphiboles de types hornblendes brunes, de pyroxènes de la série d'aegirines-augites, de feldspaths alcalins, de quartz, d'hématites.

➤ **Hornblende brune**

Dans cette roche, on note l'apparition et l'abondance de minéraux d'hornblendes brunes. Elle est à grain moyen, subautomorphe à xénomorphe et de couleur brunâtre. Elle présente un relief fort avec un pléochroïsme net. La biréfringence est moyenne avec des teintes souvent moins vives. Des inclusions de minéraux opaques et de microcristaux d'hématites dans les phénocristaux d'hornblendes (Photos. VII-37, VII-38, VII-39 et VII-40).

➤ **Pyroxène**

Ce faciès est marqué par l'apparition du pyroxène de la série d'aegirine-augite. Cette série d'aegirine-augite est rare, de forme automorphe à subautomorphe. Incolore avec un relief moyen à fort. La biréfringence est élevée et une teinte de polarisation vive (Photo. VII-37).

➤ **Plagioclase**

Le plagioclase est rare dans la roche mais existe en microcristal, de forme subautomorphe à xénomorphe entouré par des cristaux de quartz, de feldspath alcalin et d'hornblende brune (Photo. VII-40).

➤ **Feldspath alcalin**

Le feldspath alcalin existe en microcristaux, subautomorphe à xénomorphe. Il est incolore avec un relief et une biréfringence faible. Les minéraux opaques et les microcristaux d'hématite sont inclus dans les minéraux de feldspaths alcalins (Photos. VII-37, VII-38, VII-39 et VII-40).

➤ **Quartz**

Le quartz existe en microcristaux et en phénocristaux. Il est limpide, de forme xénomorphe avec un relief faible. Dans les minéraux de quartz, on note des inclusions de minéraux opaques et des microcristaux de minéraux ferrifères. Le quartz forme avec le feldspath alcalin les couches claires de la roche (Photos. VII-35, VII-38, VII-39 et VII-40).

➤ **Minéraux ferrifères**

Les minéraux ferrifères formés d'hématites. Ils sont xénomorphes, de couleurs noirs. Ils existent en microcristaux et en phénocristaux souvent en inclusion dans les minéraux de quartz, de feldspath alcalin et de la hornblende brune (Photos. VII-37, VII-38, VII-39 et VII-40).

➤ **Minéraux opaques**

Les minéraux opaques sont abondants, de forme circulaire et noir. Ces minéraux sont en inclusions dans la hornblende brune, le quartz, le feldspath potassique (Photos. VII-37, VII-38, VII-39)

Vue microscopique d'itabirite à hornblende brune

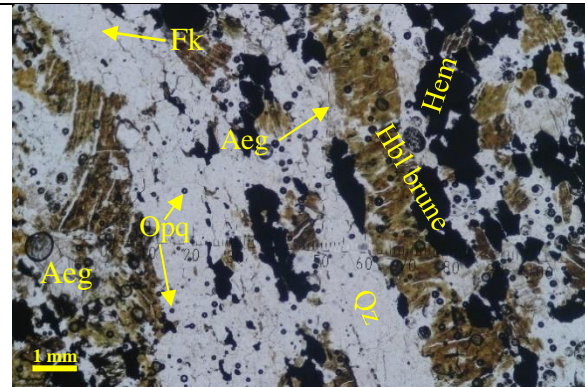


Photo VII-36 : Alternance de lits sombres formés par la hornblende brune (Hbl brune), l'hématite (Hem) et de lits clairs formés par le quartz (Qz) et le feldspath potassique (Fk) en LPAN.

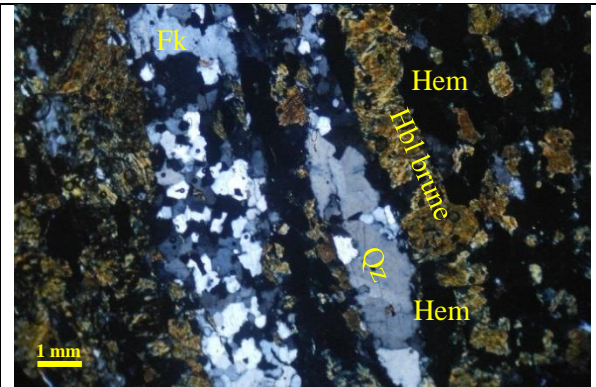


Photo VII-37 : Alternance de lits sombres formés par la hornblende brune (Hbl brune), l'hématite (Hem) et de lits clairs formés par le quartz (Qz) et le feldspath potassique (Fk) en LPA

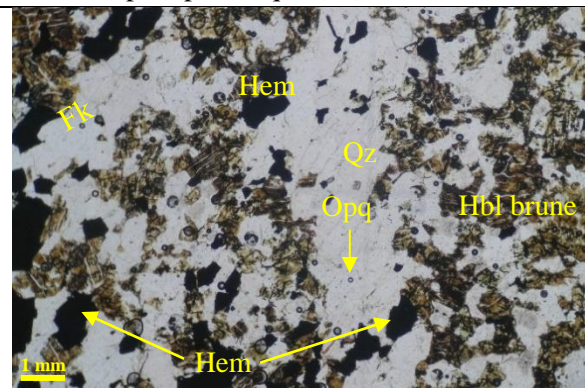


Photo VII-38 : Les microcristaux d'hornblendes brunes (Hbl brune) et de magnétite en inclusions dans les cristaux de feldspath potassiques (Fk) et dans de quartz (Qz) en LPNA.

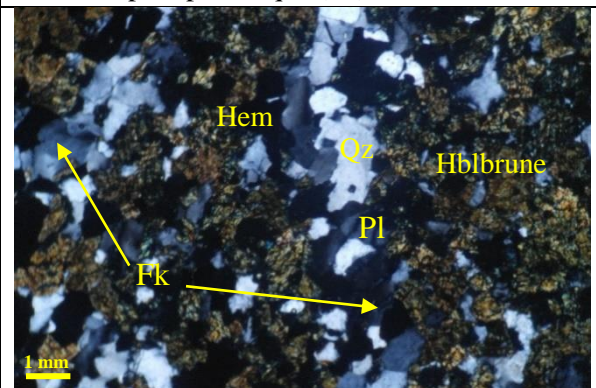


Photo VII-39 : Les microcristaux d'hornblendes brunes (Hbl brune) et magnétites en inclusions dans les cristaux de feldspath potassiques (Fk) et dans de quartz (Qz) en LPA.

VII.2.6 Itabirite à hornblende verte

Vue macroscopique d'itabirite à hornblende verte (Oxide Iron Formation = OIF.25)



Photo VII-40 : Itabirite à hornblende verte.

VII.2.6.1 Minéralogie

Ce faciès d'itabirite est constitué de minéraux d'amphiboles de type hornblende verte, de quartz, de feldspaths alcalins, de plagioclases, et de minéraux ferrifères.

➤ Hornblende verte

La hornblende existe sous forme microcristaux xénomorphe, de couleur verte avec un relief fort et un pléochroïsme net. La biréfringence est moyenne avec des teintes moins vives. Elle présente des inclusions d'hématites, de quartz et de feldspath alcalins (Photos. VII-42, VII-44, VII-45).

➤ Quartz

Le quartz est moyennement abondant. De forme xénomorphe souvent en inclusion dans la hornblende verte et le feldspath alcalin (Photos. VII-42 et VII-43).

➤ Feldspath alcalin

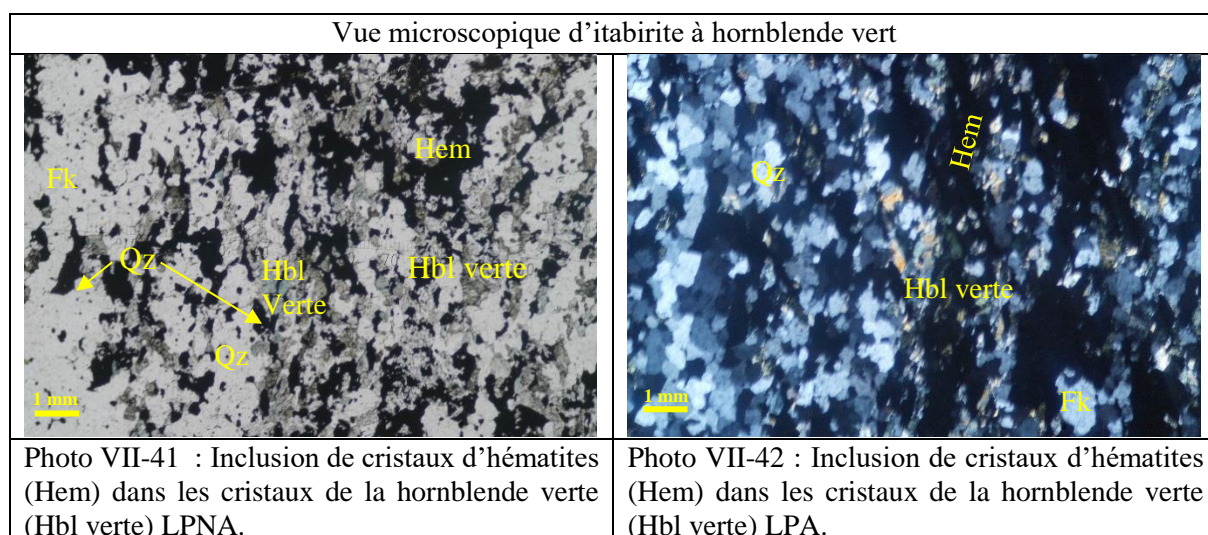
Le feldspath alcalin est abondant dans la roche souvent en microcristaux, subautomorphe à xénomorphe, incolore avec un relief et une biréfringence. Il présente des inclusions de microcristaux d'hématite (Photos. VII-43, VII-44 et VII-45).

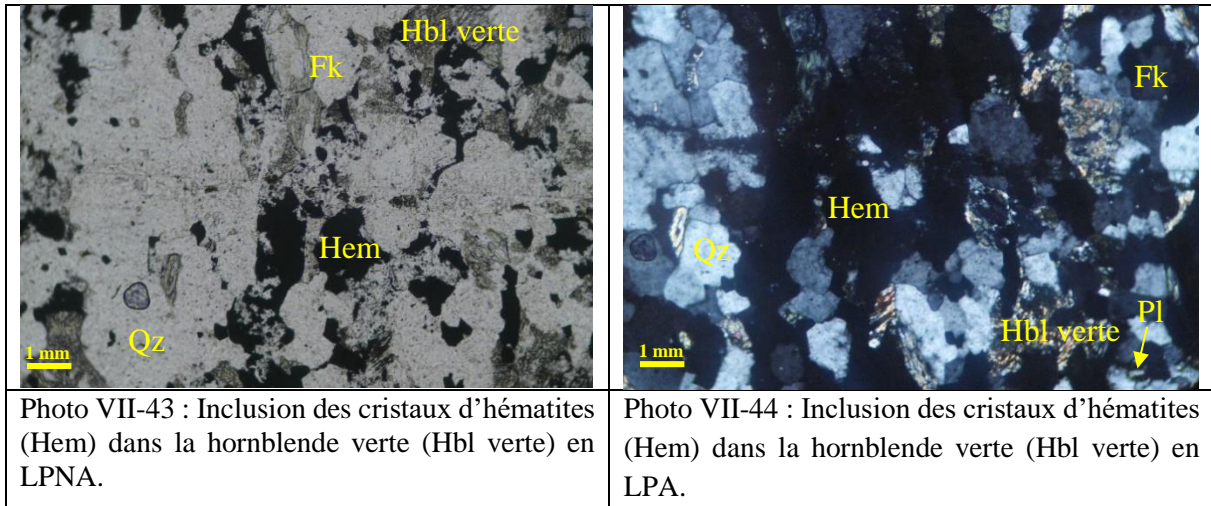
➤ Plagioclase

Le plagioclase est rare dans la roche. Il est automorphe et incolore. Le relief et la biréfringence sont faibles. Le plagioclase est en contact avec les cristaux d'hématites et de feldspath potassiques (Photo. VII-45).

➤ Minéraux ferrifères

L'hématite caractérise les minéraux ferrifères. Il est abondant dans la roche et existe en microcristal et phénocristal, souvent en inclusion dans les autres minéraux (le quartz, le feldspath alcalin et la hornblende) (Photos. VII-42, VII-43, VII-44 et VII-45).





VII.2.7 Itabirite des zones de transitions



VII.2.7.1 Minéralogie

Analyse microscopique des itabirites des zones de transitions est caractérisé par des minéraux de pyroxènes de types aegirine et augite, de hornblende brune, de feldspaths alcalins, de biotites, de quartz, de magnétites, d'hématites, de minéraux.

➤ Aegirine

Cette roche est marquée par l'abondance de pyroxène de la série de l'aegirine-augite. Elle est subautomorphe à xénomorphe, incolore en lumière naturelle avec un relief fort, la biréfringence est élevée et une teinte de polarisation vive. L'aegirine présente des inclusions de quartz, de feldspaths alcalins et des minéraux ferri-fères. Les minéraux d'aegirines marquent la limite entre la couche sombre (la hornblende brune) et la couche claire (feldspath alcalin et le quartz) (Photos VII.47, VII.48, et VII.49).

➤ Hornblende brune

La hornblende brune existe en microcristaux et en phénocristaux. De couleur brune avec un relief fort. Elle présente des inclusions de cristaux d'hématites, de feldspaths potassiques, de quartz et de minéraux opaques (Photos. VII-47, VII-48, VII-49 et VII.50).

➤ **Feldspath potassique**

Cette roche est marquée par l'abondance de feldspath alcalin qui existe sous forme de microcristaux, de formes subautomorphes à xénomorphes. Incolore en lumière naturelle avec un relief et une biréfringence faible. Ces feldspaths présentent des inclusions de cristaux d'aegirines, d'hématites, de biotites et de minéraux opaques (Photos. VII-47, VII-48, VII-49, et VII-50).

➤ **Biotite**

La biotite est rare dans la roche. Elle existe en microcristal et xénomorphe, de couleur brun foncé avec un pléochroïsme fort. Elle est en inclusion dans les minéraux feldspaths alcalins et de quartz (Photos. VII-49 et VII-50).

➤ **Quartz**

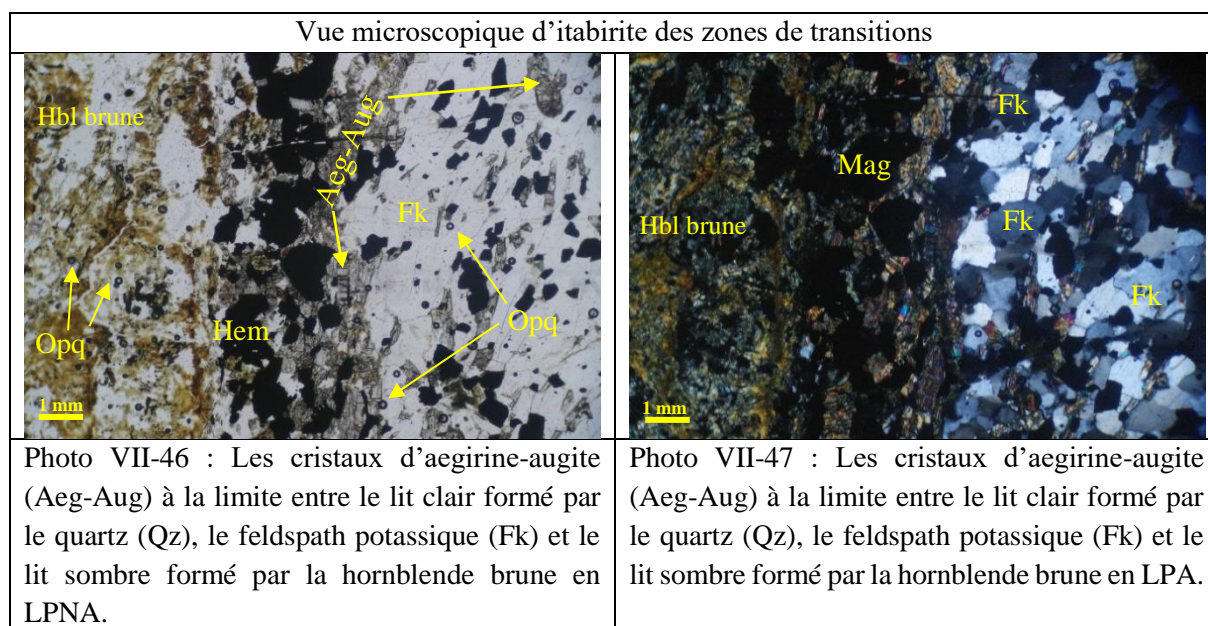
Comme le feldspath alcalin, le quartz est abondant dans la roche. Il est subautomorphe à xénomorphe, souvent en inclusion dans l'hématite, l'aegirines. L'abondance de minéraux de quartz et de feldspaths alcalins marque la zone de transition dans cette roche (Photo. VII-50).

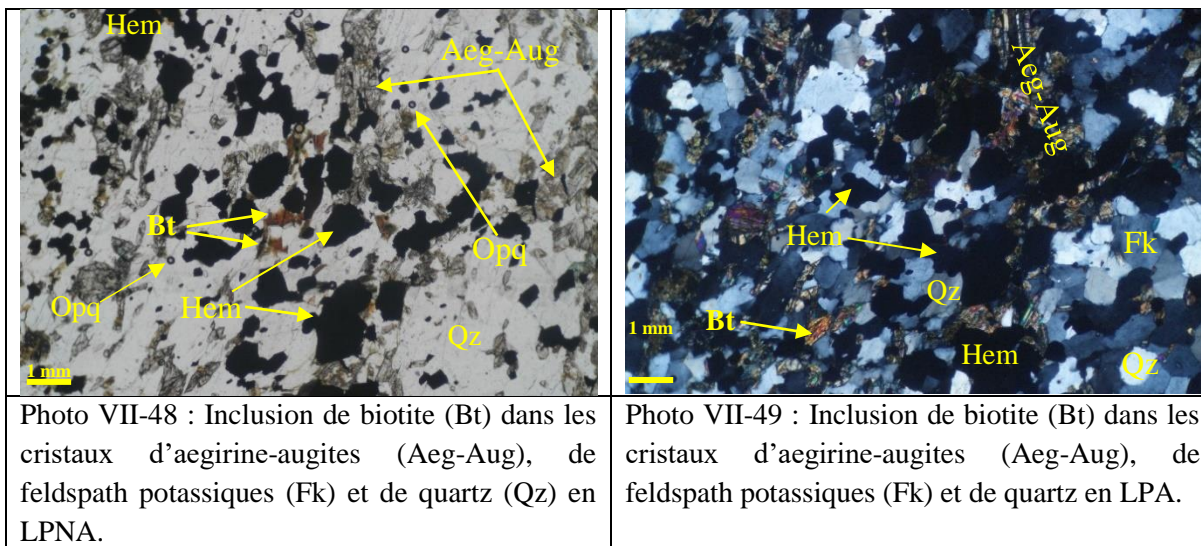
➤ **Minéraux ferrifères**

Les minéraux ferrifères sont caractérisés par la présence d'hématites, qui sont abondants dans la roche. Ils existent en microcristaux et en phénocristaux subautomorphe à xénomorphe, souvent en inclusion dans l'aegirine, la hornblende brune, le feldspath alcalin et le quartz (Photos. VII.47, VII.48, VII.49 et VII.50).

➤ **Minéraux opaques**

Les minéraux opaques existent dans la roche. Ils sont en inclusion dans les cristaux d'hornblendes brunes, de feldspaths potassiques, d'aegirine-augite (Photos. VII-49 et VII-50).





VII.2.8 Itabirite à chlorite



VII.2.8.1 Minéralogie

L'itabirite à chlorite contient des minéraux de chlorites, de magnétites, de quartz et de minéraux opaques.

➤ Chlorite

Dans cette roche, la chlorite est abondante. Elle est xénomorphe souvent incolore à légèrement verdâtre avec une lumière naturelle, un pléochroïsme dans le vert pâle. Le relief est faible avec une biréfringence moyenne, possédant des inclusions de quartz, de magnétites et des opaques minéraux (Photos. VII-52 et VII-53).

➤ Minéraux ferrifères

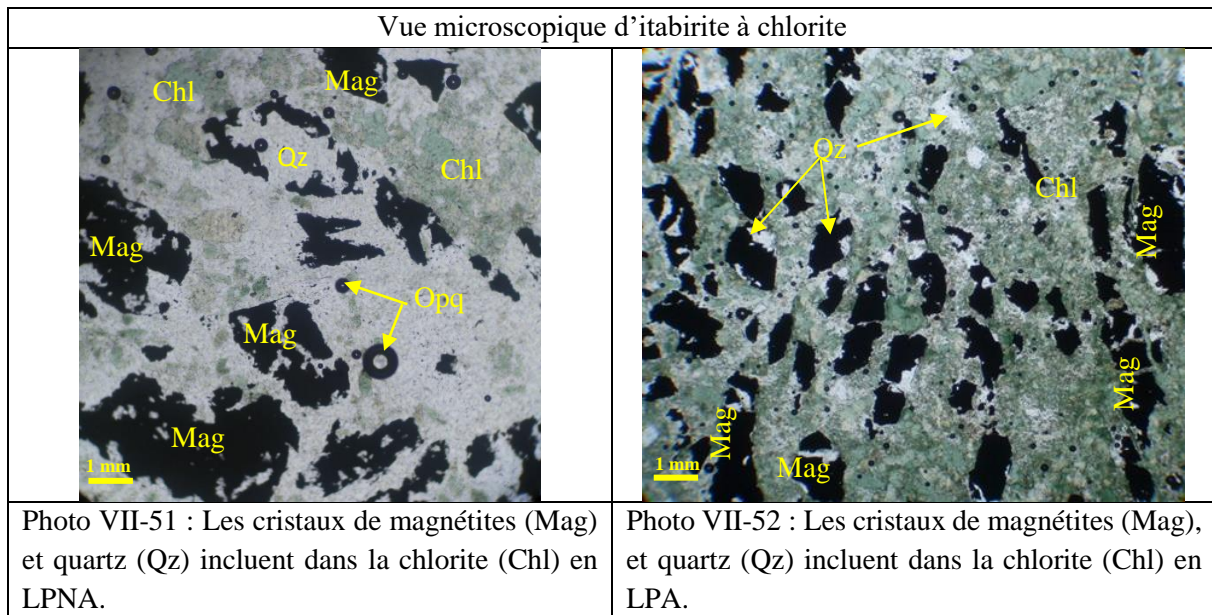
Les minéraux ferrifères sont caractérisés par les cristaux de magnétites. Ces minéraux sont subautomorphes à xénomorphes, de couleur noir avec un relief fort se trouvant dans la mésostase de chlorite. La magnétite contient des inclusions de quartz (Photos. VII-52 et VII-53).

➤ Quartz

Le quartz est xénomorphe, incolore, ne présentant ni de macles, ni de plan de clivages. Son relief faible et une biréfringence faible avec des teintes polarisant dans le premier ordre. Le quartz est en inclusion dans la chlorite et dans la magnétite (Photos. VII-52 et VII-53).

➤ Minéraux opaques

Les minéraux opaques sont automorphes et souvent circulaire, en inclusion dans la chlorite et dans le quartz (Photos. VII-52 et VII-53).



VII.3 Etude minéralogique

L'étude minéralogique des itabirites ou les formations ferrifères rubanées « Bifs » de la chaîne de Nimba et son extension Ouest (région de Nimba) sont consacrées sur les données du microscope électronique à balayage « MEB » et du microscope métallogénique. Elles sont menées dans l'objectif de définir la minéralogie ainsi que la détermination de la composition chimique des itabirites de la région de Nimba (République de Guinée et du Libéria).

VII.3.1 Principe du Microscope électronique à balayage « MEB »

L'analyse des itabirites par le microscope électronique à balayage est une méthode non destructive. Elle est basée sur l'émission d'électrons produits par une cathode et la détection des signaux provenant de l'interaction de ces électrons avec l'échantillon. Ces électrons qui irradient la surface de l'échantillon pénètrent profondément dans le matériau et affectent un volume appelé "poire d'interaction".

Le volume de cette poire dépend du numéro atomique moyen de l'échantillon et de l'énergie des électrons incidents. Dans ce volume d'interaction, les électrons du faisceau vont perdre leur énergie par collisions multiples avec les atomes du matériau générant ainsi de nombreux phénomènes secondaires :

- ❖ Réémission d'électrons et de photons ;
- ❖ Absorption d'électrons ;
- ❖ Courants induits ;
- ❖ Potentiels électriques ;
- ❖ Élévation de température locale ;
- ❖ Vibration du réseau.

VII.3.2 Résultat du Microscope électronique à balayage « MEB » des itabirites de la région de Nimba

VII.3.2.1 Itabirite à pyrite

L'analyse des lames polies d'itabirite à chlorite au microscope électronique à balayage (tableau. VII-3) montre principalement une concentration élevée de silicium (Si) suivi de l'oxygène (O₂). Cette lame polie a aussi une très faible concentration en calcium (Ca) et elle contient un cristal qui montre un pic élevé en soufre (S), suivi par le fer (Fe) (figure. VII-6). Le métal qui correspond à cette composition est la pyrite, (Photo. VII-54).

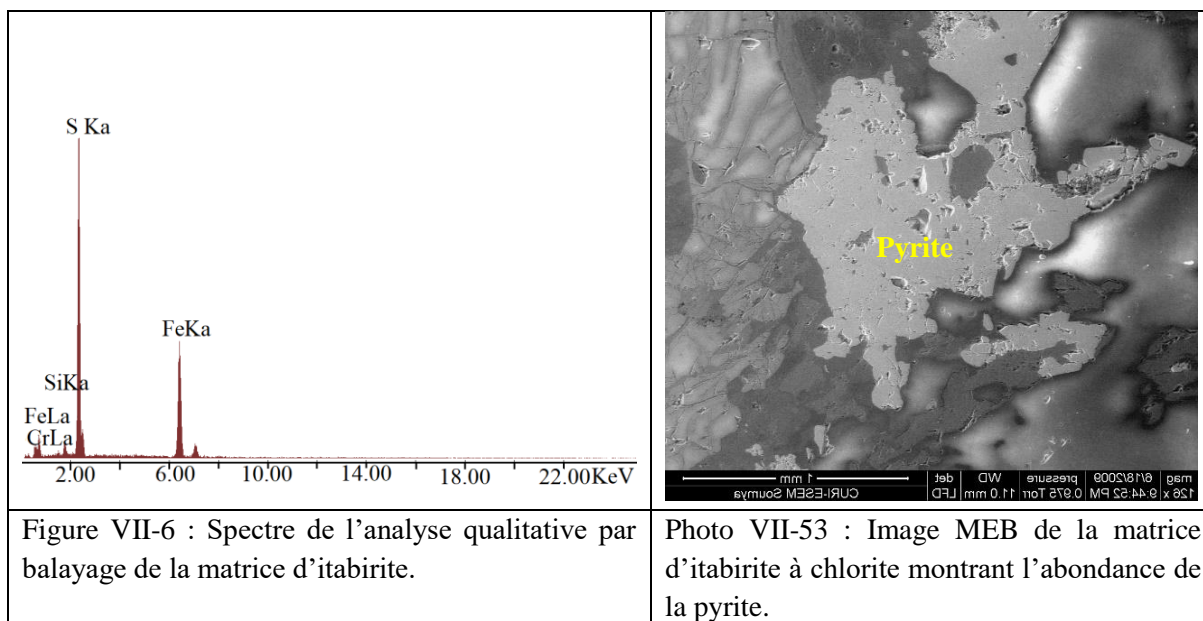


Figure VII-6 : Spectre de l'analyse qualitative par balayage de la matrice d'itabirite.

Photo VII-53 : Image MEB de la matrice d'itabirite à chlorite montrant l'abondance de la pyrite.

Tableau VII-3 : Analyse chimique d'itabirite à chlorite						
EDAX ZAF Quantification (Standarless)						
Element Normalized						
SEC Table : Default						
Eléments	Wt%	At%	K-Ratio	Z	A	F
CrL	31.95	26.21	0.1492	0.9593	0.4862	1.0011
SiK	2.07	3.14	0.0089	1.0649	0.3999	1.0152
S K	35.78	47.59	0.2376	1.0578	0.6241	1.0060
FeK	30.20	23.06	0.2487	0.9622	0.8559	1.0000
Total	100.00	100.00				

VII.3.2.2 Itabirite (la surface globulaire)

La lame polie d'itabirites analysées au MEB sur la surface globale (Tableau VII.4) indique une concentration importante en fer (Fe) et en silicium (Si), suivi par l'oxygène (O₂). Le pic de calcium (Ca) et le dernier pic indique une concentration importante de Fe suivi par l'oxygène (Figure. VII-7).). La lame polie contient alors beaucoup des minéraux silicatés et magnétite (Photo. VII-55).

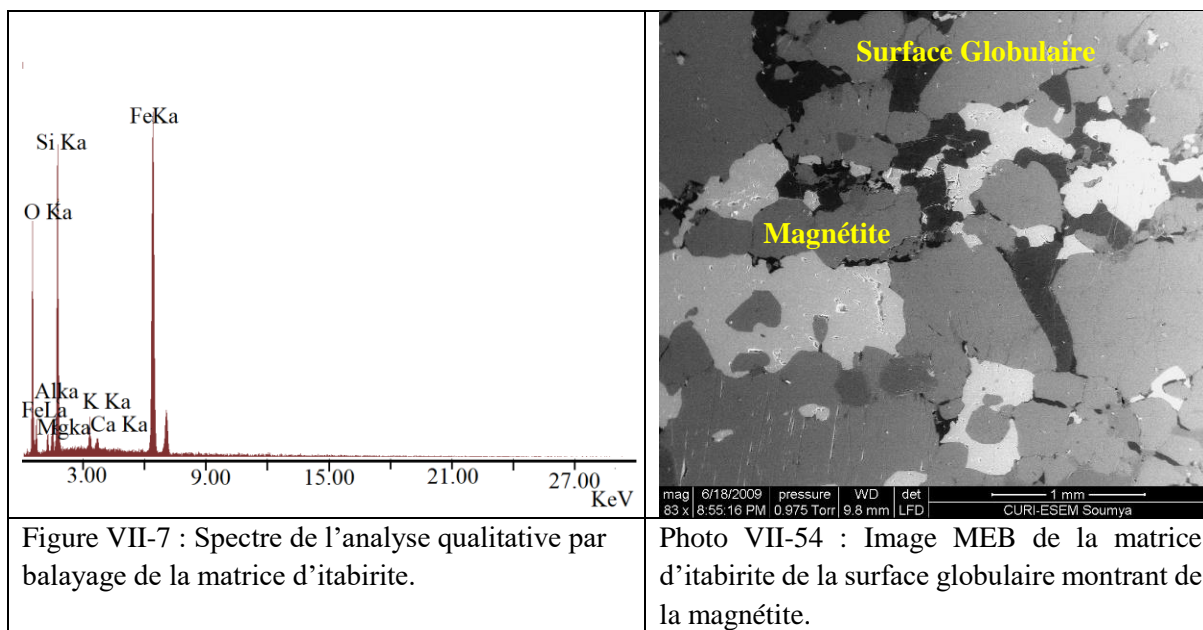


Tableau VII-4 : Analyse chimique d'itabirite de la surface globulaire

EDAX ZAF Quantification (Standarless)

Element Normalized

SEC Table : Default

Eléments	Wt%	At%	K-Ratio	Z	A	F
O K	31.55	53.33	0.0984	1.0625	0.2932	1.0016
MgK	1.85	2.05	0.0042	1.0240	0.2229	1.0042
Alk	2.17	2.18	0.0067	0.9949	0.3052	1.0076
SiK	22.53	21.70	0.0932	1.0248	0.4029	1.0014
K	1.56	1.08	0.0120	0.9789	0.7720	1.0174
CaK	0.71	0.48	0.060	1.0014	0.8273	1.0260
FeK	39.63	19.19	0.3645	0.9229	0.9966	1.0000
Total	100.00	100.00				

VII.3.2.3 Itabirite à magnétite

La lame polie d'itabirites analysées au MEB sur la surface globale (Tableau II.5) indique une concentration moyenne en oxygène (O₂) et en silicium (Si). La concentration en fer (Fe) est importante dans l'échantillon (Figure. VII-8). La lame polie contient alors beaucoup des minéraux de magnétites (Photo. VII-56).

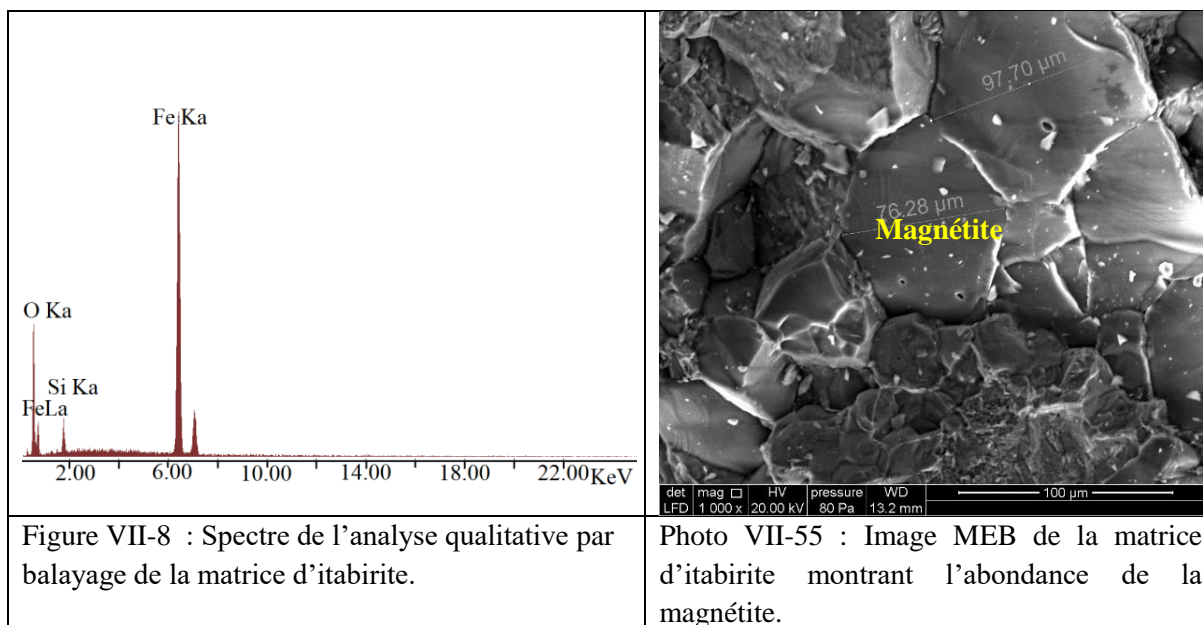


Tableau VII-5 : Analyse chimique d'itabirite à magnétite

EDAX ZAF Quantification (Standarless)

Element Normalized

SEC Table : Default

Eléments	Wt%	At%	K-Ratio	Z	A	F
O K	24.75	51.80	0.1034	1.0959	0.3802	1.0029
SiK	5.21	6.22	0.0177	1.0566	0.3199	1.0019
FeK	70.03	41.99	0.6739	0.9540	1.0086	1.0000
Total	100.00	100.00				

VII.3.2.4 Itabirite à goethite

Les analyses chimiques sur la surface globale de la lame polie des Itabirites (Tableau VII.6) montrent une structure arrondie ayant une concentration moyenne en oxygène (O₂) et suivi d'une importante concentration en Fer (Fe) (Figure. VII-9). Celle-ci correspond à la goethite (Photo. VII-57).

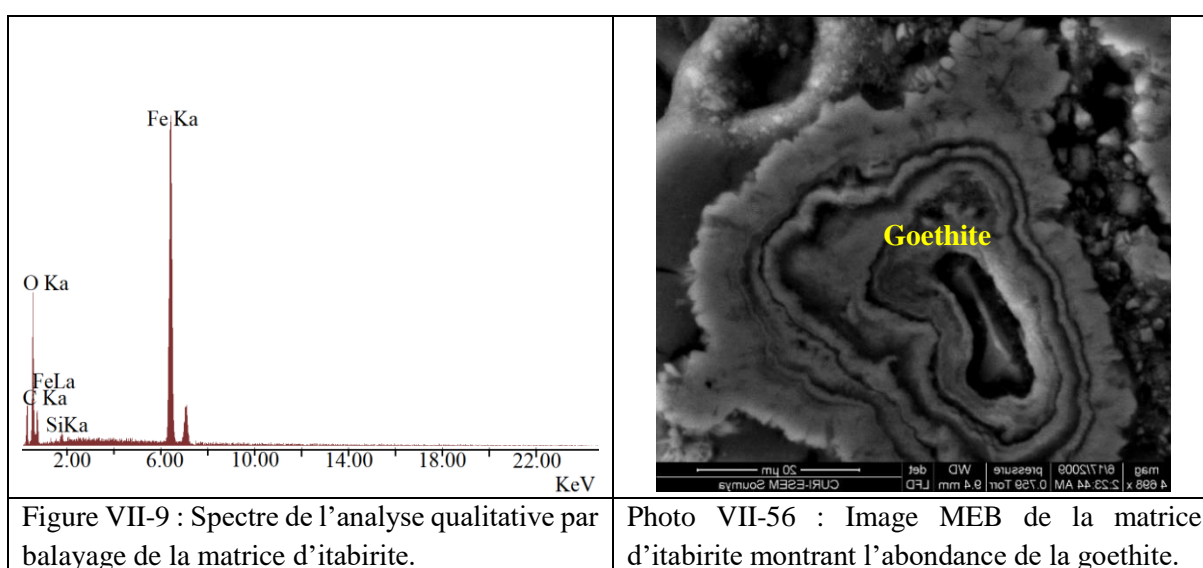


Tableau VII-6 : Analyse chimique d'itabirite à goethite						
EDAX ZAF Quantification (Standarless)						
Element Normalized						
SEC Table : Default						
Eléments	Wt%	At%	K-Ratio	Z	A	F
C K	25.55	44.79	0.0692	1.0670	0.2537	1.0005
O K	28.58	37.61	0.0761	1.0519	0.2528	1.0015
SiK	0.83	0.62	0.0034	1.0148	0.4046	1.0014
FeK	45.04	16.98	0.4228	0.9128	1.0284	1.0000
Total	100.00	100.00				

VII.3.2.5 Itabirite à sidérite

La lame montre en effet une altération importante de l'échantillon carotté près de la surface. Cette même lame polie est constituée des parties poreuses ayant comme structure de fibres ou de racines entrecroisées. L'analyse (tableau VII.7) de cette structure a donné un pic élevé de l'élément carbone (C) suivi par le fer (Fe) et l'oxygène (O₂) (Figure. VII-10). La structure semble représenter probablement la sidérite (Photo. VII-58).

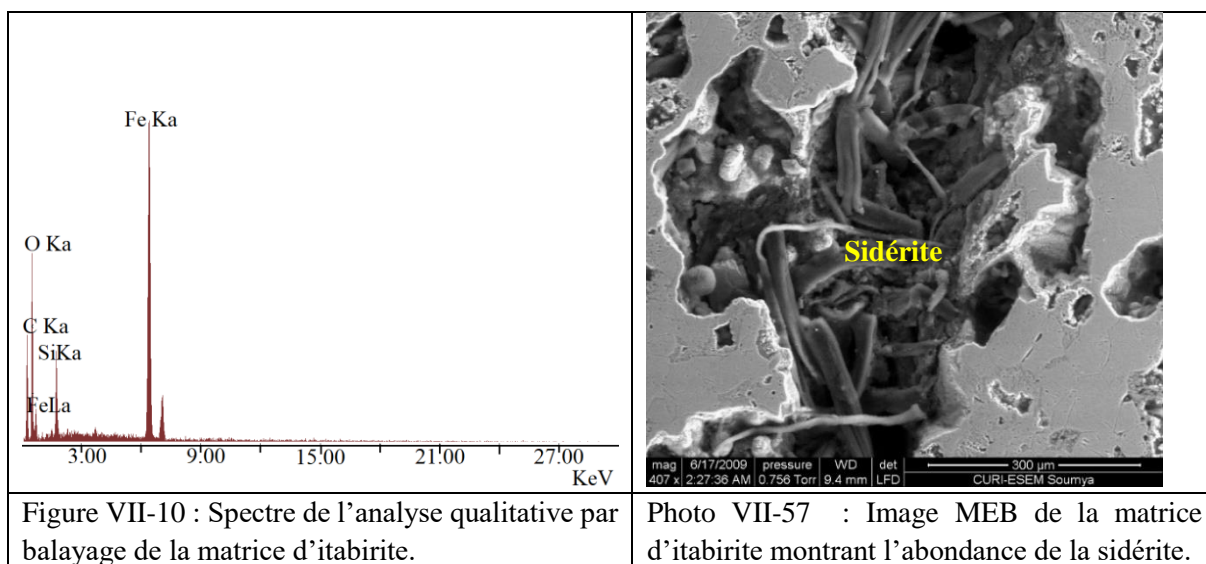


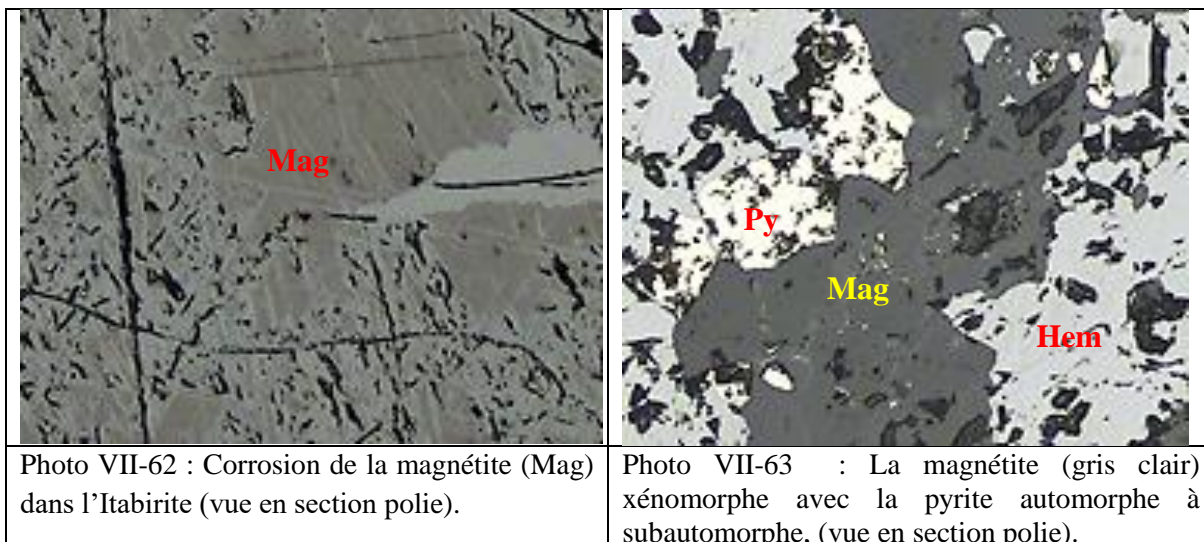
Tableau VII-7 : Analyse chimique d'itabirite à sidérite						
EDAX ZAF Quantification (Standarless)						
Element Normalized						
SEC Table : Default						
Eléments	Wt%	At%	K-Ratio	Z	A	F
C K	54.00	67.91	0.2049	1.0247	0.3703	1.0003
O K	27.92	26.36	0.0475	1.0103	0.1682	1.0004
AlK	0.94	0.53	0.0041	0.9465	0.4552	1.0012
SiK	1.73	0.93	0.0099	0.9751	0.5876	1.0009
S K	0.26	0.12	0.0020	0.9692	0.8089	1.0026
CaK	0.52	0.19	0.0051	0.9433	1.0183	1.0212
Fek	14.65	3.96	0.1335	0.8738	1.0436	1.0000
Total	100.00	100.00				

VII.4 Observation métallogénique

En plus du résultat de l'analyse du microscope électronique à balayage, l'observation des formations ferrifères rubanées (BIFs) de la chaîne de Nimba et son extension Ouest (région de Nimba) à l'aide du microscope métallogénique, montrent une diversité des minéraux ferrifères.

L'hématite (Hem) et la sillimanite (Sill) forment des couronnes autour du grenat (Grt) (Photo. VII- 59). L'hématite (Hem) se présente occasionnellement en tant que goethite (Gth) dérivant de l'oxydation de la magnétite près de la surface (Photo. VI-60). La magnétite (Mag) (Photos. VII-61 et VII-63) et la pyrite (Py) de grain fin à moyen et automorphe (Photo. VII-62) sont les deux (2) minéraux primaires du minerai de fer. La magnétite (Mag) est équidimensionnel separe l'hématite (Hem) de la pyrite (Py), on retrouve ces deux minéraux le long des plans de clivages de la magnétite (Mag) (Photo. VII-64).

Observation métallogénique des formations ferrifères rubanées de la région de Nimba	
<p>Photo VII-58 : Le grenat (Grt) roulé par les fibres de sillimanite (Sill) et d'hématite (Hem) (vue en section polie).</p>	<p>Photo VII-59 : Itabirite constituée essentiellement de magnétite oxydée en hématites, goethite (vue en section polie).</p>
<p>Photo VII-60 : La magnétite (Mag) avec des structures de décrochement (vue en section polie).</p>	<p>Photo VII-61 : Les pyrites (Py) automorphes (vue en section polie).</p>



VII.5 Etudes Métamorphique

Le métamorphisme est dans la majorité des cas un processus endogène (c'est-à-dire qu'il se produit à l'intérieur du globe terrestre). Le métamorphisme agit sur les roches à l'état solide. Il consiste à l'explication des modifications structurales, minéralogiques et chimiques d'une roche lorsque celle-ci est soumise à des conditions physico-chimiques (essentiellement pression de température) différentes de celle de sa formation. Le métamorphisme se situe entre les processus sédimentaire et magmatique. En effet, si une roche métamorphique fond, elle devient une roche magmatique.

L'une des conséquences les plus directes du métamorphisme est la transformation minéralogique et parfois chimique de la roche, par recristallisation. S'y ajoute le plus souvent la déformation, avec le développement d'une schistosité ou d'une foliation. Nous allons étudier l'ensemble de ces transformations minéralogiques, structurales et chimiques dans la région de Nimba.

On détermine les conditions de la genèse d'une roche métamorphique en étudiant l'ensemble des minéraux qui y sont à l'équilibre thermodynamique. Cet ensemble constitue donc la paragenèse. Les roches métamorphiques sont à la recherche d'un nouvel état d'équilibre. Ce rééquilibrage est très long, de sorte qu'il atteint rarement son terme et la recristallisation de nouveaux minéraux indique rarement une réaction chimique.

En étudiant la relation entre les différents minéraux et leur succession relative dans les lames minces (échantillons des roches de la région de Nimba observés aux microscopes polarisant, électronique à balayage et métallogénique), deux phases (2) métamorphiques ont été déterminées (Figure. VII-11.)

La phase prograde (1), Elle permet de déterminer trois (3) zones métamorphiques (la zone de diagenèse, la zone de moyenne métamorphique et la zone de haute métamorphique) en

fonction de la profondeur, de la température et de la pression. Chaque zone métamorphique est caractérisée par des paragenèses minérales (Tableau. VII-8) :

- la zone A correspond à la diagenèse, les dépôts sédimentaires meubles (les dépôts d'argiles et de magnétites) s'accumulent dans le bassin sédimentaire où les processus de compactions, de dissolutions et de lithification transforment ces dépôts meubles en dépôt sédimentaire dure ;
- la zone B (zone de moyenne degré métamorphisme) correspond à la zone de métamorphisme du bassin sédimentaire en profondeur, où les dépôts sédimentaires durs (argiles et magnétites) vont subir le métamorphisme d'enfouissement (augmentation de la pression et de la température) entraînant une transformation des dépôts argileux dure en dépôts de phylliteux ;
- la zone C (zone de haute degré de métamorphisme) au fur et à mesure, de l'augmentation de la profondeur de l'enfouissement du bassin sédimentaire, la pression et la température augmentent entraînant une transformation des dépôts phylliteux en dépôts schisteux et micaschisteux, mais aussi la mise en place du pluton granitique (flux de chaleurs) permettant d'atteindre le solidus. D'où l'apparition de myrmékite (feldspath potassique).

L'ensemble de ces processus de la phase prograde (1) ont pour conséquence la diversification des différents types de formations ferrifères rubanées dans le bassin sédimentaire de la région de Nimba.

L'apparition de minéraux myrmékite (feldspath potassiques) marque le début de la phase rétrograde (2). Cette phase est accélérée par des mouvements tectoniques entraînant la remonté du bassin sédimentaire vers la surface et exposant aux phénomènes d'altérations.

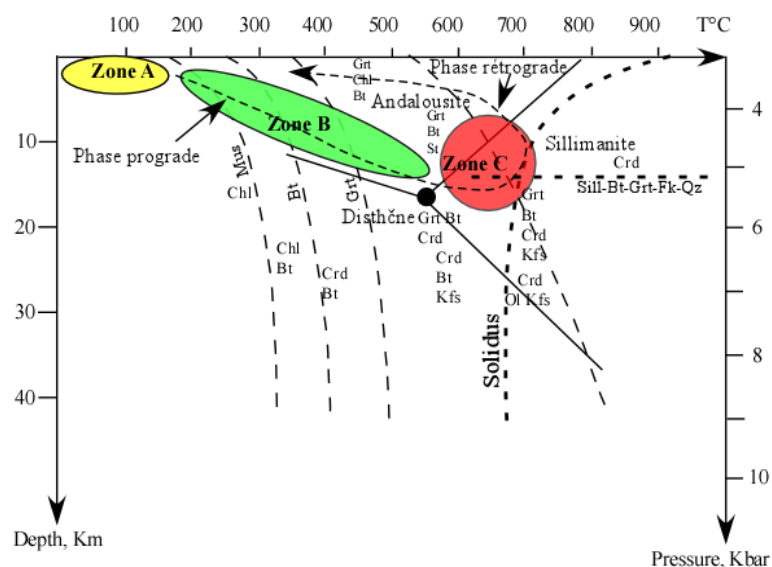
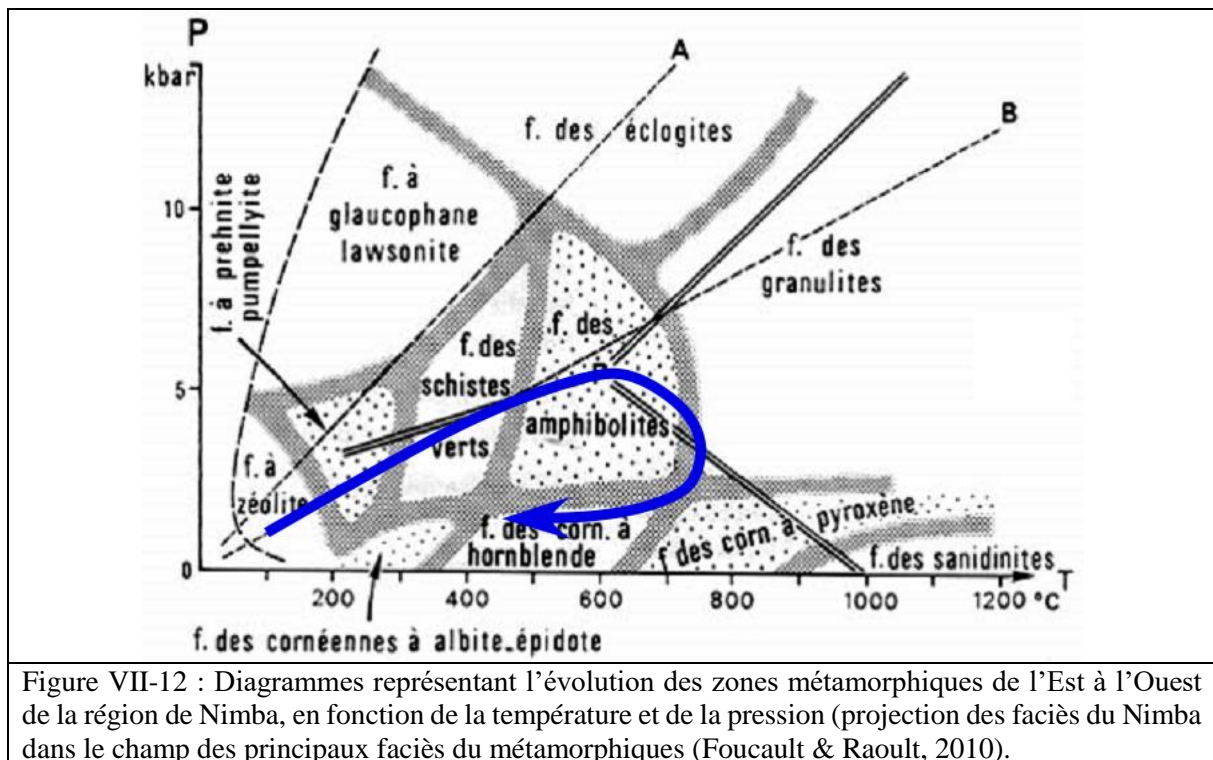


Figure VII-11 : Evolution du bassin sédimentaire de la région de Nimba dans le diagramme Pression-Température.

Tableau VII-8 : Stabilité relative des minéraux dans les formations de fers métamorphosés en fonction des zones métamorphiques			
Degré de métamorphisme	Faible	Moyen	Haut
Zone	Diagenétique	Zone à biotite et à grenat	Zone à sillimanite et à biotite
Paragenèse minéral	Minerai d'argile, Ferrodolomite, siderite, magnetite et limonite.	Grunérite, cummingtonite, grenat, muscovite, biotite, chlorite, hematite, martite et pyrite.	Sillimanite, biotite, grenat, myrmékites (FK), quartz, hematite.

La projection des différents faciès minéraux de la région de Nimba dans le champ des principaux faciès métamorphique, nous suivons une augmentation du degré de métamorphisme régional de l'Est à l'Ouest de la région de Nimba avec les conditions de faciès de schiste vert/épidote-amphibolite trouvées dans le segment d'est et les conditions des faciès d'amphibolite/granulite indiquées à l'ouest (Figure. VII-12). En générale, toutes les roches des séries de Yéképa et de Nimba ont subi au moins une période de recristallisation qui s'est passée à une échelle régionale.

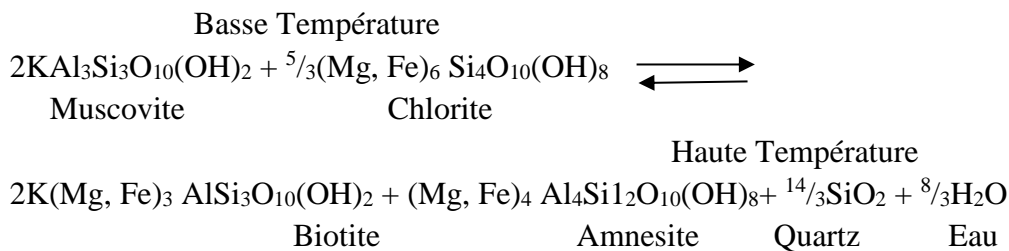
Cependant, Il existe des indications parfois de l'anomalie de hautes conditions métamorphiques dans les secteurs du bas faciès et parfois aussi des indications d'anomalies de basses conditions métamorphiques dans les secteurs qui représentent le haut faciès. Certaines des caractéristiques les plus importantes des zones métamorphiques seront décrites dans les paragraphes suivants progressant de l'est à l'ouest :



1) L'assemblage typique de minéraux de la phyllite de Mont. Alpha de la chaîne de Nimba est quartz-biotite-muscovite-chlorite-amphibole-grenat (Berge, 1971). Un tel assemblage est décrit dans les réactions 1 et 2 (Rambert, 1952).

La réaction 1 se trouve dans les conditions de P-T régionales les plus basses tandis que la réaction 2 se trouve dans le faciès d'épidote-amphibolite de métamorphisme (Rambert, 1952). L'assemblage de muscovite-biotite-grenat semblerait représenter des conditions de la partie basse (inférieure) du faciès d'épidote-amphibolite ou à la frontière entre les faciès d'épidote-amphibolite et de schiste vert.

Réaction 1 : Chlorite-Biotite-Muscovite

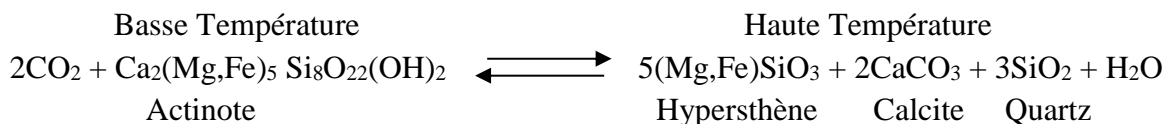


Réaction 2 :

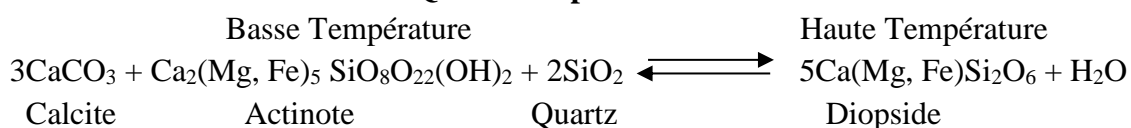


2) L'assemblage de quartz-hypersthène-dolomite-actinote est particulier à la formation des Itabirites de Nimba. Le composant d'actinote est très mineur (secondaire) et les grains d'actinote sont enveloppés dans l'hypersthène. Une telle situation semble être caractérisé par la réaction 3, dépendrait d'un certain minimum de pression de CO₂ dans le système. L'existence de cette pression minimale est impliquée par l'assemblage minéral. L'actinote est normalement stable dans les conditions du faciès de schiste vert. Selon le rapport Mg/Fe du système et d'autres facteurs comme H₂O et la pression de CO₂, l'actinote se décompose dans le faciès d'épidote-amphibolite (l'actinote se décompose plus aux températures inférieures que la trémolite) à diopside (la réaction 4, Rambert, 1957), ou à calcite puis à sidérite (la réaction 5, Rambert, 1952).

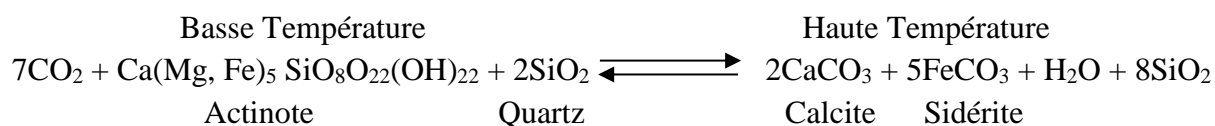
Réaction 3 : Actinote-Hypersthène-Calcite



Réaction 4 : Calcite-Actinote-Quartz-Diopside

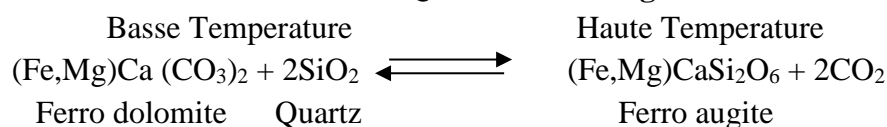


Réaction 5 : Actinote-Calcite-Quartz

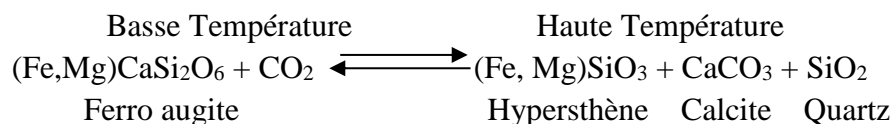


L'hypersthène, d'autre part, semble représenter un haut degré de métamorphisme régional. Le système dans lequel l'hypersthène est trouvé est généralement dépourvu de minéraux hydratés comme des micas et des amphiboles qui ne sont pas stables à cause de hautes températures et pressions. (Kranck, 1961). Dans son étude de silicate contenant dans la formation de fer métamorphisée (ou formation de silicate de fer) dans le mont Reed au Québec, constate que l'hypersthène se trouve dans la formation de fer qui a contenu à l'origine des grandes quantités de carbonate et ainsi une basse composition d'eau initial. Les gneiss, qui entourent les amphibolites et contenant de la muscovite et de la biotite, sont caractéristiques de roches d'amphibolite. Il a été observé que dans des circonstances où la teneur en H₂O est basse et la pression de CO₂ est relativement importante comme le cas dans la formation de fer, l'hypersthène ne peut qu'autrement se former à température et à pression inférieure. L'Hypersthène se trouve ensemble avec la calcite et la ferro-augite dans le secteur du mont Reed. (Kranck, 1961) constate que l'hypersthène peut former aussi directement de ferrodolomite, où il peut y avoir une formation intermédiaire de ferro-augite. Un des points pertinents de ce présent problème est que les silicates, comme le diopside par exemple qui semblait être formé avant l'hypersthène (augmentation des conditions de P-T), sont apparemment instables en présence de haute pression de CO₂. Dans la réaction 6, la Ferro augite se forme de ferrodolomite et le quartz avec l'augmentation de la température et avec une augmentation conséquente de la pression de CO₂. Dans la réaction 7, l'hypersthène se forme de ferro-augite si et seulement si la pression de CO₂ reste constante après la réaction 6. Les deux réactions se trouvent dans le faciès d'amphibolite.

Réaction 6 : Ferro Dolomite-Quartz-Ferro Augite



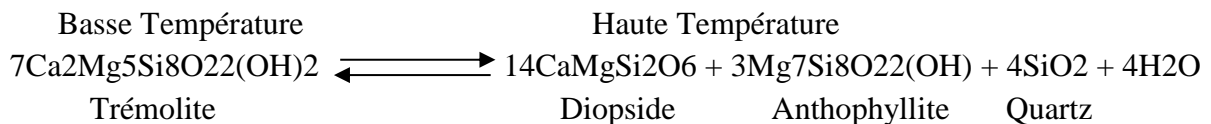
Réaction 7 : Ferro Augite-Hypersthène



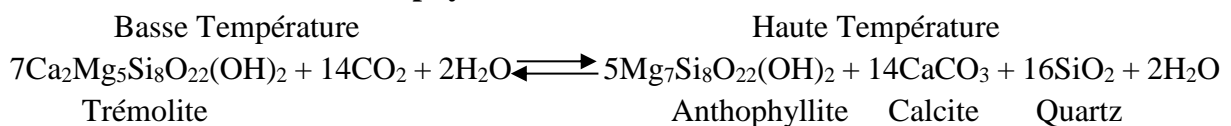
Dans ce secteur, l'actinote a pris forme dans la formation de fer comme une recristallisation des minéraux originaux du faciès métamorphique (schiste vert/épidote-amphibolite). En raison d'une augmentation locale d'anomalie des conditions de Pression-Température, l'actinote s'est décomposée. Plutôt que se décomposer en diopside comme dans la réaction 4 ou la sidérite puis la calcite comme dans le cas de la réaction 5, l'hypersthène est formé à cause d'une teneur basse en H₂O et relativement une haute pression de CO₂ (Berge, 1971). Il est probable que l'actinote et l'hypersthène soit riches en fer par conséquent la décomposition d'actinote intervient à une basse température, à l'exception des cas quand où elles sont riches en magnésium.

3) Le plus grand contenu de chaux-magnésien dans les Itabirites, sous-jacentes au Mont. Gbalm, est reflété dans l'assemblage d'actinote-anthophyllite-dolomite qui y fait partie de la minéralogie de la formation de fer. Cet assemblage indique quelque chose de la condition métamorphique de la formation de fer. La trémolite peut se décomposer avec l'augmentation de la température selon la réaction 8 (Rambert, 1952). La réaction 9 semble caractériser l'assemblage d'actinolite-anthophyllite-dolomite. La réaction se trouve probablement dans les conditions du faciès d'amphibolite.

Réaction 8 : Trémolite-Diopside-Anthophyllite

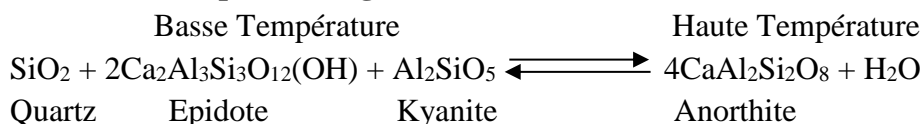


Réaction 9 : Trémolite-Anthophyllite-Calcite

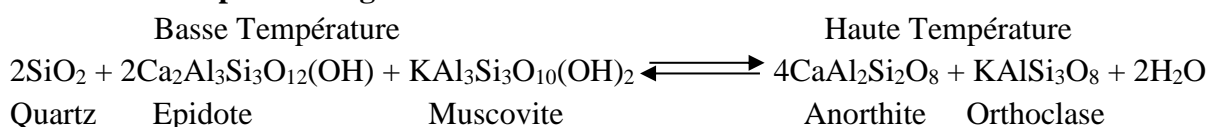


4) Une des plus utiles des réactions d'index dans la mesure de faciès métamorphiques est caractérisée par les réactions 10 et 11 (Rambert, 1949). La principale fonction des deux réactions est que le composant anorthite de plagioclase feldspaths en équilibre avec épidote peut augmenter avec l'augmentation des conditions de Pression-Température.

Réaction 10 : Epidote-Plagioclase



Réaction 11 : Epidote-Plagioclase



La combinaison d'épidote et de plagioclase a été observée dans un certain nombre de divers types de roches précédemment décrits et ces observations sont citées ci-dessous avec des descriptions brèves et leurs faciès métamorphiques (Berge, 1971).

4a) Le Schiste Amphibolitique de la Vallée de Séka : l'amphibolite porphyroblastique, la pente du Nord-Ouest de la chaîne de Nimba. Le plagioclase, la ligne de frontière entre les faciès d'épidote-amphibolite et d'amphibolite. Minéralogie : actinote, trémolite andésine, clinzoïsite, quartz.

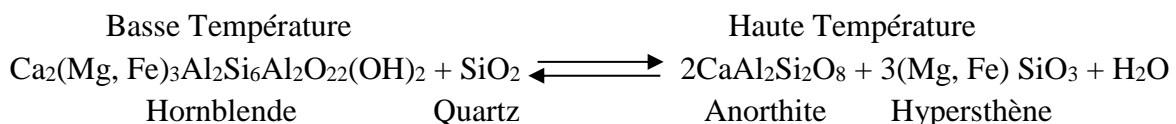
4b) Série de Yéképa : le gneiss folié à grain moyen, près du contact entre les roches des Série de Yéképa et de Nimba. Le plagioclase, la ligne de frontière entre les faciès d'épidote-amphibolite et d'amphibolite, mais ce gneiss a des conditions P-T plus basses que celles de 4a. Minéralogie : quartz, oligoclase, microcline, biotite, épidote, Moscovite, séricite.

4c) Série de Yéképa : amphibolite, la Vallée centrale de Yéképa, 5 km à l'Ouest de la ville de Yéképa. Le plagioclase = 40. Le faciès d'amphibolite inférieur. Minéralogie : hornblende, andésine, séricite, épidote.

4d) Série de Nimba, le Gneiss de Tokadeh : gneiss à grain fin, près du contact des Itabirites de Nimba à Mont Tokadeh. Le plagioclase, le faciès d'épidote-amphibolite supérieur. Minéralogie : hornblende, oligoclase, épidote, quartz, biotite.

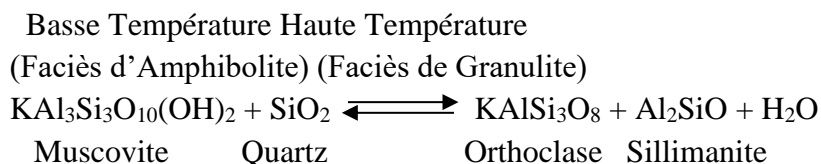
5) Les Itabirites de Nimba dans la partie occidentale de la région de Nimba contient en plus de magnétite et de quartz, une suite plutôt diverse d'amphiboles (grunérite, hastingsite) et pyroxènes (hypersthène, aegirine) qui sont indicatifs à un certain degré des conditions métamorphiques (réaction 12). Les Amphiboles bleus - Avant de considérer l'assemblage dans la formation de silicate de fer, le problème des amphiboles bleu doit être discuté. L'Hastingsite n'est pas normalement un constituant de formation de fer métamorphisée. Cependant, les analyses chimiques de formation de fer de Mont. Tokadeh et les Monts d'Yeulliton-Gangra ne sont pas de façons strictement indicatives de la présence d'une soude (un soda) d'amphibole. Les Amphiboles bleus ou bleu à vert sont parfois mentionnées en connexion avec la formation de silicate de fer ailleurs.

Réaction 12 : (Rambert, 1952)



6) Gneiss à grain grossier à la pente Est du Mont Buluton est constitué de quartz, andésine, biotite et de grenat puis une paragenèse de sillimanite-cordiérite-microcline. Cet assemblage minéralogique est caractérisé par la réaction 13. La cordiérite est stable à haute température, mais pas à haute pression donc elle n'est pas souvent caractérisée

Réaction 13 : (Rambert., 1952)



Les faciès métamorphiques de la Région de Nimba peuvent être récapitulés comme suit :

1- Le Métamorphisme dans le segment Nord-Est de la chaîne de Nimba est de faciès d'épidote-amphibolite inférieur, avec des zones d'anomalies locales des conditions de faciès d'amphibolite.

2- Le Métamorphisme sur la plupart du reste de la chaîne de Nimba et la majeure partie du côté Est de la Vallée de Yéképa (la Série de Yéképa) est de faciès d'épidote -amphibolite intermédiaire à supérieur.

3- Les Itabirites de Nimba de la chaîne de Tokadeh-Gangra-Yeulliton ont été recristallisées au faciès d'amphibolite intermédiaire à supérieur.

4- Les gneiss et les amphibolites de la Série de Yéképa à l'Ouest de la vallée de Yéképa et l'extension du Nord-Ouest ont été recristallisés dans des conditions du faciès d'amphibolite intermédiaire à supérieur avec parfois des indications du faciès de granulite.

5- Mais le Gneiss de Tokadeh s'est formé sous le faciès métamorphique d'épidote-amphibolite. Ce dernier effet peut bien être connecté avec la feldspathisation post-métamorphique.

VII.6 Etudes Géochimiques

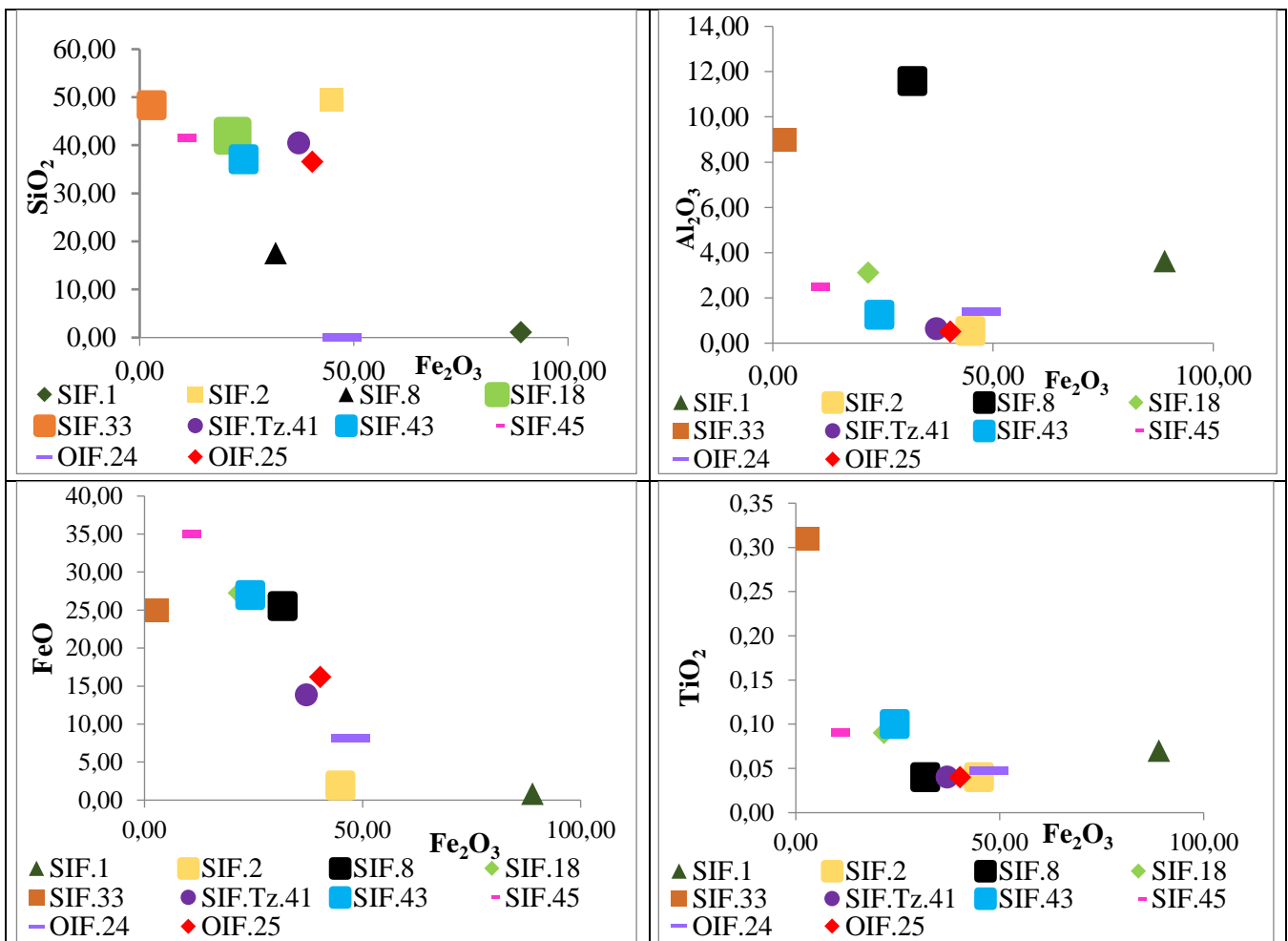
Le résultat analyse géochimique des différents itabirites ou formations ferrifères rubanées de la région de Nimba sont regroupés dans le tableau. VII-9. Ces analyses comprennent le résultat des éléments majeurs et des éléments en traces.

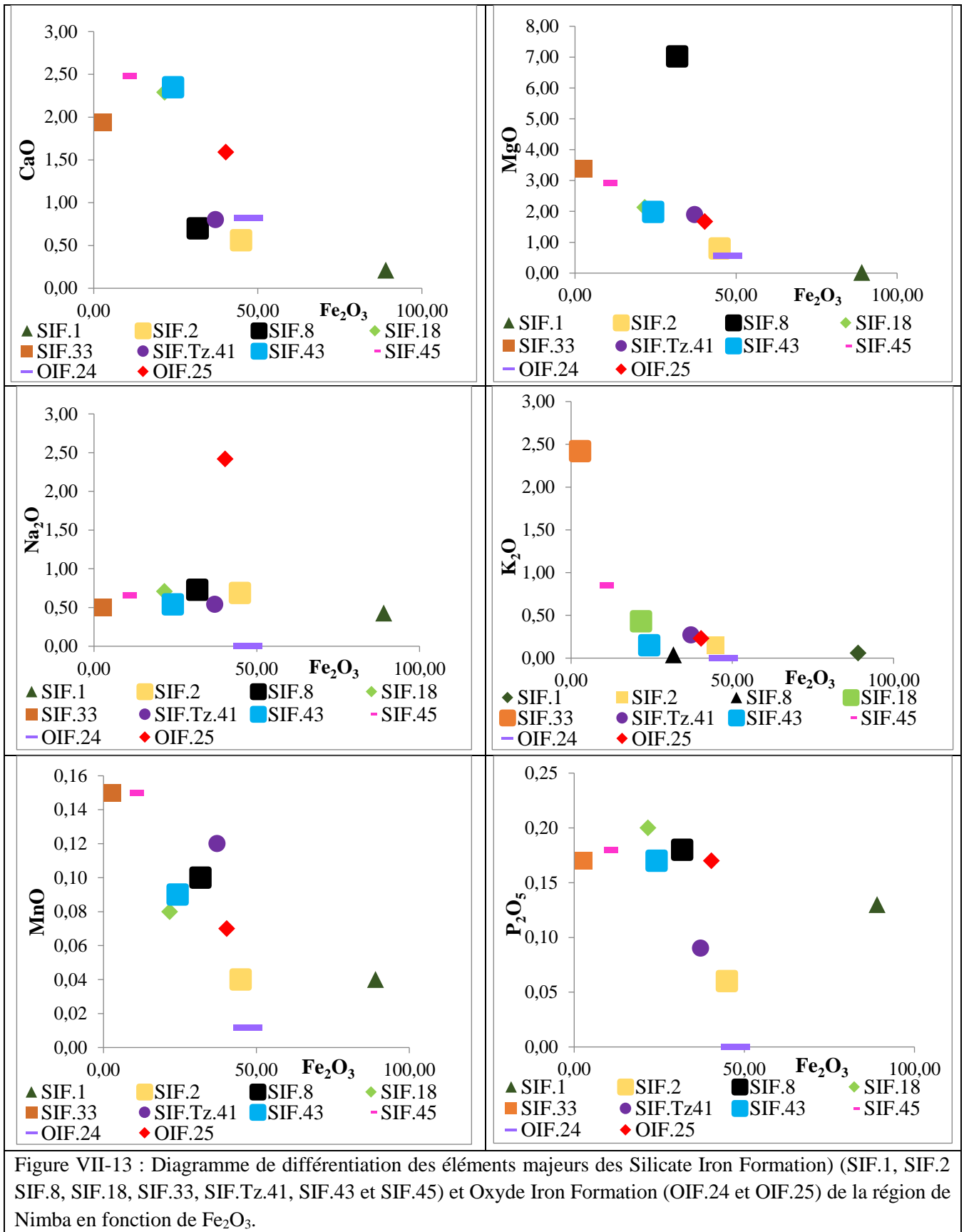
Tableau VII-9 : Analyse géochimiques des itabirite de la région de Nimba										
	SIF.1	SIF.2	SIF.8	SIF.18	SIF.33	SIF.41	SIF.43	SIF.45	OIF.24	OIF.25
SiO ₂	1.13	49.38	17.59	41.99	48.37	40.45	37.12	41.58	41.57	36.61
Al ₂ O ₃	3.63	0.54	11.58	3.12	8.99	0.64	1.26	2.48	1.41	0.51
Fe ₂ O ₃	88.98	44.87	31.70	21.64	2.79	37.15	24.21	8.76	47.31	40.27
FeO	0.83	1.94	25.50	27.26	24.96	13.83	26.97	35.05	8.12	16.20
TiO ₂	0.07	0.04	0.04	0.09	0.31	0.04	0.10	0.09	0.05	0.04
CaO	0.21	0.56	0.70	2.29	1.94	0.80	2.35	2.48	0.82	1.59
MgO	0.02	0.80	7.02	2.13	3.37	1.89	1.98	2.91	0.55	1.67
Na ₂ O	0.43	0.69	0.73	0.71	0.50	0.54	0.54	0.66	0.00	2.42
K ₂ O	0.06	0.15	0.04	0.43	2.42	0.27	0.15	0.85	0.00	0.23
MnO	0.04	0.04	0.10	0.08	0.15	0.12	0.09	0.15	0.01	0.07
P ₂ O ₂	0.13	0.06	0.18	0.20	0.17	0.09	0.17	0.18	0.00	0.17
PF	0.62	4.50	4.40	1.23	0.75	0.37	2.16	2.70	2.15	0.96
Total	96.15	103.57	99.58	101.16	94.72	96.19	97.10	97.90	99.82	100.74
Ba	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01
SO ₄	0.05	0.02	0.34	0.15	0.06	0.01	0.01	0.07	0.00	0.08
Sr	45	5	37	31	59	13	46	45	35	38
Ce	44	29	13	26	54	27	21	28	16	12
Co	5	5	5	5	22	5	7	5	17	5
Cr	192	154	14	169	420	122	77	101	166	113
Cu	237	40	1200	105	95	65	263	165	226362	67
Ni	5	22	5	60	58	8	5	15	11	29
Pb	320	10	1153	51	54	52	112	143	293	11
Sb	614	10	70	10	10	10	19	28	79	10
V	9	14	61	19	69	8	17	22	19	9
Y	19	5	5	8	17	5	7	10	9	8
Zn	186	119	3179	155	114	90	162	352	184	91

Itabirites à hématite (SIF.1 et SIF.2), Ita.8 : Itabirite à chlorite (SIF.8), Itabirite à grunérite (SIF.18), Itabirite à grenat (SIF.33), Itabirite des zones de transitions (SIF. Tz. 41), Itabirite à grenat et à grunérite (SIF.43 et SIF.45), Itabirite à hornblende brune (OIF.24) et Itabirite à hornblende verte (OIF.25).

VII.6.1 Les éléments majeurs

Ensuite la projection des différents éléments majeurs des itabirites de la région de Nimba en fonction de Fe_2O_3 (figure. VII-13). Où le Fe_2O_3 est choisie comme indice de précipitation de minéraux ferreux en milieu sédimentaire. Le Fe_2O_3 présente une corrélation dispersée et négative avec le SiO_2 , le Al_2O_3 , le FeO , le TiO_2 , le CaO , le MgO , le K_2O , le MnO et le P_2O_5 , depuis les itabirites à grenat (SIF.33), à grunérite (SIF.18), à grenat grunérite (SIF.45, et SIF.43), en passant par les itabirites des zones de transitions, à hématite, à hornblende verte, à chlorite (SIF.Tz.41, SIF.2, OIF.25 et SIF.8) et en terminant par les itabirites à hornblende brune et à magnétite (OIF.24 et SIF.1). Le Na_2O ne présente pas de corrélation avec le Fe_2O_3 dans ces différentes Itabirites de la région de Nimba. Ces corrélations s'expliquent par une diminution de teneurs en quartz, en grenat, en micas (muscovite et biotite), en amphibole, en pyroxène, en titane, en plagioclase, en feldspath alcalin, en phosphore et inversement une augmentation de teneurs en minéraux riche en fer (magnétites, pyrites, hématites, goéthite). Mais la teneur de sodium reste constante dans ces itabirites.





Le spectre d'évolution de Fe_2O_3 présente une pente négative depuis l'itabirite à hématite (SIF.2), ne passant par les itabirites à hornblende brune (OIF.24), à hématite (SIF.1), à hornblende verte (OIF.25), des zones de transitions (SIF.Tz.41), à chlorite (SIF.8), à grenat-grunérite (SIF.43), à grunérite (SIF.18), à grenat-grunérite (SIF.45) et en fin à grenat (SIF.33) alors que le spectre d'évolution de FeO présente une pente positive ce qui s'explique qu'une diminution de la teneur de Fe_2O_3 implique une augmentation de la teneur de FeO dans les itabirites de la région de Nimba (figure. VII-13). Ensuite les teneurs de SiO_2 et Al_2O_3 sont constants dans les itabirites de la région de Nimba sauf dans l'itabirite à chlorite (SIF.8) où le SiO_2 et le Al_2O_3 montre une anticorrélation (figure. VII.14).

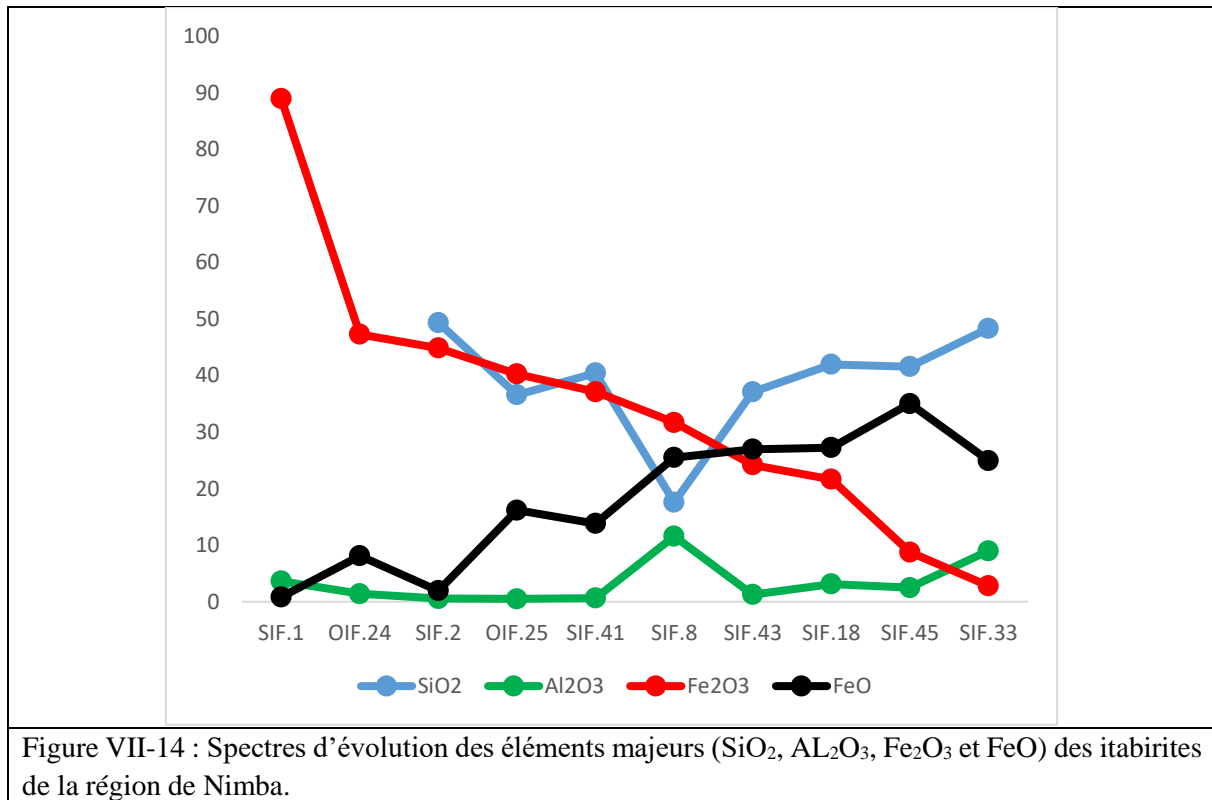


Figure VII-14 : Spectres d'évolution des éléments majeurs (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 et FeO) des itabirites de la région de Nimba.

VII.6.2 Les éléments en traces

Les éléments en traces des itabirites de la région de Nimba ont été normalisés aux chondrites (Taylor & McLennan, 1995). L'itabirite à hématite (SIF.1) montre un enrichissement en Al, Zn, Pb, Co et un appauvrissement en Mg, Ti, V et Ni. Par contre l'itabirite à hématite (SIF.2) révèle un enrichissement en Mg, Ti, Zn, Cu et un appauvrissement en Mn, Al, V, Ni et Co (figure. VII-15). Les itabirites à chlorite (Ita.8) et à grenat grunérite (SIF.18) présentent un enrichissement en Mg, Zn, Pb, mais un appauvrissement en Al, Ti, V, Ni et Co (figure. VII-16). Les itabirites à grenat (SIF.33), des zones de transitions (SIF.Tz.41), à grenat-grunérite (SIF.43 et SIF.45), à hornblendes brune (Ita.24) et verte (OIF.25) montrent un enrichissement en Mg, Ti, Zn, Pb et montrent un appauvrissement en Mn, Al, V, Ni, Co (figure. VII-17). L'ensemble des itabirites de la région de Nimba présentent un pic important en Pb.

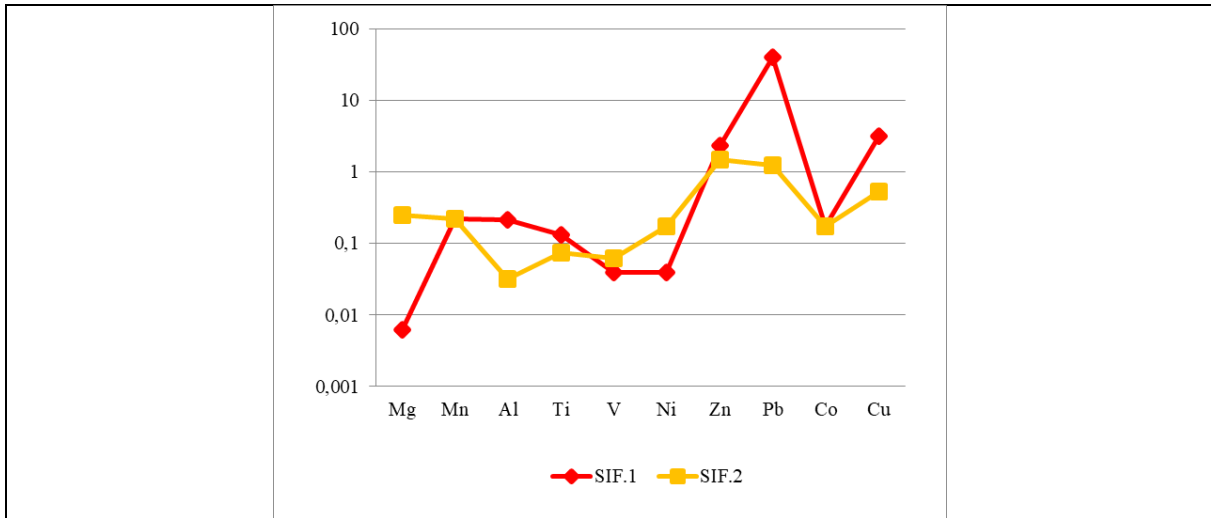


Figure VII-15 : Spectre des éléments en trace normalisés à la chondrite (Taylor & Mclennan, 1995) des itabirites (SIF.1 et SIF.2) de la région de Nimba.

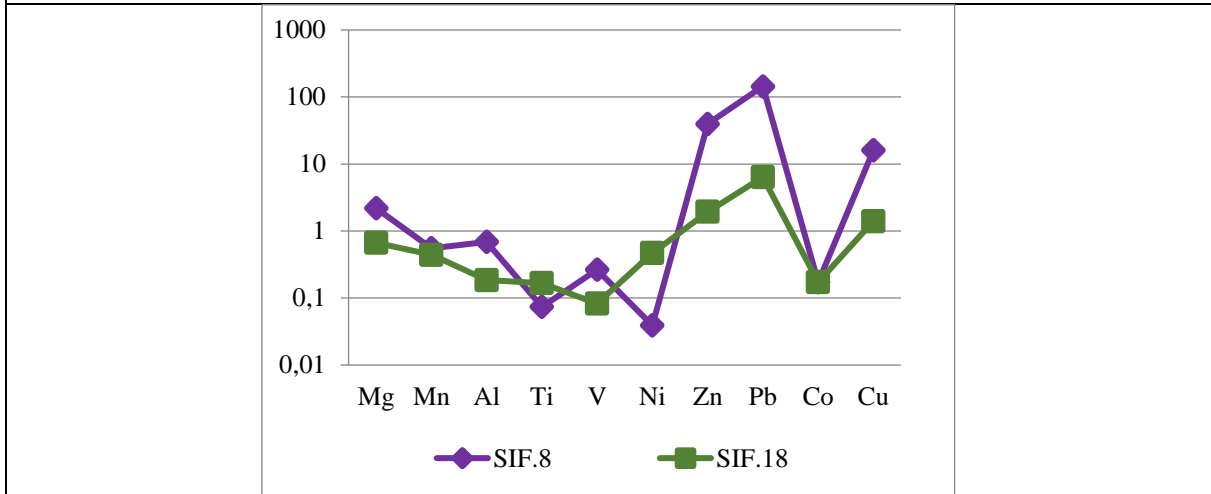


Figure VII-16 : Spectre des éléments en trace normalisés à la chondrite (Taylor & Mclennan, 1995) des itabirites (SIF.8 et SIF.18) de la région de Nimba.

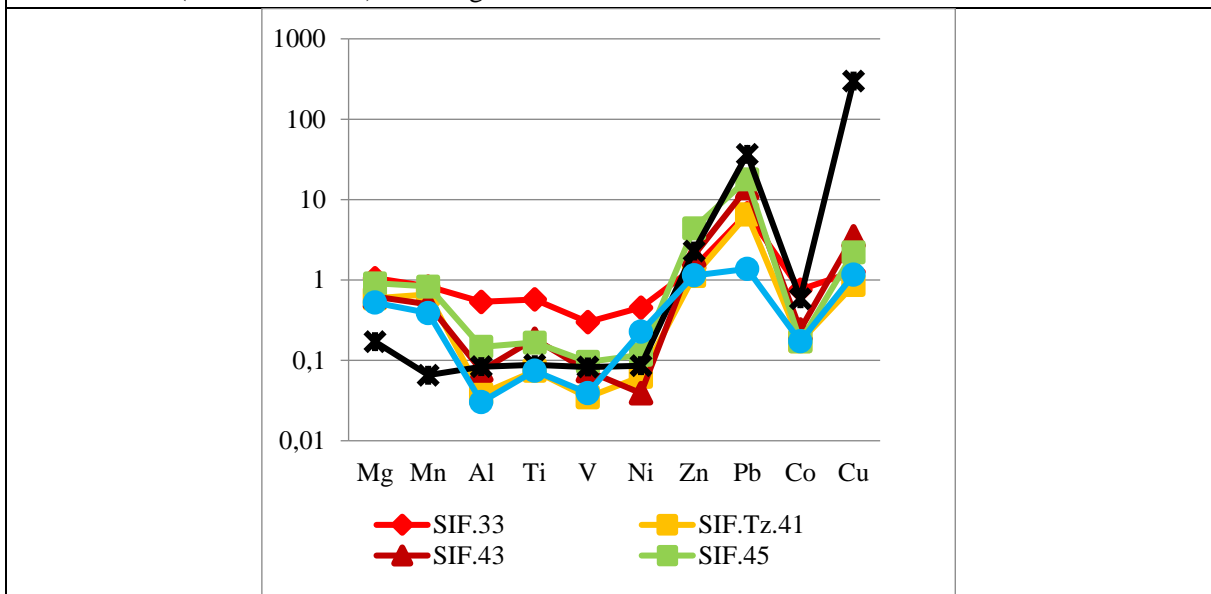
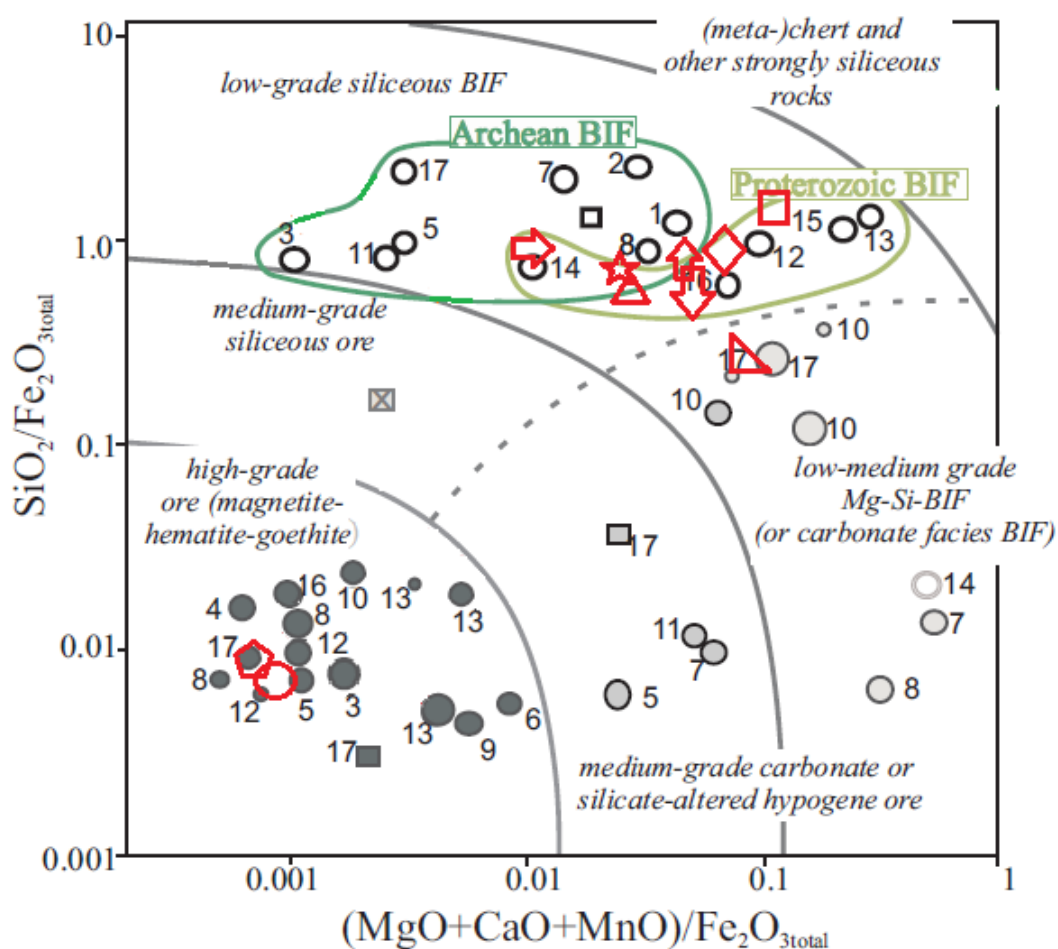


Figure VII-17 : Spectre des éléments en trace normalisés à la chondrite (Taylor & Mclennan, 1995) des itabirites (SIF .33, SIF.Tz.41, SIF.43, SIF.45, OIF.24 et OIF.25) de la région de Nimba.

VII.7 Comparaison des itabirites de la région de Nimba par rapport aux itabirites à l'échelle mondiale

Afin de placer la géochimie des itabirites de la région de Nimba dans le contexte mondial, les éléments majeurs des oxydes sont inclus dans le diagramme de discrimination $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$ vs $(\text{MgO} + \text{CaO} + \text{MnO})/\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$ (Angerer et al, 2012) (figure. VII.18). Comparer aux itabirites du monde entier, les oxydes des éléments majeurs des itabirites de la région de Nimba corréent bien avec la géochimie des oxydes des éléments majeurs des itabirites du Protérozoïque plutôt que celle de l'Archéen, ensuite deux échantillons (SIF.1 et OIF.24) des itabirites de Nimba tombe dans le domaine de minerai de haute teneur. Enfin l'âge de itabirites de Nimba 2,614 Ga (Guerrot, 1996) confirme le type Protéroïque.



BIF-/ Iron ore deposits worldwide								
1	○	Temagami BIF(FeR-3)	9	●	Mt Jackson	15	○	Lake Superior BIF
2	○	Chidradurga BIF		●	martite ore	16	○	Urucum BIF
3	○	Carajas Jaspilite	10	●	Mt Gibson BIF		●	martite ore
	●	hematite ore		●	Carbonate-mag BIF		○	Koolyanobbing quartz –mag BIF
4	○	Sandur Schist Belt BIF		●	Silicate-mag BIF		●	Fe-dolomite-mag BIF
	●	hematite ore		●	Chert-free-mag BIF		●	Talc-magnetite BIF

5	○ <i>Pic de Fon</i> BIF		● mag-mar-goe BIF	17	■ magnetite medium-grade ore
	● hematite ore	11	○ <i>Beebyn</i> BIF		▣ martite medium-grade ore
6	○ <i>Iron ore Group</i>			● Carb-magnetite ore	12
	● <i>Gorumashishani</i> magn ore	○ Brockman Iron Formation		▣ goethite-martite ore	
7	<i>Jack Hills Matthew Ridge</i> BIF	12	● <i>Mt Tom Price</i> hematite ore		
	● carbonate-magnetite BIF		● <i>Paraburdoo</i> hematite ore		
	● magnetite-hematite m.g .ore		○ <i>Kuruman</i> BIF		
8	○ <i>Windarling W2</i> BIF	13	● <i>Nauga East</i> Hematite ore		
	● carbonate BIF		● <i>Maremaane dome</i> , martite ore		
	● goethite-martite ore		● <i>Thabazimbi</i> hematite ore		
	● hematite-martite-ore	14	○ <i>QF Cauê</i> Formation		
			○ Dolomite itabirite		
Itabirite de la région de Nimba					
SIF.1	◡ Itabirite à hématite	SIF.2	➡ Itabirite à hématite	SIF.8	◡ Itabirite à chlorite
SIF.18	⬆ Itabirite à grunérite	SIF.33	◻ Itabirite à grenat	SIF.Tz. 41	★ Itabirite des zones de transion
SIF.43	⬇ Itabirite	SIF.45	◊ Itabirite à grunérite	OIF.24	○ Itabirite à hornblende brune
OIF.25	◡ Itabirite à hornblende verte				

Figure VII-18 : Diagramme de discrimination de la géochimie des différentes roches itabirites du monde entier (Angerer et al, 2012), illustrant les principaux rapports des éléments d'oxyde, (SiO_2/Fe_2O_3) vs $(MgO + CaO + MnO)/Fe_2O_3$ des différentes roches itabirites.

VII.8 Etude statistique des données géochimiques des itabirites de la région de Nimba

L'étude statistique des itabirites de la région de Nimba est basée sur les données géochimiques (éléments majeurs et en traces). Deux méthodes principales sont utilisées à savoir : la corrélation de Bravais-Pearson et l'Analyse des composantes principales (ACP).

VII.8.1 La corrélation de Bravais-Pearson des éléments majeurs itabirites

L'étude du tableau. 0-5 (voir annexe) montre que les éléments majeurs des itabirites présentent à la fois des relations linéaires positives parfaites (les corrélations et les P-Values augmentent dans le sens) avec des P-Valeurs inférieurs à 0,05 et des relations linéaires négatives parfaites (les corrélations augmentent dans le sens contraire des P-Values) avec des P-Valeurs inférieurs à 0,05.

VII.8.2 Analyses des composantes principales des éléments majeurs des itabirites

La combinaison linéaire des 10 variables représentent la majeure partie de la variabilité des données. Dans notre cas (figure. VII-19), quatre (4) composantes ont été extraites ayant des valeurs propres supérieures ou égales à 1.0. Ensemble, ils représentent 89,709 % de la

variabilité dans les données d'origine. Le diagramme des composantes 1 et 2 de la distribution des roches en fonction des éléments majeurs montre la distribution des itabirites (figure. VII-20). Le diagramme des composantes 1 et 2 en fonction du poids des éléments majeurs (figure. VII-21) montre deux (2) groupes d'éléments majeurs, le premier formé de P_2O_5 , FeO , CaO , MgO , MnO , Al_2O_3 , TiO_2 et K_2O se corrèlent entre eux à la composante 1. Le second formé de Fe_2O_3 se corrèle à la composante 1, les deux groupes sont anti-corrélés à la composante 2. Le SiO_2 et P_2O_5 sont anti-corrélés à la composante 2. Seul le Na_2O qui ne se corrèle avec les autres éléments majeurs. La figure. VII-22 montre la distribution des roches d'itabirites en fonction de leurs affinités en ces éléments majeurs.

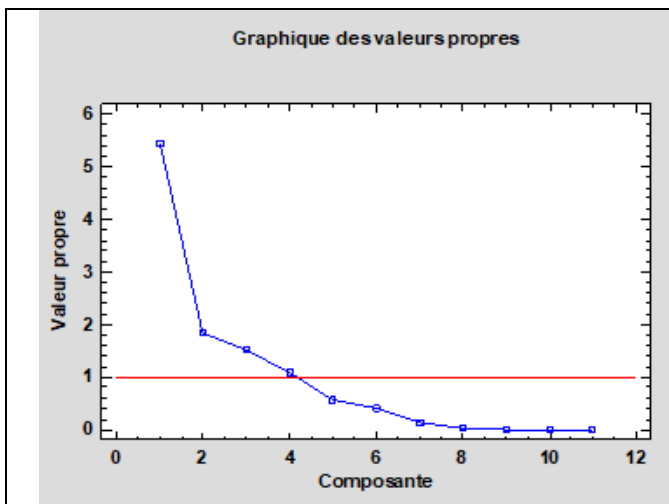


Figure VII-19 : Diagramme des composantes en fonction de leurs valeurs propres.

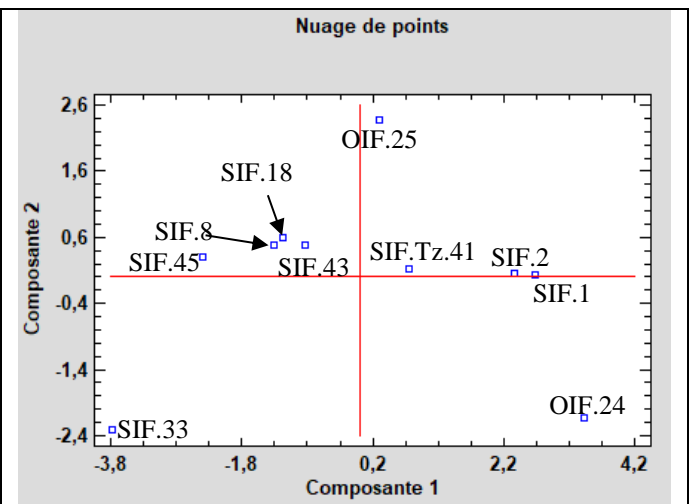


Figure VII-20 : Diagramme des composantes 1 et 2 en fonction du poids des éléments majeurs.

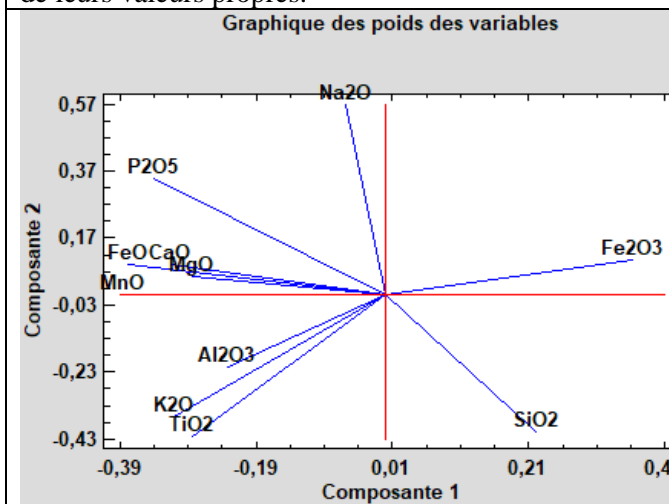


Figure VII-21 : Diagramme des composantes 1 et 2 en fonction du poids des éléments majeurs.

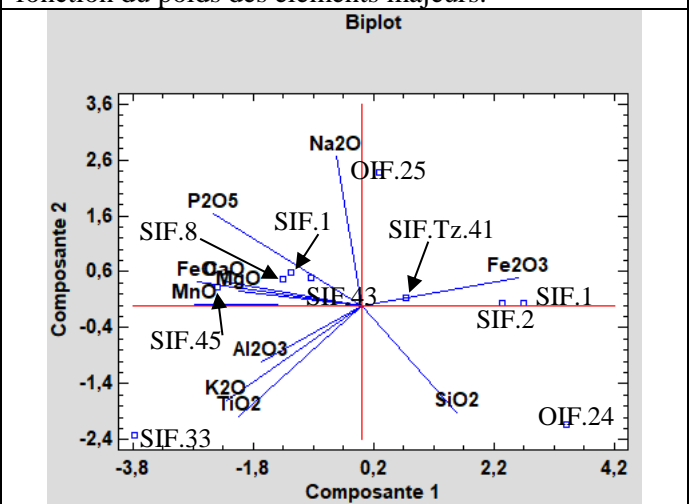


Figure VII-22 : Diagramme des composantes 1 et 2 de la distribution des roches en fonction des éléments majeurs.

VII.8.3 La corrélation de Bravais-Pearson des éléments en trace itabirites

L'étude du tableau. 0-6 (voir annexe) montre que les éléments en traces des itabirites présentent seulement des relations linéaires positives parfaites (les corrélations et les P-Values augmentent dans même le sens) avec des P-Valeurs inférieurs à 0,05.

VII.8.4 Analyses des composantes principales des éléments en traces des itabirites

La combinaison linéaire des 10 variables qui représentent la majeure partie de la variabilité des données. Dans notre cas (figure. VII-23), Cinq (5) composantes ont été extraites ayant des valeurs propres supérieures ou égales à 1.0. Ensemble, ils représentent 95,560% de la variabilité dans les données d'origine. Le diagramme des composantes 1 et 2 de la distribution des roches en fonction des éléments en trace montre la distribution des itabirites (figure. VII-24). Le diagramme des composantes 1 et 2 en fonction du poids des éléments en traces (figure. VII-25) montre deux (2) groupes d'éléments en trace, le premier formé de Zn, SO₄ et Pb se corrèlent entre eux à la composante 1. Le second formé de Ce, Cr, Ni, Y, Sb et Sr se corrèlent à la composante 1, les deux groupes sont anti-corrélés à la composante 2. Le V, Cu et Ba ne se corrèlent ni avec la composante 1 ni avec la composante 2 et ni entre eux. La figure. VII-26 montres la distribution des roches d'itabirites en fonction de leurs affinités en ces éléments en traces.

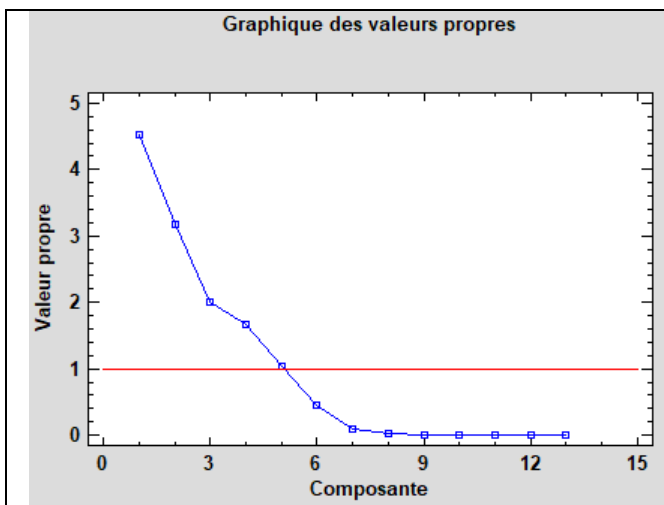


Figure VII-23 : Diagramme des composantes en fonction de leurs valeurs propres.

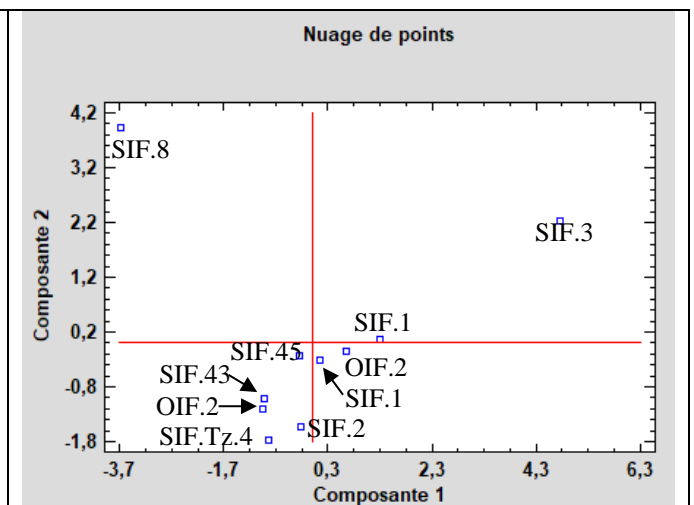


Figure VII-24 : Diagramme des composantes 1 et 2 en fonction des roches d'itabirites.

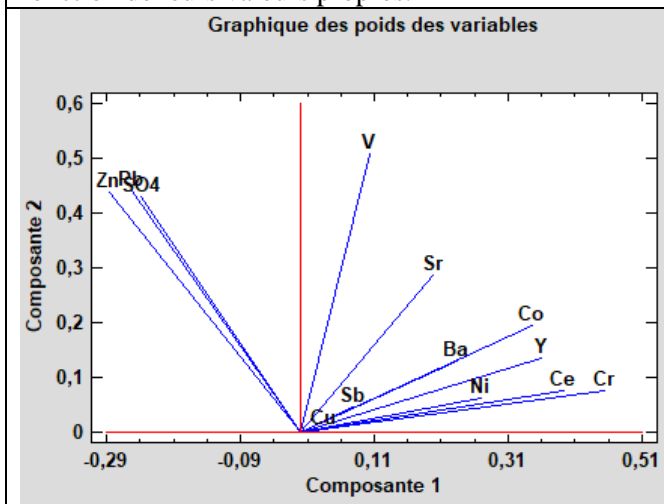


Figure VII-25 : Diagramme des composantes 1 et 2 en fonction du poids des éléments en traces.

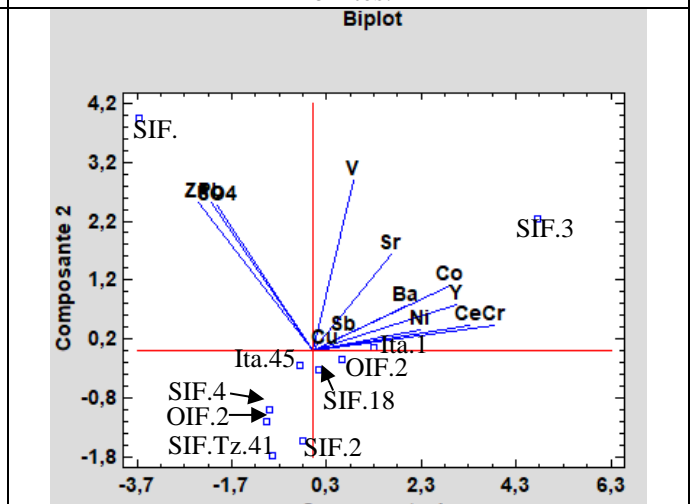


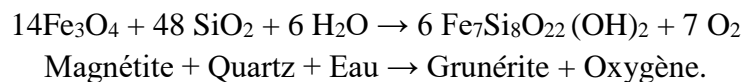
Figure VII-26 : Diagramme des composantes 1 et 2 de la distribution des roches en fonction des éléments en traces.

Chapitre VIII. Discussion et synthèse

L'histoire géologique de la formation de la région de Nimba s'est déroulée en trois (3) phases distinctes :

- La première phase a concerné la mise en place d'un socle archéen (3.4 – 2.6 Ga) (Bessoles, 1977 ; Milesi *et al*, 1989) constitué de roches gneissiques (d'origine magmatique), de migmatites, de quartzites non ferrifères, de roches granitiques dont l'évolution s'est faite par différenciation magmatique (Conte *et al*, 2018) ;

- La seconde phase est celle de la venue de basaltes tholeiitiques et d'amphibolites (roches vertes) représentant une portion de la croûte océanique d'origine ophiolitique. Les roches amphibolitiques occupent le domaine des MORBs avec des spectres de terres rares (normalisés aux chondrites (Haskin *et al*, 1968) des N-MORBs dérivant du manteau supérieur appauvri) montrant un spectre appauvri en LREE et presque plat en HREE dont la mise en place s'est faite par rifting (Conte *et al*, 2018). C'est une amphibolite de type grunérite associée à d'importants gisements de fer. Ces observations ont permis de suggérer que la grunérite puisse être produite selon la réaction (Doody, 2006) :



Le résultat des analyses géochimiques (tableaux. V-1, V-2 et 0-1) et d'autres (tableau. 0-2) prises dans les travaux de (Washington, 1922 ; Nanz, 1953), effectuées sur les roches de la région de Nimba, montrent que seules les amphibolites et les basaltes tholeiitiques de la région possèdent un enrichissement en $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$ (voir annexe).

Ces deux types de roches (amphibolites et basaltes tholeiitiques) sont soumis à des altérations chimiques impliquant à la fois (1) la libération d'argile résiduelle enrichie en aluminium (Al) et silicium (Si) mais appauvrie en fer (Fe) et (2) la formation d'une solution riche en fer (Fe) mais pauvre en aluminium (Al) et silicium (Si).

Au cours du transport, la solution riche en fer (Fe) et pauvre en aluminium (Al) et silicium (Si), sous l'effet de conditions atmosphériques réduites ou riches en CO_2 entraîne la séparation du fer (Fe) de silicium (Si) et de l'aluminium (Al) dans un bassin sous forme d'alternance de couches d'argiles et de couches de magnétites.

- La troisième phase a correspondu à la mise en place des formations ferrifères rubanées ou itabirites dans le bassin sédimentaire de la région de Nimba. L'évolution des formations ferrifères rubanées de la région de Nimba se fait en profondeur (1) et en surface (2) :

L'évolution en profondeur (1) se fait dans un bassin sédimentaire (figure. VIII-1) où le dépôt de couches argileuses et de magnétites se déposent directement sur un socle magmatique. Tout d'abord, au cours de l'enfouissement, on assiste à une variation thermodynamique entraînant

une augmentation de la température et de la pression. Ensuite, le contact entre le magma granitique et le bassin sédimentaire entraînant le plissement des couches de magnétites (Photo. VIII-1), des transformations métamorphiques des dépôts de couches argileuses en roches phylliteuses, schisteuses et micaschisteuses (Photo. VIII-2). Mais aussi la circulation limitée des fluides hydrothermaux à travers les fractures permet le lessivage et le dépôt des minéraux dans les couches de magnétites, schistes, de micaschistes et de phyllites.

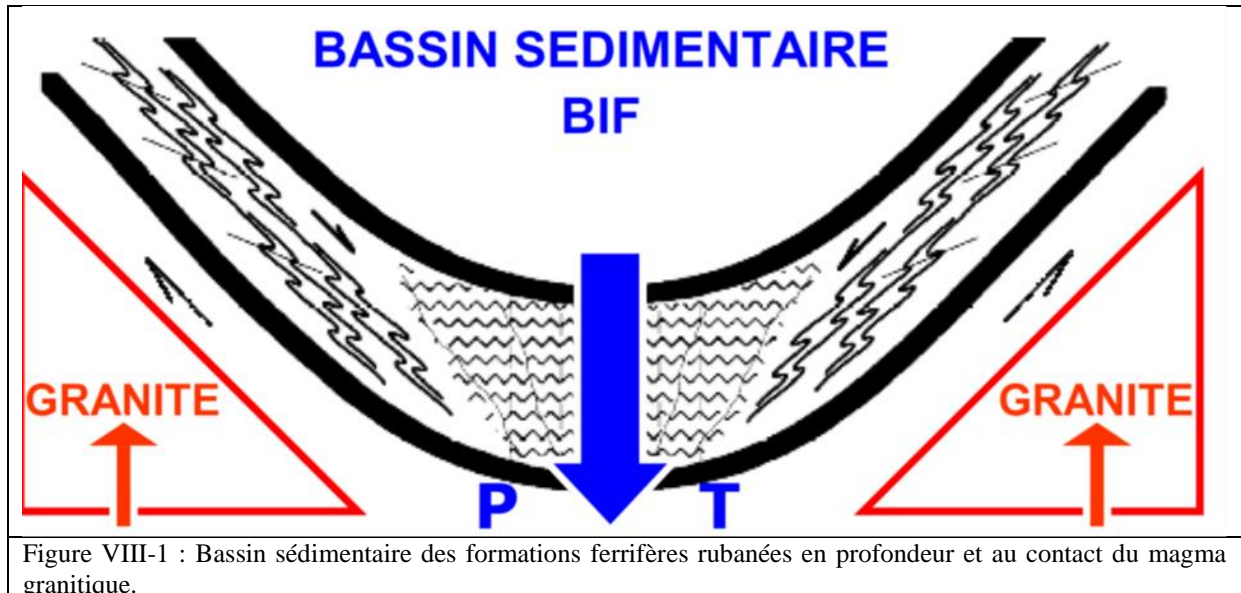


Photo VIII-1 : échantillon d'itabirite plissé dans le bassin sédimentaire (Yéképa, Libéria).



Photo VIII-2 : dépôts de phyllites dans la région de Nimba côté Libéria (Coordonnées GPS : 7° 32' 29.21" N ; -8° 29' 38.341").

La remontée dans le bassin sédimentaire des formations ferrifères rubanées de la profondeur vers la surface est due aux mouvements tectoniques et se fait dans l'eau de mer contenant de l'oxygène. Deux hypothèses sont proposées pour expliquer cette oxydation de l'eau de mer (Thomas & Dfequinoey, 2011) :

- ❖ une photolyse de l'eau par les UV solaires dégageant de l'O₂, rendant de ce fait la mer oxydante ;

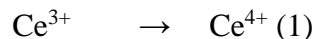
- ❖ des « oasis » de vie photosynthétique localisées, comme des tapis ou des amas de cyanobactéries.

Lors de l'analyse pétrographique des itabirites de la région de Nimba, nous n'avons pas remarqué de matières organiques dans les roches ni dans les lames minces. Nous pouvons affirmer que les cyanobactéries ne sont pas responsables de l'oxygénation de l'eau de mer, celle-ci s'est donc faite par l'interaction entre la surface de l'eau de mer et les rayons ultraviolets du soleil.

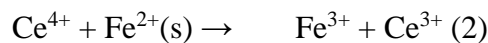
Pour comprendre cette oxygénation de l'eau de mer par les rayons UV solaires, nous avons utilisé le cérium (Ce) et l'yttrium (Y) qui sont des terres rares présentes dans l'eau de mer.

Dans les conditions réductrices, le cérium (Ce) et l'yttrium (Y) ne sont pas fractionnés comme les autres éléments de terres rares REE, donc il n'y a pas d'anomalie de Ce ni de Y. Par conséquent, l'anomalie de Ce dans l'eau de mer et les sédiments peut être utilisée pour expliquer les conditions d'oxydo-réduction (Ghosh & Kumar Baidya, 2017) (figure. VIII-2). Les conditions oxydantes de l'eau de mer sont responsables de l'oxydation de Ce^{3+} en Ce^{4+} à l'origine de la formation d'oxyhydroxydes de fer. Le cérium (Ce) est partiellement piégé par des matières en suspension, y compris des oxyhydroxydes de Fe (Nozaki et al, 1999 ; Sholkovitz et al, 1994).

En présence de l'eau de mer (O_2),



En se basant sur la réaction des oxyhydroxydes (Mesplede & Randon, 2004) en présence d'oxygène contenu dans l'eau de mer, on peut montrer que :



La réaction (2) permet d'obtenir de la magnétite ($Fe_2^{3+}Fe^{2+}O_4$). En présence d'oxygène (O_2) contenu dans l'eau mer, la magnétite ($Fe_2^{3+}Fe^{2+}O_4$) donne l'hématite ($Fe_2^{3+}O_3$), et à la surface sous les conditions tropicales l'hématite s'altère en goethite ($Fe^{2+} O^{2-}-(OH)$).

L'anomalie de l'yttrium (Y) peut être utilisée pour déterminer si l'eau de mer a joué un rôle dans la formation de BIFs. Tout d'abord, le cérium (Ce) et l'yttrium (Y) corrélerent entre eux dans les différents échantillons des formations ferrifères (Silicatées et Oxydées) rubanées (Figure VIII-2). Ensuite, la teneur des éléments de cérium et yttrium (Ce et Y) varient en fonction de la teneur de Fe_2O_3 et FeO (figures VIII-3 et VIII-4).

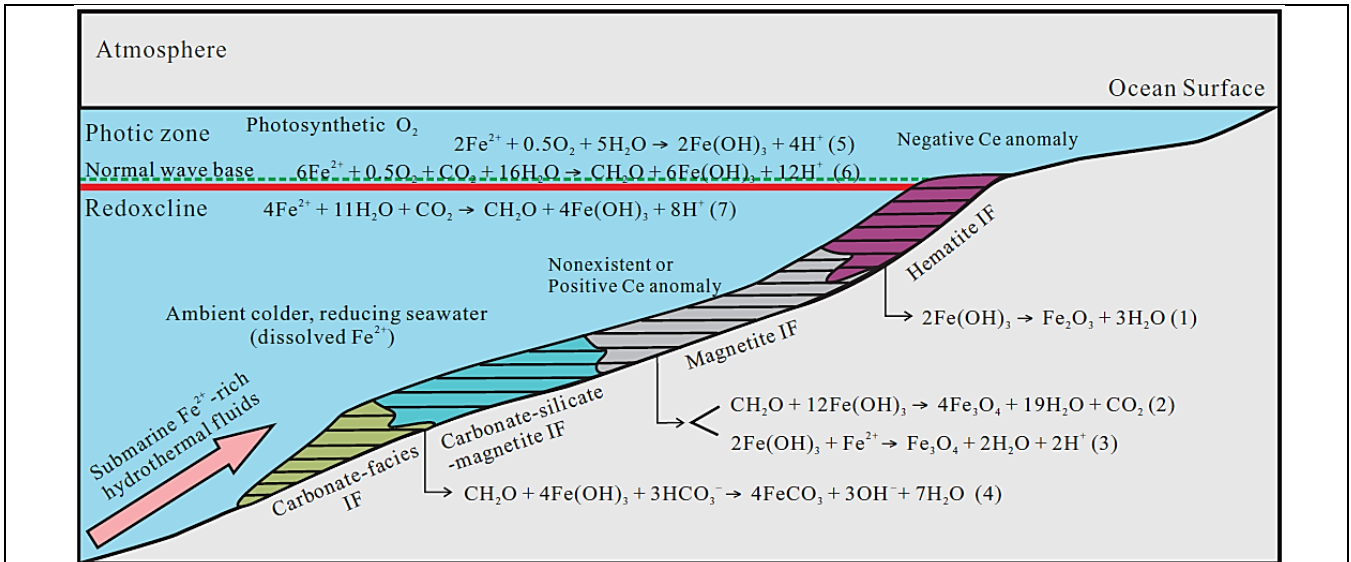


Figure VIII-2 : modèle de dépôt conceptuel pour le BIF Yuanjiaocun Paléoprotérozoïque (Wang et al, 2015). Les réactions (2) et (3) sont adaptées de (Beukes et Gutzmer, 2008 ; Ohmoto, 2003), respectivement. La réaction (4) est modifiée à partir de (Heiman, 2010). La réaction (6) provient de (Konhauser, 2002) et la réaction (7) est adaptée de (Kappler, 2005).

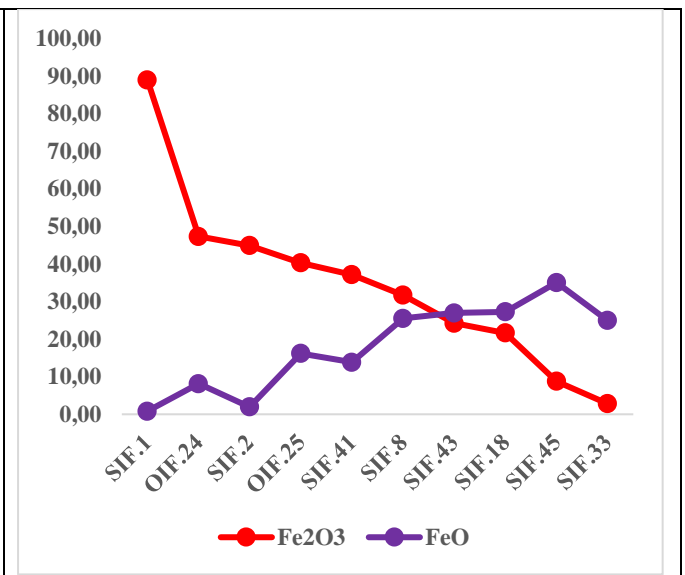
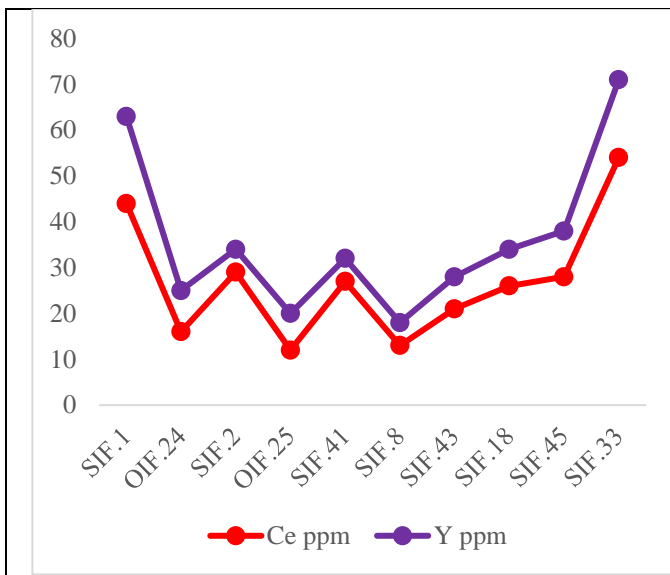


Figure VIII-3 : spectre d'évolution du cérium (Ce) et de l'yttrium (Y) dans les itabirites de la région de Nimba.

Figure VIII-4 : spectre d'évolution Fe_2O_3 et FeO dans les formations ferrifères rubanées de la région de Nimba.

La projection des formations ferrifères (Silicatées et Oxydées) rubanées de la région de Nimba datées de 2.614 Ga (Guerrot, 1996) sur la combinaison de courbes assez complexe de l'évolution des concentrations de CO_2 (Kasting, 2004 ; Kasting & Catling, 2003) de l'évolution de l'oxygène (Kasting, 2004 ; Kasting, 2001 ; Pavlov & Kasting, 2002), et d'abondance relative des formations de fer dans le Précambrien en fonction de la concentration d' O_2 dans l'atmosphère (Figure. VIII-5) ont été réalisées. Elles montrent tout d'abord que la quantité de CO_2 était importante dans l'atmosphère, ensuite le niveau de concentration d' O_2 dans l'océan était faible (inférieur à 10^{-5} ppm) à cette époque. Les roches vertes desquelles les formations ferrifères rubanées de la région de Nimba sont issues appartiennent au groupe des roches vertes



Photo VIII-4 : Bloc d'oxyde de fer ou le canga montrant des plissements (Gbié, Guinée).



Photo VIII-5 : Encroûtement d'oxyde de fer ou amas de fer (Gbié, Guinée).

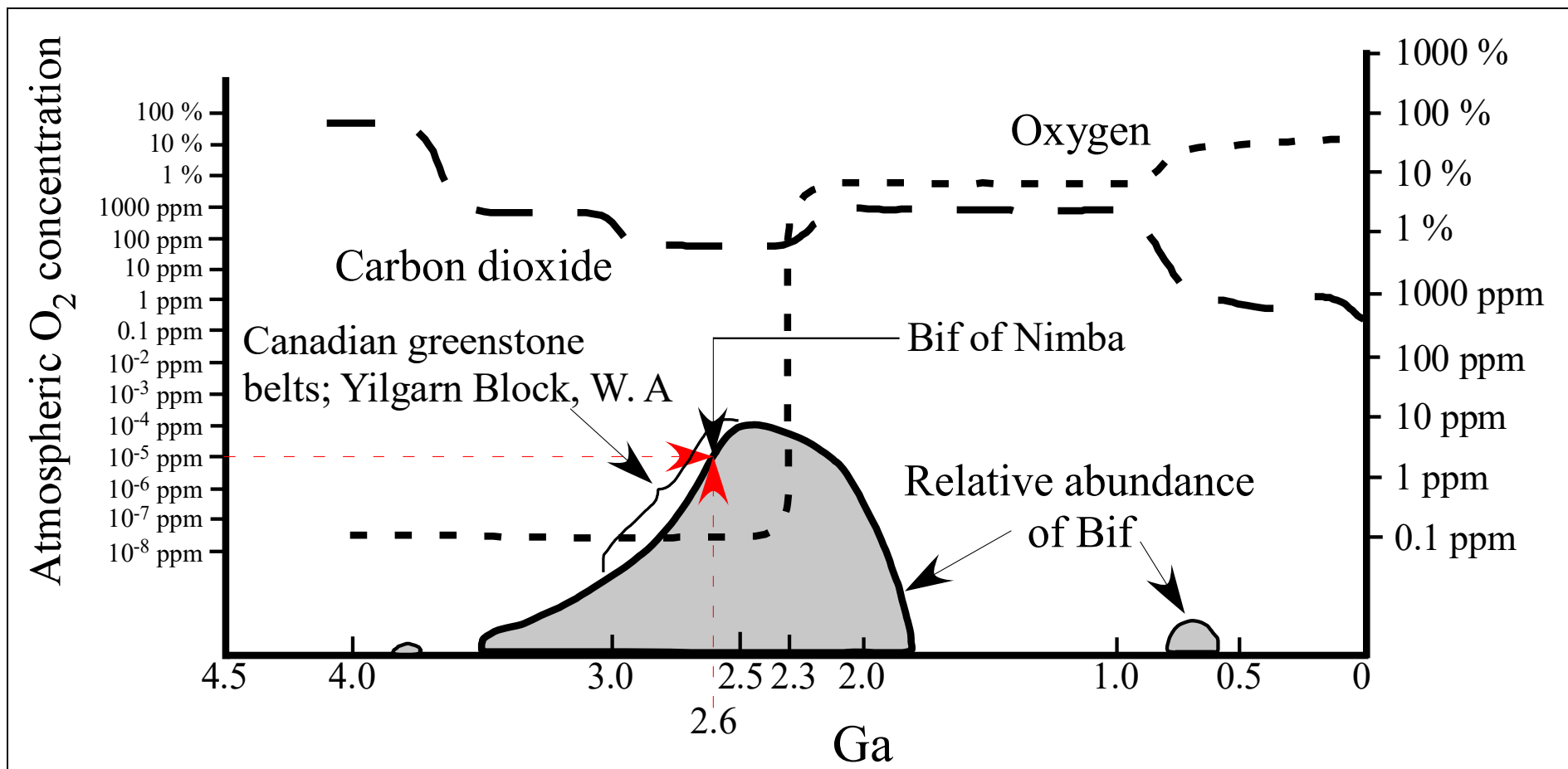


Figure VIII-5 : abondance relative de courbe pour le BIF dans le Précambrien ainsi que les courbes calculées pour l'évolution de l'oxygène et du dioxyde de carbone dans l'atmosphère (Kasting, 2004 ; Kasting & Catling, 2003 ; Kasting, 2001 ; Pavlov & Kasting, 2002 ; Klein, 2005).

Conclusion

A la suite des différentes études (terrains, pétrographiques, géochimiques, statistiques, métallogéniques) et méthodes analytiques (la géochimie des éléments majeurs et en traces, le microscope électronique à balayage) menés dans les différents districts de la région de Nimba. Nous pouvons dire que:

- ❖ le précambrien de la Guinée et du Libéria est remarquablement corrélable au précambrien du Brésil et du Venezuela. La similitude de l'âge entre certains métadiabases du Venezuela et les amphibolites du Libéria a été bien établie (Onstott & Dorbor, 1981);
- ❖ les études pétrographiques (macroscopiques et microscopiques) de la série de Nimba montre que sa partie inférieure est caractérisée par des formations métavolcaniques. Ces métavolcaniques sont mafiques et sont probablement des metabasaltes (Berge, 1973), alors que sa partie supérieure est caractérisée par des formations métasédimentaires constituées des formations de Monts Gbalm, Alpha et la chaîne de Tokadeh-Gangra-Yeulliton, y compris les formations de fer, totalement dépourvues de l'indication de l'activité volcanique ;
- ❖ le chimisme des roches amphibolitiques et granitiques de la région de Nimba montre qu'ils ont une tendance sub-alkaline. Les roches amphibolites ont un caractère tholéitique avec une affinité océanique d'où l'existence de la mer à cette époque, par contre les roches granitiques sont calco-alkalines mises en place par différenciation magmatique issues de la fusion partielle de basaltes hydratés;
- ❖ les études statistiques (corrélations de Bravais-Pearson et Analyse des composantes principales « ACP ») appliquées aux roches granitiques et amphibolitiques montrent des tendances qui sont liées à la différenciation magmatique (présente dans les granites et non dans les amphibolites);
- ❖ dans la région de Nimba, la chaîne Tokadeh-Gangra-Yeulliton est caractérisée par des itabirites oxydés à la surface et silicatés en profondeur alors que dans la chaîne de Nimba est constituée par des itabirites silicatés riches en hématite, et goéthite et en carbonate. Ces formations ferrifères rubanées sont associées aux minéraux index de métamorphismes ;
- ❖ les analyses chimiques des itabirites de la région de Nimba (Chaîne de Nimba et les monts Tokadeh-Gangra-Yeulliton) montrent que la teneur en fer est considérablement plus importante que celle de la formation de fer du socle Canadien (Lepp & Goldich, 1964);

- ❖ un des effets les plus évidents de la variation de faciès métamorphiques est la différence de granulométrie des itabirites. Les itabirites, le long de la chaîne de Nimba est de grain fin, alors que, dans la chaîne de Tokadeh-Gangra-Yeulliton, la formation de fer est de grain moyen à grossier;
- ❖ le métamorphisme régional, avec des conditions de pressions et de températures variables, a permis des variations granulométriques, minéralogiques et probablement laminaires dans les diverses formations de la région de Nimba.

Perspectives et Recommandation

- ❖ Poursuivre les analyses pétrographiques et minéralogiques des roches granites (en cours);
- ❖ Effectuer d'autres analyses sur les BIFs, tels que les inclusions fluides, la diffraction des rayons X (DRX) et l'infra-rouge (IR) ;
- ❖ Le développement d'un partenariat public-privé pour lever les fonds nécessaires afin de rendre le projet minier (une classe mondiale) viable et rentable ;
- ❖ Permettre le désenclavement de la région par la construction du chemin de fer à la fois le transport du minerai exploité mais aussi les personnes et leurs biens ;
- ❖ Faire une étude d'impact environnementale du projet avant toute exploitation minière.

Références Bibliographiques

- ABOUCAMI, W. BOHER, M. MICHARD, A. et ALBAREDE, F. (1990). - A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa an early stage of crustal accretion, - *J. Geophys. Res.*, 95, pp. 17.605 -17.629.
- AIT, O. S. (1986). - Modalités de mise en place d'un pluton granitique et ses relations avec la déformation régionale : l'exemple du granite hercynien d'Oulmès (Maroc central), - Thèse, Université de Rennes, France p. 224.
- ANGERER, T. HAGEMANN, S.G. et DANYUSHEVSKY L.V. (2012). - Geochemical evolution of the banded iron formation-hosted high-grade iron ore system in the Kooly an obbing greenstone belt, Western Australia, - *Economic Geology*, Vol. 107, pp. 599 - 644.
- BASSOT, J.P. et CAEN-VACHETTE, M. (1984). - Données géochronologiques et géochimiques nouvelles sur les granitoïdes de l'est Sénégal : implications sur l'histoire géologique du Birrimien de cette région. In : KLERKX J. MICHOT J. Eds, - *African geology*. Tervuren, Belgique, pp. 191 - 209.
- BASTA, F.F. MAURICE, A.E. FONTBOTE, L. et FAVARGER, P.Y. (2011). - Petrography and geochemistry of the banded iron formation (BIF) of Wadi Karim and Um Anab. Eastern Desert. Egypt : Implications for the origin of Neoproterozoic BIF, - *Precambrian Research*, 187, pp. 277 - 292.
- BEKKER, A. HOLLAND, D.H. WANG, P.L, RUMBLE, D. STEIN, H. J. HANNAH, J.L. COETZEE, L. L. et BEUKES, N. J. (2004). - Dating the rise of atmospheric oxygen, - *Nature*, Vol.427, pp. 117 - 120.
- BEUKES, N. J. et GUTZMER, J. (2008). - Origin and paleoenvironmental significance of major iron formations at the Archean-Paleoproterozoic boundary, - *Reviews in Economic Geology*, v. 15, pp. 5 - 47.
- BEKKER, A. SLACK, J.F. PLANASVSKY N. KRAPEZ, B. HOFMANN, A. KONHAUSER, K.O. et ROUXEL, O. (2010). - Iron-Formation : The Sedimentary Product of a Complex Interplay among Mantle. Tectonic. Oceanic. And Biospheric Processes, - *Economic Geology*, Vol. 105, pp. 467 - 508.
- BEKKER, A. PLANAVSKY, N. J. KRAPEZ, B. RASMUSSEN, B. HOFMANN, A. SLACK, J. F. ROUXEL, O. J. et KONHAUSER, K. O. (2014). - Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, *Treatise on Geochemistry* (2nd Edition), Iron Formations: Their Origins and Implications for Ancient Seawater Chemistry, 9, pp. 561 - 628.
- BESSELES, B. (1997). - Géologie de l'Afrique, Le Craton Ouest Africain. - *Mem. du BRGM*, 88, p. 403.
- BERGE, J. W. (1968). - A proposed structural and stratigraphic interpretation of the Nimba-Gbamb Rigde area Liberia, - *Geol. Mining Metallurgy Soc, Liberia Bull*, Vol. 3, pp. 28 - 47.

- BERGE, J. W. (1971). - Iron formation and supergene iron ores of the Goe Range area, Liberia, - *Econ. Geol.*, V.66, pp. 947 - 960.
- BERGE, J. W. (1973). - Geology of the Nimba concession Area, Nimba County, Liberia, Pt. I : *Geol. - Mining Metallurgy Society of Liberia Bulletin*, v. 5, pp. 29 - 92.
- BERGE, J.W. (1974). - Géologie, Géochemie et Origine de la Nimba Itabirite And Associated Rocks, Nimba Country, Liberia, - *Economic Geology*, Vol.69, pp. 80-92.
- BERGE, J.W. JOHANSSON, K. et JACK, J. (1977). - Geology and origin of the hematite ores of the Nimba range, Liberia. - *Econ. Géol.*, 72, pp. 582 - 607.
- BERING, D. BRINCKMANN, J. N'DOUNGOU, C. MAHMOUD, D. LOTHAR, G. et SEKOU, K. (1998). - Evaluation de l'inventaire des Ressources Minérales de Guinée, - Conakry, CPDM, p. 109.
- BERING, D. BRINCKMANN, J. CAMARA, N'D. DIAWARA, M. GAST, L. KEITA, S. GIRPUX, M. PATRICK, D. LEFEBVRE, J. J. et WRIGHT, L. (1998). - Evaluation de l'Inventaire des Ressources Minérales de Guinée. - N° de Projet : 94.2025.8. Hannover : BundesanstaltFürGeowissenschaftenundRohstoff, p. 116.
- BILLA, M. FEYBESS, J.L. BRONNER, G. LEROUGE, C. MELESI, J.P. TRAORE, S. et DIABY, S. (1999). - Les formations à quartzites rubanés ferrugineux des Monts Nimba et Simandou : des unités empilées tectoniquement, sur un « soubassement » plutonique Archéen (craton de Kénéma-Man), lors de l'orogène Eburnéen, - *C.R Acad. Sci. Earth & Planetary Sciences*, Vol.329, pp. 287 - 294.
- BLACK, R. BA, H. BALL, E. BERTRAND, J. M. BOULLIER, A. M. CABY, R. et WRIGHT, L. I. (1979). - Outline of the Pan-African geology of Adrar des Iforas (Republic of Mali). - *Geologische Rundschau*, 68 (2), pp. 543 - 564.
- BLENKINSOP, T. SCHMIDT MUMM, A. KUMI. R, et SANGMOR, S. (1994). - Structural geology of the Ashanti Gold Mine. - *Geologisches Jahrbuch, Reihe D, Heft 100*, pp. 131 - 153.
- BOHER, M. ABOUCHAMI, W. MICHARD, A. ALBAREDE, F. et ARNDT, N. T. (1992). - Crustal Growth in West Africa at 2.1Ga, - *Journal Géophysical Research*, 97 (B1), pp. 345 - 369.
- BONHOMME, M. (1962). - Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, - *Géol. Minéral* 5, p. 62.
- BULLIS, H.R. HUREAU, R.A. et PENNER, B.D. (1993). - Distribution of Gold and Sulphides at Lupin, Northwest Territories, - *Economic Geology*, Vol. 89, pp. 1217 - 1227.
- BOULLIER, A. M. LIEGIOS, J. P. BLACK, R. FABRE, J. SAUVAGE, M. et BERTRAND, J. M. (1986). - late Pan-African tectonics marking the transition from subduction-related calc-alkaline magmatism to within-plate alkaline granitoids (Adrar des Iforas, Mali). - *Tectonophysics*. 132 (1). pp. 233 - 246.

CABY, R. BERTRAND, J. M. et BLACK, R. (1981). - Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar Iforas segment, Central Sahatra. In : A Kroner (Editor), - Precambrian Plate tectonics. Elsevier, Amsterdam, pp. 407 - 434.

CABY, R. DELOR, C. et AGOH, O. (2000). - Lithologie, structure et métamorphisme des formations birimiennes dans la région d'Odienné (Côte d'Ivoire) : rôle majeur du diapirisme des plutons et des décrochements en bordure du craton de Man. - J. Afr. EarthSci, 30, pp. 351 - 374.

CABY, R. (2003). - Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar : a synthesis. - Journal of African Earth Sciences, 37, pp. 133 - 159.

CAHEN, L. SNELLING, N. J. DEHAL, J. et VAIL, J. R. (1984). - The Geochronology and Evolution of Africa. - Oxford Sciences Publication, London, p. 512.

CAMIL, J. TEMPIER, P. et PIN, C. (1983). - Age libérien des quartzites à magnétite de la région de Man (Côte d'Ivoire) et leur place dans l'orogène libérien. - C.R. Acad. Sci. Paris 296, pp. 149 - 151.

CAMIL, J. (1984). - Pétrographie, chronologie des ensembles granulitiques archéens et formations associées de la région de Man (Côte d'Ivoire). Implications pour l'histoire géologique du craton Ouest africain. - Thèse d'État, Univ. Abidjan, p. 306.

CASTLE, R. O. et Lindsley, D. H. (1993). - An exsolution silica-pump model for the origin of myrmekite, - Contributions to Mineralogy and Petrology, pp. 115 - 158.

CHAMPION, D.C. et SHERATON, J.W. (1997). - Geochemistry and Ndisotope systematics of Archaean of the Eastern Goldfields, Yilgarn Craton, Australia : implications for crustal growth processes. - Precambrian Res. 83, pp. 109 - 132.

CHAMPION, D.C. et SMITHIES, R. H. (1999). - Archaean granites of the Yilgarn and Pilbara cratons, Western Australia : secular changes. In : Barbarin, B. (Ed.), The Origin of Granites and Related Rocks IVth Hutton Symposium Abstracts Doc. BRGM 290, p. 137.

CLOUT, J.M.F. et SIMONSON, B.M. (2005). - Precambrian Iron Formations and Iron formation-Hosted Iron Ore Deposits, - Economic Geology. Vol. 100th Anniversary Volume. pp. 643 - 679.

COCHERIE, A. LEGENDRE, O. PEUCAT, J. J. et KOUAMELAN, A. (1998). - Geochronology of polygenetic monazite constrained by in situ electron microprobe Th-U-total Pb determination : implications for Pb behaviour in monazite, - Geochimica and Cosmochimica. Acta 62, pp. 2475 - 2497.

COLLIINS, W.J. (1993). - Melting of Archaean sialic crust under high a H₂O conditions : genesis of 3300 Ma Na-rich granitoids in the Mount Edgar Batholith, Pilbara Block, Western Australia. Precambrian Res. 60, pp. 151 - 174.

CONTE, M.S.M. BOUSHABA, A. and MOUKADIRI, A. (2018). - Petro-Geochemical and Statistic Studies of the Nimba Region in the Republic of Guinea, International Journal of Multidisciplinary and Current Research, Vol.6, pp. 256 - 272.

DEBON, F. LE FORT, P. (1983). - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations, - Trans, Roy, Soc, - Edinburgh Earth Sci, 73, pp. 135 - 149.

DOODY, A. (2006). - Petrology of banded iron formation and phyllite in the standard creek contact aureole, southern gravelly mountains. 19th Annual Keck Symposium (<http://keck.wooster.edu/publications>), pp. 117 - 182.

DORR, J. VAN. N. et BARBOSA, A. L. M. (1963). - Geology and ore deposits of the itabira district, Minas Gerais, Brazil; - U. S. Geol. Survey prof. 341c, p. 110.

EDIFOR, D.R. (Octobre 2009). -ArcelorMittal Liberia Mining, Yekepa Project Overview, A presentation prepared for Arcelor Mittal Liberia by the Exploration Geology Department, Presentation Slides. Tech. Rep. N°. 12 - 23.

EGAL, E. THIEBLEMONT, D. LAHONDERE, D. GUERROT, C. COSTEA, C. A. ILIESCU, D. DELOR, C. GOUJOU, J.C. LAFON, J.M. TEGYEY, M. DIABY, S. et KOLIE, P. (2002). - Late Eburnean granitization and tectonics along the western and north western margin of the Archean Kénéma–Man domain (Guinea, West African Craton). - Precamb. Res., 117, (1-2), pp. 57 - 84.

EINSENLOHR, B.N. et HIRDES, W. (1992). - The structural development of the early proterozoic Birimian and Tarkwaian rocks of southwest Ghana. West Africa. - J. Afr. Earth Sci, 14 (3), pp. 313 - 325

EL HADJ H. (2002). - Les minéralisations aurifères dans les formations ferrifères d’Aouéouat, Tasiast, Mauritanie. - Mémoire de Maîtrise. Université du Québec à Montréal (UCAM). p. 229.

ENGI, M. CHEBURKIN, A. K. et KOPPEL, V. (2002). - Nondestructive chemical dating of young monazite using XRF : 1. Design of a mini-probe, age data for samples from the Central Alps, and comparison to U–Pb (TIMS) data, - Chemical Geology, Vol. 191, issues 1-3, pp. 225 - 241.

FEYBESS, J.L. et MILESI, J.P. (1994). - The archean/Protéroic contact zone in West Africa : A mountain belt of decollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archean craton. - Precambrian Research 69, pp. 199 - 227.

FORCE, E. R. (1981). - Geology of Nimba County, Liberia, – Geology Survey Bulletin 1540, 604 South Pickett Street, Alexandria, VA 22.304, U.S. Geological Survey, p. 36.

FOUCAULT, A. et RAOULT, J. F. (2010). – Dictionnaire de géologie, 7^{ème} édition, Dunod, Paris, p. 388.

FRABRRIE, J. (1963). - Les formations cristallines et métamorphiques au NE de la province de Seville (Espagne), - Thèse, Univ Nancy, p. 267.

- FRIPP, R.E.P. (1976). - Stratabound Gold Deposits in Archaean BIF. Rhodesia, - Economic Geology, Vol. 71, pp. 58 - 75.
- FROST, C.D. FROST, B.R., CHAMBERLAIN, K.R. et HULSEBOSCH, T.P. (1998). - The Late Archaean history of the Wyoming province as recorded by granitic magmatism in the Wind River Range, Wyoming. - Precambrian Res. 98, pp. 145 - 173.
- GOLDSCHMIDT, A.B. SIMPOSYA, V.M. et MURRA, G.P. (Octobre, 2006). - Mineral Resource Estimates for Tokadeh, Gangra and Yuelliton Iron Ore Deposits, Liberia, West Africa, - Report Prepared for Mittal Steel by SRK consulting, Draft Report No 365344.
- GOLE, M.J. et KLEIN, C. (1981). - High-grade Archean banded iron-formations, Western Australia : Assemblages with coexisting pyroxenes \pm fayalite, - American Mineralogist, Vol. 66, pp. 87 - 99.
- GOLOUBINOV, R. et NICKLES, M. (1948). - Cartes géologique au 1:500 000 et Notices Explicative sur les feuilles KANKAN Ouest et Est. Dakar.
- GOODWIN, A.M. (1962). - Structure, stratigraphy, and origin of iron formations, Michipicoten area, Algoma District, Ontario, Canada, - Geological Society of America bulletin, Vol. 73, pp. 561 - 585.
- GOODWIN, A. M. (1973). - Archaean Iron-formations and Tectonic Basins of the Canadian Shield. - Economic Geology, Vol. 68, pp. 915 - 933.
- Google earth, Image 2017 CNES / Digital Globe, Données cartographiques. Image satellitaire de la région de Nimba disponible sur le lien : <https://www.google.fr/maps/@7.4331161,-8.3838118,32749a,35y,36.16t/data=!3m1!1e3>. Consulté le 06/062017.
- GROSS, G.A. (1965). - Principal Types of Iron-Formation and Derived Ores. - Annual General Meeting. Toronto. Transactions, Volume LXIX, pp. 41 - 44.
- GROSS, G.A. (1980). - A classification of iron formations based on depositional environments. - Canadian Mineralogist, Vol. 18, pp. 215 - 222.
- GROSS, G.A. (1983). - Tectonic systems and the deposition of iron-formation. - Precambrian Research, Vol. 20, pp. 171 - 187.
- GROSS, G.A. (1993). - Industrial and Genetic Models for Iron Ore in Iron Formations, - Geological Survey of Canada, Special Paper 40, pp. 151 - 170.
- GHOSH, R. et KUMAR BAIDYA, T. (2017). - Mesoarchean BIF and iron ores of the Badampahar greenstone belt, Iron Ore Group, East Indian Shield, - Journal of Asian Earth Sciences, volume. 150, pp. 25 - 44.
- GUERROT, C. (1996). - Résultats d'études sur les Monts Nimba, - note BRGM, DR/PCI 1.86/96 NL, p. 10.

GUERROT, C. (1998). - Résultats d'études sur les Monts Nimba, - note BRGM, SMN/ANA/ISO 98, 232, p. 17.

GUILBERT, J.M. et Park, C.F. Jr. 1986, The geology of ore deposits : New York, W.H. Freeman and Co, p. 985.

HALPIN, J. A. WHITE, R. W. CLARKE, G. L. et KELSEY, D. E. (2007). - The Proterozoic P-T-t Evolution of the Kemp Land Coast, East Antarctica ; constraints from Si-saturated and Si-under saturated metapelites, - Journal of Petrology 48 (7), pp. 1321 - 1349.

HASKIN, L. A. WILDEMAN, T. R. et HASKIN, M. A. (1968). - An accurate procedure for the determination of the rare earths by neutron activation, - Journal of Radio analytical Chemistry, 1, pp. 337-348.

HEIMANN, A. JOHNSON, C. M. BEARD, B. L. VALLEY, J. W. RODEN, E. E. SPICUZZA, M. J. et BEUKES, N. J. (2010). - Fe, C, and O isotope compositions of banded iron formation carbonates demonstrate a major role for dissimilatory iron reduction in ~2.5 Ga marine environments, - Earth and Planetary Science Letters, v. 294, pp. 8 - 18.

HEDGE, CARL, E., MARVIN, Richard F, et NASSER CHARLES, W. (1975). - Age province in the basement rocks of Liberia, - Journal of research of U.S. Geological Survey, vol. 3, No. 4, pp. 425 - 429.

HIRDES, W. DAVIS, D.W. et EISENLOHR, B.N. (1992). - Reassessment of Proterozoic granitoid ages in Ghana on the basis of U/Pb zircon and monazite dating. - Precamb. Res, 56, pp. 89 - 96.

HUBERT, H. (1917). - Precisions concernant la geologie de l'Afrique Occidentale, CR. som. des séances Soc. Géol. Fr, n° 9, p. 122.

HUBERT, H. (1919). -Etat actuel de nos connaissances sur la geologie de l'Afrique Occidentale, carte h. t. Paris, Larose, p. 12.

HURLEY, P. M. (1971). - Liberian Age Province (2,700 m. y.) and adjacent provinces in Liberia and Sierra Leone, - Geological Society of America bulletin, vol, 82, pp. 3485 - 3490.

HUSTON, D.L. et LOGAN, G.A. (2004). - Barite, BIFs and bugs : evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere, - Earth and Planetary Science Letters, Vol. 220, pp. 41 - 55

Institut National de la Statistique « INS ». -Répartition de la population par Région, -Préfecture et sexe. -disponible sur le lien <http://www.stat-guinee.org/index.php/statistiques/donnees-structurelles/demographie/30-population-region-pref-sex> (consulté le 05/07/2018).

ISLEY, A.E. et ABBOTT, D.H. (1999). Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation, - Journal of geophysical research, Vol. 104, pp. 461- 477.

IVRINE, T. N. et BARAGAR, W. R. A. (1971), - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, - Canadian Jour, Earth Sciences, 8, pp. 523 - 548.

- JAHN, B. AUVRAY, B. SHEN, Q. ZHANG, Z. DONG, Y. YE, X. ZHANG, Q. CORNICHE, J. et MACE, J. (1988). - Archaean crustal evolution in China : the Taishan complex, and evidence for juvenile crustal addition from long-term depleted mantle. *Precambrian Res.* 38, pp. 381 - 403.
- JAMES, H. L. (1983). - Chapitre 12, Distribution of BIF in space and time in *Developments in Precambrian Geology*, Vol. 6, pp. 471 - 490.
- JEBRAK, M. et MARCOUX, E. (2008). - *Géologie des ressources minérales*, - Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec, p. 667.
- KASTING, J. F. et CATLING, D. (2003). - Evolution of a habitable planet, - *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, 41, pp. 429- 463.
- KASTING, J. F. (2001). - The rise of atmospheric oxygen, - *Science*, 293, pp. 819 - 820.
- KASTING, J.F. (2004). - When methane made climate, - *Scientific American*, 291, pp. 78 - 85.
- KATO, Y. YAMAGUCHI, K.E. et OHMOTO, H. (2006). - Rare earth éléments in Precambrian banded iron formations : Secular changes of Ce and Eu anomalies and evolution of atmospheric oxygen, - *Geological Society of America, Memoir*, p. 198.
- KAPPLER, A. PASQUERO, C. KONHAUSER, K. O. NEWMAN, D. K. (2005). - Deposition of banded iron formation by anoxygenic phototrophic Fe(II)-oxidizing bacteria, - *Geology*, v. 33, pp. 865 - 868.
- KENNEDY, W. (1964), - The Structure différentiation of Africa in the Pan-African (500 m.y.) tectonic episode: - *Research Int. African Geol., Leeds 8th ann. Rep. Sci. Results*, p. 48.
- KLEIN, C. (2005). - Some Precambrian BIFs (BIFs) from around the world : their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origins, - *American Mineralogist*, 90, pp. 1473 -1499.
- KONHAUSER, K. O. HAMADE, T. MORRIS, R. C. FERRIS, F. G. SOUTHAM, G. RAISWELL, R. et CANFIELD, D. (2002). - Could bacteria have formed the Precambrian banded iron formations, - *Geology*, v. 30, pp. 1079 - 1082.
- KOUAMELAN, A. N. DELOR, C. et PEUCAT, J. J. (1997). - Geochronological evidence for reworking of Archean terrains during the Early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (ManRise-West African Craton). - *Precamb. Res.*, 86, (3-4), pp. 177 - 199.
- LAMOTTE, M. et ROUTHIER, P. (1943). - Monographie géologique du Mont Nimba. Contribution à l'étude de Birrimien d'A. O. F. - *Bull. Soc. Géol. France XIII*, pp. 113-124.
- LECLERC, J. (2017). - L'aménagement linguistique dans le monde. - Republic of Liberia. - disponible sur le lien <http://www.axl.cefan.ulaval.ca/afrique/liberia.htm> (consulté le 04/06/2018).

LEPRETRE, R. (2015). – Evolution phanérozoïque du Craton West Africain et ses bordures Nord et Ouest, Thèse de doctorat, Université paris-sud, Paris, p. 422.

LHOTKA, P.G. et NESBITT, B.E. (1989). - Geology of unmineralized and gold-bearing iron-formation, Contwoyto Lake-Point Lake région, Northwest Territories, Canada, - Canadian Journal Earth Sciences, Vol. 26, pp. 46 - 64.

LIÉGEOIS, J.P. CLAESSENS, W. CAMARA, D. et KLERKX, J. (1991). - Short-lived Eburnian orogeny in southern Mali. Geology, tectonics, U-Pb and Rb-Sr geochronology. - Precamb. Res. 50, pp. 111 - 136.

Liberian Geological Survey. (2014). - Geology, - disponible sur le lien <https://www.bgs.ac.uk/LGS/geology.html> (consulté le 15/05/2018).

Liberia Geological Survey, (LGS), (1983). - Summary of the Precambrian geology of Liberia, Contribution to IGCP project # 108/144, p. 26.

MAJUMBER, T. CHARKRABORTY, K.L. et BHATTACHARYYA, A. (1982). - Geochemistry of Banded Iron Formations of Orissa, - India, Mineral. Deposita, Vol.17, pp. 107-118.

MAMEDOV, V. I. BOUFFEV, Y.V. et NIKITINE, Y.A. (2010). - Géologie de la République de Guinée, - Géoprosoects Ltd, Moscou, Volume 1, p. 166.

MESPLEDE, J. et RANDON, J. (2004). - 100 manipulations de chimie générale et analytique Editions Bréal, p. 249.

MILESI, J.P. FEYBESS, J.L. LEDRU, P. DORMANGET, A. OUEDRAOGO, M.F. MARCOUX, E. PROST, A. VINCHON, C. SYLVAIN, J.P. JOHAN, V. TEGYEY, M. CALVEZ, J.Y. et LARGNY, P. (1989), - West African gold deposits in their lower Proterozoic lithostructural setting, -Chronique de la Recherche Minière, - Orléans, France, 497, pp. 3 - 98.

MISRA, K. (1999). - Understanding Mineral Deposits, - Kluwer Academic Publishers, p. 845.

MISRA, A. et RAUCQ, P. (1984). - Itabirites et minerais de fer des Monts Nimba (Guinée), - Ann, Soc. Geol, Belg, 107, pp. 285 - 301.

MOYEN, J.-F. MARTIN, H. JAYANANDA, M. et AUVRAY, B. (2003). - Late Archaean granites : a typology based on the Dharwar Craton (India), - Precambrian Research, Vol. 127, pp. 103 - 123.

NAKAMURA, N. (1974). - Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites, - Geochimica et Cosmochimica Acta 38, pp. 757 - 775.

NANZ, H. R. Jr. (1953). - Chemical composition of Precambrians lates with notes on the geological evaluation of lutites, - Jour. Geology, Vol. 65, pp. 51 - 64.

NIGGLI, P. (1954). - Rocks and Mineral Deposits : San Francisco, Freeman. p. 559.

- NOZAKI, H. OHTA, N. TAKANO, H. et WATANABE, M. M. (1999). - Re-examination of phylogenetic relationships within the colonial Volvocales (Chlorophyta) : an analysis of atpB and rbcL, gene sequences, - *J. Phycol.*, Vol. 35. pp. 104 - 112.
- OBERMULLER, A. ROQUES, M. (1946). - Discordance de la série antécambrienne du Simandou sur les gneiss de Guinée (A. O. F.). *C. R. Ac. Sc.*, t. 223, №26, Paris.
- OBERMUELLER, A. (1941).- Description pétrographique et étude géologique de la région forestière de la Guinée Française. - *Bull. №5, Serv. Min. A. O. F.*
- OHMOTO, H. (2003). - Non redox transformations of magnetite-hematite in hydrothermal systems, - *Economic Geology*, v. 98, pp.157–161.
- OLIVO, G.R. GAUTHIER, M. BARDOUX, M. LEA DE SA, E. FONSECA, J.T.F. et SANTANA, C. (1995). - Palladium-Bearing Gold Deposit Hosted by Proterozoic Lake Superior-Type Iron-Formation at the Cauê Iron Mine, Itabira District, Southern Sao Francisco Craton, Brazil : Geologic and Structural Controls, - *Economic Geology*, Vol. 90, p. 118 - 134.
- PAVLOV, A. A. et KASTING, J. J. (2002). - Mass-independent fractionation of sulfur isotopes in Archean sediments : Strong evidence for an anoxic Archean atmosphere, *Astrobiology*, 2, pp. 27 - 410.
- PEARCE, J.A. et CANN, J.R. (1971). - Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y, - *Earth Planet Sciences Letters*, 12, pp. 339 - 349.
- PEARCE, J.A. et CANN, J.R. (1973). - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, - *Earth Planet Sciences Letters*, 19 pp. 290 - 300.
- PEARCE, J.A. (1979). - Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan Ophiolites, - *Proc. Int. Ophiolite Symp.*, Cyprus (1979), pp. 261 - 272.
- PEARCE, J.A. et NOR, M.G. (1979). - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. - *Contrib. Mineral. Petrol.* 69, pp. 33 - 47.
- PICKARD, A.L. (2002). - SHRIMP U-Pb zircon ages for the Palaeoproterozoic Kuruman Iron Formation, Northern Cape province, South Africa : Evidence for simultaneous BIF deposition on Kaapvaal and Pilbara cratons, - *Precambrian Research*, Vol. 125, pp. 275 - 315.
- POMERENE, J. B. (1964). - Geology and ore deposits of the Belo Horizonte, Itabirite and Macacos Quadrangles, Minas Gerais, Brazil, - *U.S. Geol. Survey Professional Paper 341-D*, p. 84.
- POTREL, A. PEUCAT, J. J. FANNING, C. M. AUVRAY, B. BURG, C. et CARUBA, P. J. (1996). - 3,5 Ga old terrains in the West Africa Craton, Mauritania, - *Journal of the Geological Society*, London, Vol. 153, pp. 507 - 510.
- QUERRE, G. (1985). - Paléogéographie de la croûte continentale à l'Archéen : les granitoïdes tardifs (2.5–2.4 Ga) de Finlande Orientale. Ph.D. thesis, Univ. Rennes-1, France, p. 240.

- RAMBERG, H. (1952), -The origin of metamorphic and metasomatic rocks : Chicago, Uvni. Chicago Press, p. 317.
- RIBEIRO-RODRIGUES, L.C. GOUVEIA DE OLIVEIRA, C. et FRIEDRICH, G. (2007). - The Archaean BIF-hosted Cuiaba Gold deposit, Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, - Ore Geology Reviews 32, pp. 543 - 570.
- ROCCI, G. (1965). - Essai d'interprétation de mesure géochronologique, La structure de l'Ouest Africain, - In Coll.Inter. Geochronol, Nancy, Sci.Terre, X, pp. 461 - 478.
- ROUSSEL, J. LECROCHE, J. P. PONSARD, J. F. SOUGY, J. et VILLENEUVE, M. (1984). - Panafrican to hercynian deformations in the mauritanides and tectonic significance of gravity anomalies, - Tectonophysics 109 (1), pp. 41 - 59.
- ROUXEL, O.J. BEKKER, A. et EDWARDS, K.J. (2005). - Iron isotope constraints on the Archean and Paleoproterozoic Ocean redox state, - Science, Vol.307, pp. 1088 - 1091.
- SAAGER, R. MEYER, M. et MUFF, R. (1982). - Gold Distribution in Supracrustal Rocks from Archaean Geenston Belts of Southern Africa and from Paleozoic Complexes of the European Alps : Metallogenic and Geochemical Implications, - Economic Geology, Vol. 77, pp. 1 - 24.
- SAUNDERS, A.D. TARNEY, J. MARSH, N.G. et WOOD, D.A. (1979). - Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust : ageo chemical approach, - Proc. Int. Ophiolite Symp, Cyprus, pp. 193 - 204.
- SANCHEZ, R. L. et GEBAUER, D. (2000). - Mesozoic formation of pyroxenites and gabbros in the Ronda area (southern Spain), followed by Early Miocene subduction metamorphism and emplacement into the middle crust. U–Pb sensitive high-resolution ion microprobe dating of zircon, - Tectonophysics, Vol. 316, Issues 1-2, pp. 19 - 44.
- SCHILLING, J. G. (1973). - Iceland mantle plume : geochemical evidence along the Reykjanes Ridge, - Nature, 242, pp. 565 - 571.
- SCIUBA, M. (2013). - Mineralogy and geochemistry of the Banded Iron-Formation in the Svartliden gold deposit, northern Sweden, -Master of Science Exploration and Environmental Geosciences, - Luleå University of Technology, Luleå, p. 122.
- SESSIONS, A.L. DOUGHTY, D.M. WELANDER, P.V. SUMMONS, R.E. et NEWMAN, D.K. (2009). - The continuing puzzle of the Great Oxidation Event, - Current Biology, Vol.19, pp. 567 - 574.
- SHAND, S.J. (1943). -The Eruptive Rocks, second ed. John Wiley, New York. Volume 81, Issue 3, pp. 137 - 138.
- SHERVAIS, J. W. (1982). - Ti/V plotd and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, - Earth and Planetary Sciences Letters, 59, pp. 101 - 118.

- SHOLKOVITZ, E. R. L. ANDING, W. M. et LEWIS, B. L. (1994). –Ocean particle chemistry : The fractionation of rare earth éléments between suspended particles and seawater, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, pp. 1567 - 1579.
- SYLVESTER, P.J. (1994). - Archaean granite plutons. In : Condie, K.C. (Ed.), *Archaean Crustal Evolution. - Developments in Precambrian Geology*, vol. 11. Elsevier, Amsterdam, pp. 261 - 314.
- TAYLOR, S. R. et MCLENNAN, S. M. (1995). - The geochemical evolution of the continental crust, *Rev. - Geophys*, 33, pp. 241 - 265.
- THEUNISSEN, K. LENOIR, J. L. LIEGEOIS, J. P. DELVAUX, D. et MRUMA, A. (1992). - Empreinte Pan-Africaine majeure dans la chaîne ubendienne de Tanzanie sud-occidentale : géochronologie U-Pb sur zircon et contexte structural. - *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 314, Serie II, pp. 1355 - 1362.
- THIEBLEMONT, D. GOUNJOU, et J. BAH, M. (1999). - Carte Géologique au 1:200 000. Feuille N'ZÉRÉKORÉ NC-29-XXII et Notice Explicative. - BRGM, Orléans. CPDM, Conakry.
- THIEBLEMONT, D. GOUJOU, J-C. EGAL, E. COCHERIE, A. DELOR, C. LAFON, J-M. et FANING, C-M. (2004). - Archean evolution of the Leo Rise and its Eburnean reworking, - *J. African Earth Sciences*, 39, pp. 97 - 104.
- THOMAS, P. et DFEQUINOEY, O. (10/10/2011). - Les fers rubanés (Banded Iron Formation) de l'Archéen de Barberton, groupe de Fig Tree (-3,26 à -3,22 Ga), Afrique du Sud. [Online]. Disponible sur le lien : <http://planet-terre.ens-lyon.fr/image-de-la-semaine/Img364-2011-10-10.xml> [consulté le 02/08/2018].
- TRENDALL, A.F. et BLOCKLEY, (1970). - The iron formations of the Precambrian Hamersley group, Western Australia, - *Western Australian Geological Survey*, vol. 119, p. 366.
- TRENDALL, A.F. (1973). - Varve Cycles in the WeeliWolli Formation of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia, - *Economic Geology*, Vol. 68, pp. 1089 - 1097.
- UITTERDIJK APPEL, P.W. (1988). - On an Sn-W-bearing iron-formation in the Archaean Malene supracrustals, West Greenland, - *Precambrian Research*, Vol. 39, pp. 131 - 137.
- VIAL, D.S. ABREU, G.C. SCHUBER, G. et RIBEIRO-RODRIGUES, L.C. (2007). - Smaller gold deposits in the Archaean Rio das Velhas greenstone Quadrilatero Ferrifero, Brazil, - *Ore Geology Reviews* 32, pp. 651 - 673.
- VILLENEUVE, M. BONVALOT, S. et ALBOUY, Y. (1990). - L'agencement des chaînes (Panafricaines et Hercynienne) de la bordure occidentale du craton ouest africain. *Comptes Rendus Géosciences*, 338 (5), pp. 359 - 367.

VILLENEUVE. M, (2008). - Review of the orogenic belt on the western side of the West African Craton : the bassarides, Rokelides and Mauritanides. - Geological Society, London, Special Publications, Vol. 297, N° 1, pp. 169 - 201.

VILLENEUVE. M, (2005). - Paleozoic basins in West Africa and the Mauritanide trust belt. - Journal of African Earth Sciences, 43 (1), pp. 166 - 195.

WALLACE, R. M. (1965). - Geology and Mineralresources of the Pico de Itabirito district, Minas Gerias, Brazil, - U. S. Geological Survey Profesionnal Paper 341-F, p. 68.

WANG, C. KONHAUSER, K. O. et ZHANG, L. (2015). - Depositional Environment of the Paléoprotérozoïque Yuanjiacun Banded Iron Formation in Shanxi Province, - China, Economic Geology, v.110, pp. 1515 - 1539.

WASHINGTON, H. S. (1922). - Deccan traps and other plateau basalts, - Bull. Geol. Soc. America, Vol. 33, pp. 765 - 804.

WINDLEY, B.F. (1995). - The Evolving Continents, 3rd ed. Chester, John Wiley, p. 526.

WOTORSON, C. S. et BEHRENDT, J. C. (1974), - Aeromagnetic map of the Juazohn quadrangle, Liberia, - U.S. Geol. Survey Misc. Inv. Map 1-779-B, scale 1/250.000.

Annexes

Tableau 0-1 : Résultat des analyses géochimiques des roches schisteux et gneissiques de la région de Nimba

	Schistes					Gneiss				
	Schiste à chlorite		Micaschiste à biotite, à grenat et à sillimanite			Gneiss potassiques		Gneiss felsique		
	Sch.1	Sch.2	Sch.3	Sch.4	Sch.5	Gnp.1	Gnp.2	Gnf.1	Gnf.2	Gnf.3
SiO ₂ %	64.20	61.89	55.22	59.11	53.88	71.11	71.56	61.55	65.32	70.89
Al ₂ O ₃	15.33	10.37	16.66	20.66	18.46	14.71	14.07	23.26	16.74	16.08
Fe ₂ O ₃	2.22	2.70	1.18	3.05	1.77	0.85	1.40	0.92	2.15	0.70
FeO	6.18	7.72	4.45	6.28	7.94	1.33	1.04	0.43	1.83	1.44
TiO ₂	0.52	0.78	0.53	0.58	0.55	0.23	0.16	0.10	0.39	0.25
CaO	1.53	1.42	1.08	0.30	0.67	1.94	1.46	3.15	1.95	1.37
MgO	2.59	6.12	1.95	2.60	3.35	0.65	0.56	0.30	0.63	0.79
Na ₂ O	2.67	0.50	2.47	0.53	1.20	3.44	4.27	7.05	3.75	4.25
K ₂ O	2.60	1.40	8.33	3.07	4.75	4.80	3.88	1.70	4.46	4.18
MnO	0.07	0.11	0.01	0.08	0.09	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02
P ₂ O ₅	0.04	0.22	0.06	0.05	0.08	0.09	0.06	0.05	0.15	0.07
P_Feu	0.04	0.22	0.06	0.05	0.08	0.09	0.06	0.05	0.15	0.07
Total	97.99	93.44	91.99	96.59	92.71	99.26	98.55	98.59	97.60	100.11
As ppm	20	20	39	25	44	20	20	21	20	20
Ce	32	73	55	111	103	127	69	52	192	106
Co	24	39	27	37	30	10	5	5	10	7
Cr	242	338	416	537	451	217	192	130	195	255
Cu	377	180	69	137	180	130	571	156	151	103
Ni	36	110	91	99	90	18	22	27	54	16
Pb	400	115	125	87	139	169	608	159	186	119
Sb	73	15	10	10	10	17	75	30	25	11
V	110	138	98	125	120	30	16	7	34	26
Y	10	16	5	17	11	7	10	9	11	8
Zn	251	246	76	125	135	199	367	149	154	121

Tableau 0-2 : Résultat des analyses géochimiques de diverses roches de la région de Nimba

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂ %	56,1	63,3	54,6	45,6	50,6	53,9	59,7	56,3
Al ₂ O ₃						0,4	0,7	0,77
Fe ₂ O ₃	9,3	13	13	16	13,5	12,4	15,5	17,24
FeO		0,5		2,7	3,2	1,9	2,8	3,83
TiO ₂	5	2,9	2,8	11,9	9,9	16,8	12,5	5,09
CaO						0,2		0,1
MgO	13,2	7,1	9	6,6	5,5	4,5	1,6	2,54
Na ₂ O	9,3	11,4	12,7	11,1	9,5	0,4	0,5	1
K ₂ O	0,4	1,1	1,2	3,4	2,6		0,6	1,23
MnO			0,1	2,7	0,7	3,1	4,6	3,79
P ₂ O ₅						0,15		0,14

P_Feu						2,9	2,5	3,3
Total	84	99,3	93,4	100	95,5	96,65	101	95,33
Fe _{total}	5	13,5	2,8	14,87	13,42	18,89	14,58	9,31

1 : Schiste lité à quartz-amphibole, 2 : Schiste amphibolique lité à grain grossier, 3 : Schiste amphibolitique litées à grain fin, 4 : Amphibolite porphyroblastique, 5 : Basalte tholéiitique- Basalte de Deccan (Washington., 1922), 6 : phyllite de mont Gbalm, 7 : phyllite du mont Alpha, 8 : Moyen de 33 analyses du précambrien de Nimba (Nanz., 1953).

Tableau 0-3 : Corrélation des éléments majeurs des roches amphibolitiques et granitiques de la région de Nimba

	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O _{3t}	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂	
Al₂O₃		-0,0529 (18)	-0,0748 (18)	-0,1050 (18)	-0,2872 (18)	-0,2269 (18)	0,3022 (18)	0,1406 (18)	0,0945 (18)	0,0095 (18)	
		0,8348	0,7680	0,6784	0,2478	0,3652	0,2230	0,5779	0,7091	0,9703	
CaO	-0,0529 (18)		0,9546 (18)	-0,9192 (18)	0,8854 (18)	0,9500 (18)	-0,8289 (18)	0,2373 (18)	-0,9802 (18)	0,8463 (18)	
		0,8348	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,3431	0,0000	0,0000	
Fe₂O_{3t}	-0,0748 (18)	0,9546 (18)		-0,9245 (18)	0,8260 (18)	0,9457 (18)	-0,7873 (18)	0,3387 (18)	-0,9724 (18)	0,9442 (18)	
		0,7680	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,1691	0,0000	0,0000	
K₂O	-0,1050 (18)	-0,9192 (18)	-0,9245 (18)		-0,8358 (18)	-0,8995 (18)	0,5989 (18)	-0,4509 (18)	0,9419 (18)	-0,8599 (18)	
		0,6784	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0086	0,0604	0,0000	0,0000	
MgO	-0,2872 (18)	0,8854 (18)	0,8260 (18)	-0,8358 (18)		0,9248 (18)	-0,7363 (18)	0,2160 (18)	-0,9211 (18)	0,6503 (18)	
		0,2478	0,0000	0,0000		0,0000	0,0005	0,3892	0,0000	0,0035	
MnO	-0,2269 (18)	0,9500 (18)	0,9457 (18)	-0,8995 (18)	0,9248 (18)		-0,8184 (18)	0,1860 (18)	-0,9657 (18)	0,8261 (18)	
		0,3652	0,0000	0,0000	0,0000		0,0000	0,4600	0,0000	0,0000	
Na₂O	0,3022 (18)	-0,8289 (18)	-0,7873 (18)	0,5989 (18)	-0,7363 (18)	-0,8184 (18)		0,1647 (18)	0,7790 (18)	-0,6496 (18)	
		0,2230	0,0000	0,0001	0,0086	0,0005	0,0000		0,5136	0,0001	0,0035
P₂O₅	0,1406 (18)	0,2373 (18)	0,3387 (18)	-0,4509 (18)	0,2160 (18)	0,1860 (18)	0,1647 (18)		-0,3391 (18)	0,4695 (18)	
		0,5779	0,3431	0,1691	0,0604	0,3892	0,4600	0,5136		0,1686	0,0493
SiO₂	0,0945 (18)	-0,9802 (18)	-0,9724 (18)	0,9419 (18)	-0,9211 (18)	-0,9657 (18)	0,7790 (18)	-0,3391 (18)		-0,8738 (18)	
		0,7091	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,1686		0,0000	
TiO₂	0,0095 (18)	0,8463 (18)	0,9442 (18)	-0,8599 (18)	0,6503 (18)	0,8261 (18)	-0,6496 (18)	0,4695 (18)	-0,8738 (18)		
		0,9703	0,0000	0,0000	0,0000	0,0035	0,0000	0,0035	0,0493	0,0000	

Corrélation

Nombre

P-Value

Tableau 0-4 : Corrélation linéaire ou Bravais-Pearson des éléments en traces des roches granitiques et amphibolitiques de la région de Nimba

	As	Ba	Be	Bi	Cd	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu
As		-0,4867	-0,2999	0,4774	0,3349	-0,5180	0,5651	0,4937	-0,1289	0,2839	-0,0008	0,1098	-0,0549
		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
		0,0405	0,2266	0,0451	0,1743	0,0277	0,0145	0,0373	0,6103	0,2536	0,9976	0,6645	0,8288

Ba	-0,4867		0,2112	-0,4930	-0,5370	0,5933	-0,7662	-0,4565	0,1328	-0,7730	-0,3794	-0,4656	-0,0632
	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0405		0,4003	0,0376	0,0216	0,0094	0,0002	0,0569	0,5993	0,0002	0,1205	0,0515	0,8033
Be	-0,2999	0,2112		-0,1165	-0,1474	0,0054	-0,4233	-0,3630	0,6334	-0,3045	0,1250	0,1253	0,2114
	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,2266	0,4003		0,6452	0,5595	0,9832	0,0800	0,1387	0,0048	0,2192	0,6212	0,6203	0,3998
Bi	0,4774	-0,4930	-0,1165		0,0296	-0,5197	0,6492	0,5832	-0,1612	0,2905	0,0089	0,1548	-0,1867
	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0451	0,0376	0,6452		0,9071	0,0271	0,0036	0,0111	0,5229	0,2423	0,9721	0,5396	0,4583
Cd	0,3349	-0,5370	-0,1474	0,0296		-0,2506	0,3920	-0,0403	-0,3797	0,5031	0,2368	0,2598	0,1677
	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,1743	0,0216	0,5595	0,9071		0,3159	0,1076	0,8740	0,1202	0,0333	0,3442	0,2978	0,5060
Ce	-0,5180	0,5933	0,0054	-0,5197	-0,2506		-0,6811	-0,5517	0,0931	-0,6053	0,2870	0,1163	0,4585
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0277	0,0094	0,9832	0,0271	0,3159		0,0019	0,0176	0,7134	0,0078	0,2482	0,6457	0,0556
Co	0,5651	-0,7662	-0,4233	0,6492	0,3920	-0,6811		0,7243	-0,3906	0,7902	0,1481	0,3109	-0,1922
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0145	0,0002	0,0800	0,0036	0,1076	0,0019		0,0007	0,1090	0,0001	0,5576	0,2093	0,4448
Cr	0,4937	-0,4565	-0,3630	0,5832	-0,0403	-0,5517	0,7243		-0,0290	0,3411	-0,1684	-0,0526	-0,3564
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0373	0,0569	0,1387	0,0111	0,8740	0,0176	0,0007		0,9092	0,1659	0,5042	0,8359	0,1466
Cs	-0,1289	0,1328	0,6334	-0,1612	-0,3797	0,0931	-0,3906	-0,0290		-0,4338	0,0247	-0,0227	0,0910
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)
	0,6103	0,5993	0,0048	0,5229	0,1202	0,7134	0,1090	0,9092		0,0721	0,9226	0,9287	0,7195
Cu	0,2839	-0,7730	-0,3045	0,2905	0,5031	-0,6053	0,7902	0,3411	-0,4338		0,1886	0,2776	-0,0533
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)
	0,2536	0,0002	0,2192	0,2423	0,0333	0,0078	0,0001	0,1659	0,0721		0,4535	0,2647	0,8337
Dy	-0,0008	-0,3794	0,1250	0,0089	0,2368	0,2870	0,1481	-0,1684	0,0247	0,1886		0,9733	0,7575
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)
	0,9976	0,1205	0,6212	0,9721	0,3442	0,2482	0,5576	0,5042	0,9226	0,4535		0,0000	0,0003
Er	0,1098	-0,4656	0,1253	0,1548	0,2598	0,1163	0,3109	-0,0526	-0,0227	0,2776	0,9733		0,6476
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)
	0,6645	0,0515	0,6203	0,5396	0,2978	0,6457	0,2093	0,8359	0,9287	0,2647	0,0000		0,0037
Eu	-0,0549	-0,0632	0,2114	-0,1867	0,1677	0,4585	-0,1922	-0,3564	0,0910	-0,0533	0,7575	0,6476	
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	
	0,8288	0,8033	0,3998	0,4583	0,5060	0,0556	0,4448	0,1466	0,7195	0,8337	0,0003	0,0037	
Ga	0,1438	-0,4794	0,4001	0,0598	0,3842	-0,3408	0,0944	-0,1367	0,2784	0,2517	0,2911	0,2943	0,3206
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,5691	0,0441	0,0999	0,8135	0,1155	0,1664	0,7096	0,5887	0,2632	0,3137	0,2412	0,2358	0,1945
Gd	-0,2321	-0,0249	0,0513	-0,2461	0,0448	0,7205	-0,2429	-0,3786	0,0960	-0,1549	0,8535	0,7314	0,8066
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,3540	0,9219	0,8398	0,3249	0,8600	0,0007	0,3314	0,1213	0,7047	0,5393	0,0000	0,0006	0,0001
Ge	0,5770	-0,8856	-0,1427	0,5958	0,3364	-0,8106	0,8343	0,6008	-0,0600	0,7573	0,1057	0,2475	-0,1869
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0122	0,0000	0,5721	0,0091	0,1723	0,0000	0,0000	0,0084	0,8130	0,0003	0,6763	0,3220	0,4578
Hf	-0,4170	0,7048	-0,0379	-0,4029	-0,2238	0,8384	-0,5287	-0,5021	-0,0401	-0,5876	0,0857	0,0043	0,1313
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0851	0,0011	0,8812	0,0973	0,3719	0,0000	0,0241	0,0337	0,8746	0,0103	0,7351	0,9865	0,6034
Ho	0,0883	-0,4653	0,1422	0,1205	0,2642	0,0891	0,3008	-0,0616	-0,0159	0,2947	0,9698	0,9951	0,6405
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,7276	0,0517	0,5737	0,6338	0,2894	0,7253	0,2252	0,8081	0,9501	0,2352	0,0000	0,0000	0,0042
In	0,5097	-0,6719	-0,0503	0,6448	0,5122	-0,7222	0,8292	0,4358	-0,2275	0,7028	0,1139	0,2768	-0,0907
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0307	0,0023	0,8428	0,0039	0,0297	0,0007	0,0000	0,0707	0,3639	0,0011	0,6526	0,2661	0,7205
La	-0,5005	0,4943	0,0522	-0,5126	-0,2121	0,9748	-0,6545	-0,5356	0,1158	-0,5463	0,4034	0,2232	0,6001
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0344	0,0371	0,8370	0,0296	0,3982	0,0000	0,0032	0,0220	0,6472	0,0190	0,0969	0,3733	0,0085
Li	-0,0646	0,1964	0,4166	-0,0300	-0,2402	0,5191	-0,3657	-0,1126	0,5720	-0,4831	0,3265	0,2405	0,4493
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,7991	0,4347	0,0854	0,9058	0,3369	0,0273	0,1356	0,6565	0,0131	0,0422	0,1860	0,3363	0,0614
Lu	0,2797	-0,5959	0,1053	0,4156	0,3748	-0,2592	0,5802	0,1365	-0,0928	0,4313	0,7575	0,8770	0,3013
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,2610	0,0091	0,6777	0,0863	0,1254	0,2989	0,0116	0,5891	0,7142	0,0739	0,0003	0,0000	0,2244

Mo	-0,2613	0,2178	0,5513	-0,2411	-0,1490	0,1022	-0,5999	-0,5047	0,5351	-0,3379	-0,2934	-0,3764	-0,0371
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,2950	0,3853	0,0177	0,3352	0,5551	0,6866	0,0085	0,0327	0,0221	0,1702	0,2373	0,1237	0,8838
Nb	-0,3891	0,4860	0,3448	-0,3874	-0,2306	0,7803	-0,5009	-0,4905	0,3607	-0,5053	0,3931	0,3112	0,3532
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,1105	0,0409	0,1611	0,1122	0,3573	0,0001	0,0342	0,0388	0,1415	0,0324	0,1066	0,2087	0,1505
Nd	-0,4484	0,4168	0,0329	-0,4618	-0,1681	0,9650	-0,5824	-0,5014	0,1103	-0,4884	0,4872	0,3137	0,6470
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0620	0,0853	0,8968	0,0537	0,5048	0,0000	0,0112	0,0340	0,6631	0,0398	0,0403	0,2049	0,0037
Ni	0,4129	-0,6234	-0,4188	0,6257	0,1144	-0,6214	0,8875	0,9141	-0,2392	0,6251	-0,0363	0,0992	-0,3492
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0886	0,0057	0,0837	0,0055	0,6514	0,0059	0,0000	0,0000	0,3390	0,0055	0,8862	0,6952	0,1555
Pb	-0,4132	0,4055	0,4842	-0,3941	-0,2044	0,3041	-0,8134	-0,5485	0,5094	-0,5832	-0,2961	-0,4196	-0,0907
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0883	0,0950	0,0417	0,1056	0,4159	0,2199	0,0000	0,0184	0,0308	0,0111	0,2328	0,0830	0,7205
Pr	-0,4764	0,4545	0,0435	-0,4875	-0,1905	0,9738	-0,6211	-0,5205	0,1184	-0,5180	0,4435	0,2658	0,6192
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0456	0,0581	0,8638	0,0402	0,4488	0,0000	0,0059	0,0268	0,6397	0,0277	0,0653	0,2864	0,0061
Rb	-0,4243	0,5434	0,4049	-0,4502	-0,2875	0,5918	-0,8438	-0,5167	0,6148	-0,7622	-0,1786	-0,3197	0,0147
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0793	0,0198	0,0956	0,0608	0,2473	0,0097	0,0000	0,0281	0,0066	0,0002	0,4782	0,1959	0,9538
Sb	0,8265	-0,5279	-0,3600	0,4381	0,2557	-0,5109	0,5988	0,3034	-0,2361	0,4564	0,0795	0,2006	-0,0741
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0000	0,0243	0,1422	0,0690	0,3059	0,0302	0,0087	0,2210	0,3456	0,0569	0,7538	0,4248	0,7700
Sm	-0,3820	0,2602	0,0551	-0,3893	-0,0787	0,9042	-0,4722	-0,4787	0,1273	-0,3826	0,6474	0,4892	0,7217
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,1178	0,2971	0,8280	0,1103	0,7562	0,0000	0,0478	0,0444	0,6146	0,1171	0,0037	0,0394	0,0007
Sn	0,1445	-0,2782	0,6506	0,2085	0,2553	-0,1416	0,1632	-0,0693	0,3835	0,1221	0,5656	0,6195	0,4541
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,5672	0,2636	0,0035	0,4063	0,3065	0,5751	0,5176	0,7848	0,1162	0,6293	0,0144	0,0061	0,0584
Sr	-0,2338	0,6658	0,0180	-0,3773	-0,3818	0,4169	-0,5250	-0,1992	0,0273	-0,5327	-0,2237	-0,3253	0,2841
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,3503	0,0026	0,9435	0,1227	0,1179	0,0852	0,0253	0,4281	0,9145	0,0228	0,3723	0,1878	0,2533
Ta	-0,2767	0,3979	0,6219	-0,2739	-0,3196	0,4124	-0,3704	-0,3726	0,5212	-0,3826	0,3371	0,3327	0,1995
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,2664	0,1020	0,0059	0,2714	0,1960	0,0890	0,1303	0,1278	0,0265	0,1171	0,1713	0,1773	0,4275
Tb	-0,1618	-0,1620	0,0825	-0,1445	0,1307	0,5619	-0,0658	-0,3034	0,0330	0,0043	0,9505	0,8718	0,8017
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,5212	0,5209	0,7450	0,5674	0,6051	0,0152	0,7953	0,2209	0,8966	0,9866	0,0000	0,0000	0,0001
Th	-0,4546	0,4720	0,0287	-0,4276	-0,1231	0,7008	-0,7132	-0,5330	0,2671	-0,6344	-0,1539	-0,3040	-0,0197
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0580	0,0479	0,9099	0,0767	0,6264	0,0012	0,0009	0,0228	0,2840	0,0047	0,5421	0,2201	0,9383
Tm	0,2516	-0,5398	0,1775	0,2734	0,3269	-0,1035	0,4273	0,0394	-0,0050	0,3274	0,8845	0,9612	0,5064
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,3139	0,0208	0,4810	0,2724	0,1855	0,6827	0,0769	0,8766	0,9843	0,1848	0,0000	0,0000	0,0320
U	-0,2963	0,2764	0,4793	-0,2776	-0,1911	0,1592	-0,6252	-0,4440	0,4441	-0,3128	-0,2679	-0,3651	-0,0660
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,2325	0,2669	0,0441	0,2646	0,4474	0,5281	0,0055	0,0649	0,0649	0,2063	0,2825	0,1363	0,7947
V	0,6010	-0,7482	-0,3113	0,6438	0,5338	-0,6380	0,9381	0,5210	-0,3863	0,7360	0,2604	0,4255	-0,0470
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0083	0,0004	0,2086	0,0039	0,0225	0,0044	0,0000	0,0266	0,1134	0,0005	0,2967	0,0784	0,8531
W	0,3900	-0,4643	0,1644	0,8650	0,1155	-0,5284	0,5817	0,4626	0,0637	0,2302	0,1935	0,3386	-0,0146
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,1096	0,0522	0,5146	0,0000	0,6482	0,0242	0,0113	0,0532	0,8016	0,3580	0,4418	0,1693	0,9540
Y	0,1076	-0,4938	0,1654	0,1288	0,3134	0,1022	0,3008	-0,0540	0,0070	0,3073	0,9750	0,9873	0,7150
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,6710	0,0373	0,5120	0,6105	0,2053	0,6867	0,2251	0,8315	0,9779	0,2149	0,0000	0,0000	0,0009
Yb	0,1710	-0,5456	0,1342	0,3246	0,3574	-0,1404	0,4931	0,0284	-0,1261	0,4196	0,8411	0,9337	0,4116
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,4976	0,0192	0,5954	0,1888	0,1453	0,5784	0,0376	0,9109	0,6181	0,0830	0,0000	0,0000	0,0896
Zn	0,5539	-0,8009	-0,1375	0,5871	0,5834	-0,5609	0,8418	0,4194	-0,2650	0,6917	0,4585	0,5895	0,2185
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0171	0,0001	0,5863	0,0104	0,0110	0,0155	0,0000	0,0832	0,2879	0,0015	0,0557	0,0100	0,3838

Zr	-0,4315	0,7240	0,0877	-0,4395	-0,1676	0,8637	-0,6210	-0,5789	0,0588	-0,6714	0,0931	-0,0083	0,2445
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0738	0,0007	0,7294	0,0680	0,5062	0,0000	0,0060	0,0118	0,8168	0,0023	0,7134	0,9739	0,3282

	Ga	Gd	Ge	Hf	Ho	In	La	Li	Lu	Mo	Nb	Nd	Ni
As	0,1438	-0,2321	0,5770	-0,4170	0,0883	0,5097	-0,5005	-0,0646	0,2797	-0,2613	-0,3891	-0,4484	0,4129
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,5691	0,3540	0,0122	0,0851	0,7276	0,0307	0,0344	0,7991	0,2610	0,2950	0,1105	0,0620	0,0886
Ba	-0,4794	-0,0249	-0,8856	0,7048	-0,4653	-0,6719	0,4943	0,1964	-0,5959	0,2178	0,4860	0,4168	-0,6234
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0441	0,9219	0,0000	0,0011	0,0517	0,0023	0,0371	0,4347	0,0091	0,3853	0,0409	0,0853	0,0057
Be	0,4001	0,0513	-0,1427	-0,0379	0,1422	-0,0503	0,0522	0,4166	0,1053	0,5513	0,3448	0,0329	-0,4188
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0999	0,8398	0,5721	0,8812	0,5737	0,8428	0,8370	0,0854	0,6777	0,0177	0,1611	0,8968	0,0837
Bi	0,0598	-0,2461	0,5958	-0,4029	0,1205	0,6448	-0,5126	-0,0300	0,4156	-0,2411	-0,3874	-0,4618	0,6257
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,8135	0,3249	0,0091	0,0973	0,6338	0,0039	0,0296	0,9058	0,0863	0,3352	0,1122	0,0537	0,0055
Cd	0,3842	0,0448	0,3364	-0,2238	0,2642	0,5122	-0,2121	-0,2402	0,3748	-0,1490	-0,2306	-0,1681	0,1144
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,1155	0,8600	0,1723	0,3719	0,2894	0,0297	0,3982	0,3369	0,1254	0,5551	0,3573	0,5048	0,6514
Ce	-0,3408	0,7205	-0,8106	0,8384	0,0891	-0,7222	0,9748	0,5191	-0,2592	0,1022	0,7803	0,9650	-0,6214
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,1664	0,0007	0,0000	0,0000	0,7253	0,0007	0,0000	0,0273	0,2989	0,6866	0,0001	0,0000	0,0059
Co	0,0944	-0,2429	0,8343	-0,5287	0,3008	0,8292	-0,6545	-0,3657	0,5802	-0,5999	-0,5009	-0,5824	0,8875
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,7096	0,3314	0,0000	0,0241	0,2252	0,0000	0,0032	0,1356	0,0116	0,0085	0,0342	0,0112	0,0000
Cr	-0,1367	-0,3786	0,6008	-0,5021	-0,0616	0,4358	-0,5356	-0,1126	0,1365	-0,5047	-0,4905	-0,5014	0,9141
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,5887	0,1213	0,0084	0,0337	0,8081	0,0707	0,0220	0,6565	0,5891	0,0327	0,0388	0,0340	0,0000
Cs	0,2784	0,0960	-0,0600	-0,0401	-0,0159	-0,2275	0,1158	0,5720	-0,0928	0,5351	0,3607	0,1103	-0,2392
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,2632	0,7047	0,8130	0,8746	0,9501	0,3639	0,6472	0,0131	0,7142	0,0221	0,1415	0,6631	0,3390
Cu	0,2517	-0,1549	0,7573	-0,5876	0,2947	0,7028	-0,5463	-0,4831	0,4313	-0,3379	-0,5053	-0,4884	0,6251
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,3137	0,5393	0,0003	0,0103	0,2352	0,0011	0,0190	0,0422	0,0739	0,1702	0,0324	0,0398	0,0055
Dy	0,2911	0,8535	0,1057	0,0857	0,9698	0,1139	0,4034	0,3265	0,7575	-0,2934	0,3931	0,4872	-0,0363
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,2412	0,0000	0,6763	0,7351	0,0000	0,6526	0,0969	0,1860	0,0003	0,2373	0,1066	0,0403	0,8862
Er	0,2943	0,7314	0,2475	0,0043	0,9951	0,2768	0,2232	0,2405	0,8770	-0,3764	0,3112	0,3137	0,0992
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,2358	0,0006	0,3220	0,9865	0,0000	0,2661	0,3733	0,3363	0,0000	0,1237	0,2087	0,2049	0,6952
Eu	0,3206	0,8066	-0,1869	0,1313	0,6405	-0,0907	0,6001	0,4493	0,3013	-0,0371	0,3532	0,6470	-0,3492
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,1945	0,0001	0,4578	0,6034	0,0042	0,7205	0,0085	0,0614	0,2244	0,8838	0,1505	0,0037	0,1555
Ga		0,0625	0,4743	-0,5750	0,2932	0,4283	-0,2118	0,2317	0,3052	0,4357	-0,1431	-0,2096	-0,0510
		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
		0,8052	0,0468	0,0125	0,2376	0,0762	0,3987	0,3548	0,2182	0,0707	0,5710	0,4039	0,8408
Gd	0,0625		-0,3017	0,4379	0,7117	-0,2992	0,8011	0,5261	0,3585	-0,1096	0,6435	0,8591	-0,3305
	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,8052		0,2237	0,0692	0,0009	0,2278	0,0001	0,0249	0,1441	0,6651	0,0040	0,0000	0,1804
Ge	0,4743	-0,3017		-0,8058	0,2420	0,7868	-0,7456	-0,2446	0,4979	-0,1276	-0,5688	-0,6893	0,7390
	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0468	0,2237		0,0001	0,3332	0,0001	0,0004	0,3280	0,0355	0,6138	0,0138	0,0016	0,0005
Hf	-0,5750	0,4379	-0,8058		-0,0228	-0,5365	0,7193	0,2920	-0,1628	-0,0666	0,7894	0,7137	-0,5540
	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0125	0,0692	0,0001		0,9286	0,0217	0,0008	0,2398	0,5185	0,7930	0,0001	0,0009	0,0171
Ho	0,2932	0,7117	0,2420	-0,0228		0,2648	0,1991	0,1871	0,8760	-0,3865	0,2760	0,2876	0,0915
	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,2376	0,0009	0,3332	0,9286		0,2883	0,4283	0,4571	0,0000	0,1131	0,2676	0,2471	0,7179
In	0,4283	-0,2992	0,7868	-0,5365	0,2648		-0,6906	-0,2136	0,5910	-0,2721	-0,3845	-0,6350	0,6204
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0762	0,2278	0,0001	0,0217	0,2883		0,0015	0,3948	0,0098	0,2747	0,1152	0,0046	0,0060
La	-0,2118	0,8011	-0,7456	0,7193	0,1991	-0,6906		0,5626	-0,2022	0,1029	0,7327	0,9909	-0,5921

	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,3987	0,0001	0,0004	0,0008	0,4283	0,0015		0,0151	0,4211	0,6846	0,0005	0,0000	0,0096
Li	0,2317	0,5261	-0,2446	0,2920	0,1871	-0,2136	0,5626		-0,0179	0,3126	0,6822	0,5769	-0,2699
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,3548	0,0249	0,3280	0,2398	0,4571	0,3948	0,0151		0,9439	0,2066	0,0018	0,0122	0,2787
Lu	0,3052	0,3585	0,4979	-0,1628	0,8760	0,5910	-0,2022	-0,0179		-0,4284	0,0815	-0,1080	0,3209
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)
	0,2182	0,1441	0,0355	0,5185	0,0000	0,0098	0,4211	0,9439		0,0761	0,7479	0,6697	0,1941
Mo	0,4357	-0,1096	-0,1276	-0,0666	-0,3865	-0,2721	0,1029	0,3126	-0,4284		0,1587	0,0450	-0,5539
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)
	0,0707	0,6651	0,6138	0,7930	0,1131	0,2747	0,6846	0,2066	0,0761		0,5293	0,8594	0,0171
Nb	-0,1431	0,6435	-0,5688	0,7894	0,2760	-0,3845	0,7327	0,6822	0,0815	0,1587		0,7479	-0,5174
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)
	0,5710	0,0040	0,0138	0,0001	0,2676	0,1152	0,0005	0,0018	0,7479	0,5293		0,0004	0,0279
Nd	-0,2096	0,8591	-0,6893	0,7137	0,2876	-0,6350	0,9909	0,5769	-0,1080	0,0450	0,7479		-0,5499
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)
	0,4039	0,0000	0,0016	0,0009	0,2471	0,0046	0,0000	0,0122	0,6697	0,8594	0,0004		0,0181
Ni	-0,0510	-0,3305	0,7390	-0,5540	0,0915	0,6204	-0,5921	-0,2699	0,3209	-0,5539	-0,5174	-0,5499	
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	
	0,8408	0,1804	0,0005	0,0171	0,7179	0,0060	0,0096	0,2787	0,1941	0,0171	0,0279	0,0181	
Pb	0,1548	-0,0213	-0,4549	0,1405	-0,4030	-0,5777	0,2787	0,2553	-0,5292	0,8188	0,2098	0,2115	-0,6771
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,5396	0,9331	0,0579	0,5781	0,0973	0,0120	0,2628	0,3065	0,0239	0,0000	0,4034	0,3994	0,0020
Pr	-0,2155	0,8320	-0,7175	0,7209	0,2402	-0,6670	0,9969	0,5726	-0,1571	0,0814	0,7463	0,9981	-0,5733
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,3906	0,0000	0,0008	0,0007	0,3369	0,0025	0,0000	0,0130	0,5337	0,7482	0,0004	0,0000	0,0129
Rb	0,0011	0,2064	-0,6105	0,4570	-0,3319	-0,6589	0,5428	0,5289	-0,4965	0,7073	0,5586	0,4903	-0,6893
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,9964	0,4112	0,0071	0,0565	0,1785	0,0029	0,0199	0,0240	0,0361	0,0010	0,0160	0,0389	0,0016
Sb	0,2208	-0,1804	0,6569	-0,3803	0,1811	0,5930	-0,4927	-0,2109	0,3696	-0,1961	-0,3446	-0,4510	0,3809
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,3786	0,4737	0,0031	0,1195	0,4721	0,0095	0,0377	0,4009	0,1311	0,4354	0,1614	0,0603	0,1189
Sm	-0,1144	0,9438	-0,5653	0,6453	0,4645	-0,5205	0,9445	0,5803	0,0848	-0,0044	0,7514	0,9766	-0,4924
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,6514	0,0000	0,0145	0,0038	0,0521	0,0268	0,0000	0,0116	0,7379	0,9862	0,0003	0,0000	0,0379
Sn	0,5900	0,2932	0,2923	-0,1862	0,6093	0,4481	-0,0393	0,4446	0,6464	0,1389	0,3009	0,0038	0,0090
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0100	0,2377	0,2392	0,4593	0,0073	0,0622	0,8769	0,0645	0,0037	0,5826	0,2250	0,9881	0,9716
Sr	-0,2814	0,0420	-0,6486	0,3464	-0,3161	-0,5319	0,4112	0,1584	-0,5431	-0,0307	0,0923	0,3661	-0,4472
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,2580	0,8686	0,0036	0,1591	0,2013	0,0231	0,0900	0,5303	0,0198	0,9036	0,7157	0,1351	0,0628
Ta	-0,0323	0,3860	-0,3497	0,5090	0,3210	-0,1954	0,3877	0,5538	0,2308	0,1897	0,8472	0,3947	-0,3813
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,8987	0,1136	0,1549	0,0310	0,1940	0,4371	0,1119	0,0171	0,3568	0,4509	0,0000	0,1050	0,1185
Tb	0,1291	0,9683	-0,1462	0,3306	0,8590	-0,1166	0,6534	0,4332	0,5632	-0,2280	0,5737	0,7263	-0,2045
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,6096	0,0000	0,5627	0,1803	0,0000	0,6449	0,0033	0,0725	0,0149	0,3628	0,0128	0,0006	0,4157
Th	-0,1164	0,2866	-0,6160	0,5934	-0,3327	-0,6202	0,6242	0,3746	-0,4777	0,5348	0,5324	0,5802	-0,6119
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,6455	0,2490	0,0065	0,0094	0,1774	0,0060	0,0056	0,1256	0,0450	0,0222	0,0229	0,0116	0,0070
Tm	0,3582	0,5430	0,3924	-0,1235	0,9610	0,4402	-0,0116	0,1333	0,9592	-0,3726	0,1898	0,0805	0,1862
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,1444	0,0199	0,1072	0,6254	0,0000	0,0675	0,9637	0,5979	0,0000	0,1278	0,4507	0,7507	0,4594
U	-0,0519	-0,0602	-0,3205	0,0400	-0,3349	-0,4695	0,1364	0,0615	-0,4409	0,6968	0,0963	0,1033	-0,5231
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,8380	0,8126	0,1947	0,8748	0,1744	0,0493	0,5893	0,8084	0,0670	0,0013	0,7038	0,6832	0,0259
V	0,1923	-0,1547	0,7857	-0,4375	0,4143	0,8799	-0,6187	-0,3516	0,7162	-0,5314	-0,4157	-0,5333	0,6925
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,4446	0,5398	0,0001	0,0694	0,0874	0,0000	0,0062	0,1525	0,0008	0,0232	0,0862	0,0227	0,0014
W	0,2641	-0,1479	0,5487	-0,4064	0,3209	0,6893	-0,5008	0,0463	0,6165	-0,2104	-0,2475	-0,4408	0,4980
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,2896	0,5580	0,0184	0,0942	0,1941	0,0016	0,0342	0,8554	0,0064	0,4021	0,3221	0,0671	0,0354
Y	0,3769	0,7364	0,2670	-0,0655	0,9836	0,2963	0,2327	0,2700	0,8412	-0,3226	0,2783	0,3192	0,0979

	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,1231	0,0005	0,2841	0,7963	0,0000	0,2325	0,3527	0,2786	0,0000	0,1917	0,2635	0,1966	0,6990
Yb	0,3068	0,4795	0,4037	-0,0996	0,9346	0,5146	-0,0662	0,0298	0,9807	-0,4205	0,1614	0,0236	0,2390
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,2156	0,0440	0,0967	0,6941	0,0000	0,0289	0,7942	0,9066	0,0000	0,0823	0,5223	0,9258	0,3395
Zn	0,4825	0,0371	0,7776	-0,5117	0,5745	0,8826	-0,4785	-0,1119	0,7765	-0,4240	-0,3288	-0,3950	0,5854
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0426	0,8839	0,0001	0,0299	0,0126	0,0000	0,0446	0,6584	0,0002	0,0795	0,1828	0,1048	0,0107
Zr	-0,3366	0,4632	-0,8085	0,9484	-0,0451	-0,5115	0,7723	0,4517	-0,2064	0,1123	0,8256	0,7527	-0,6517
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,1720	0,0529	0,0000	0,0000	0,8588	0,0300	0,0002	0,0598	0,4112	0,6573	0,0000	0,0003	0,0034

	Pb	Pr	Rb	Sb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tm	U	V
As	-0,4132	-0,4764	-0,4243	0,8265	-0,3820	0,1445	-0,2338	-0,2767	-0,1618	-0,4546	0,2516	-0,2963	0,6010
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0883	0,0456	0,0793	0,0000	0,1178	0,5672	0,3503	0,2664	0,5212	0,0580	0,3139	0,2325	0,0083
Ba	0,4055	0,4545	0,5434	-0,5279	0,2602	-0,2782	0,6658	0,3979	-0,1620	0,4720	-0,5398	0,2764	-0,7482
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0950	0,0581	0,0198	0,0243	0,2971	0,2636	0,0026	0,1020	0,5209	0,0479	0,0208	0,2669	0,0004
Be	0,4842	0,0435	0,4049	-0,3600	0,0551	0,6506	0,0180	0,6219	0,0825	0,0287	0,1775	0,4793	-0,3113
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0417	0,8638	0,0956	0,1422	0,8280	0,0035	0,9435	0,0059	0,7450	0,9099	0,4810	0,0441	0,2086
Bi	-0,3941	-0,4875	-0,4502	0,4381	-0,3893	0,2085	-0,3773	-0,2739	-0,1445	-0,4276	0,2734	-0,2776	0,6438
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,1056	0,0402	0,0608	0,0690	0,1103	0,4063	0,1227	0,2714	0,5674	0,0767	0,2724	0,2646	0,0039
Cd	-0,2044	-0,1905	-0,2875	0,2557	-0,0787	0,2553	-0,3818	-0,3196	0,1307	-0,1231	0,3269	-0,1911	0,5338
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,4159	0,4488	0,2473	0,3059	0,7562	0,3065	0,1179	0,1960	0,6051	0,6264	0,1855	0,4474	0,0225
Ce	0,3041	0,9738	0,5918	-0,5109	0,9042	-0,1416	0,4169	0,4124	0,5619	0,7008	-0,1035	0,1592	-0,6380
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,2199	0,0000	0,0097	0,0302	0,0000	0,5751	0,0852	0,0890	0,0152	0,0012	0,6827	0,5281	0,0044
Co	-0,8134	-0,6211	-0,8438	0,5988	-0,4722	0,1632	-0,5250	-0,3704	-0,0658	-0,7132	0,4273	-0,6252	0,9381
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0000	0,0059	0,0000	0,0087	0,0478	0,5176	0,0253	0,1303	0,7953	0,0009	0,0769	0,0055	0,0000
Cr	-0,5485	-0,5205	-0,5167	0,3034	-0,4787	-0,0693	-0,1992	-0,3726	-0,3034	-0,5330	0,0394	-0,4440	0,5210
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0184	0,0268	0,0281	0,2210	0,0444	0,7848	0,4281	0,1278	0,2209	0,0228	0,8766	0,0649	0,0266
Cs	0,5094	0,1184	0,6148	-0,2361	0,1273	0,3835	0,0273	0,5212	0,0330	0,2671	-0,0050	0,4441	-0,3863
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0308	0,6397	0,0066	0,3456	0,6146	0,1162	0,9145	0,0265	0,8966	0,2840	0,9843	0,0649	0,1134
Cu	-0,5832	-0,5180	-0,7622	0,4564	-0,3826	0,1221	-0,5327	-0,3826	0,0043	-0,6344	0,3274	-0,3128	0,7360
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0111	0,0277	0,0002	0,0569	0,1171	0,6293	0,0228	0,1171	0,9866	0,0047	0,1848	0,2063	0,0005
Dy	-0,2961	0,4435	-0,1786	0,0795	0,6474	0,5656	-0,2237	0,3371	0,9505	-0,1539	0,8845	-0,2679	0,2604
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,2328	0,0653	0,4782	0,7538	0,0037	0,0144	0,3723	0,1713	0,0000	0,5421	0,0000	0,2825	0,2967
Er	-0,4196	0,2658	-0,3197	0,2006	0,4892	0,6195	-0,3253	0,3327	0,8718	-0,3040	0,9612	-0,3651	0,4255
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0830	0,2864	0,1959	0,4248	0,0394	0,0061	0,1878	0,1773	0,0000	0,2201	0,0000	0,1363	0,0784
Eu	-0,0907	0,6192	0,0147	-0,0741	0,7217	0,4541	0,2841	0,1995	0,8017	-0,0197	0,5064	-0,0660	-0,0470
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,7205	0,0061	0,9538	0,7700	0,0007	0,0584	0,2533	0,4275	0,0001	0,9383	0,0320	0,7947	0,8531
Ga	0,1548	-0,2155	0,0011	0,2208	-0,1144	0,5900	-0,2814	-0,0323	0,1291	-0,1164	0,3582	-0,0519	0,1923
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,5396	0,3906	0,9964	0,3786	0,6514	0,0100	0,2580	0,8987	0,6096	0,6455	0,1444	0,8380	0,4446
Gd	-0,0213	0,8320	0,2064	-0,1804	0,9438	0,2932	0,0420	0,3860	0,9683	0,2866	0,5430	-0,0602	-0,1547
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,9331	0,0000	0,4112	0,4737	0,0000	0,2377	0,8686	0,1136	0,0000	0,2490	0,0199	0,8126	0,5398
Ge	-0,4549	-0,7175	-0,6105	0,6569	-0,5653	0,2923	-0,6486	-0,3497	-0,1462	-0,6160	0,3924	-0,3205	0,7857
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0579	0,0008	0,0071	0,0031	0,0145	0,2392	0,0036	0,1549	0,5627	0,0065	0,1072	0,1947	0,0001
Hf	0,1405	0,7209	0,4570	-0,3803	0,6453	-0,1862	0,3464	0,5090	0,3306	0,5934	-0,1235	0,0400	-0,4375
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)

	0,5781	0,0007	0,0565	0,1195	0,0038	0,4593	0,1591	0,0310	0,1803	0,0094	0,6254	0,8748	0,0694
Ho	-0,4030	0,2402	-0,3319	0,1811	0,4645	0,6093	-0,3161	0,3210	0,8590	-0,3327	0,9610	-0,3349	0,4143
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0973	0,3369	0,1785	0,4721	0,0521	0,0073	0,2013	0,1940	0,0000	0,1774	0,0000	0,1744	0,0874
In	-0,5777	-0,6670	-0,6589	0,5930	-0,5205	0,4481	-0,5319	-0,1954	-0,1166	-0,6202	0,4402	-0,4695	0,8799
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0120	0,0025	0,0029	0,0095	0,0268	0,0622	0,0231	0,4371	0,6449	0,0060	0,0675	0,0493	0,0000
La	0,2787	0,9969	0,5428	-0,4927	0,9445	-0,0393	0,4112	0,3877	0,6534	0,6242	-0,0116	0,1364	-0,6187
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,2628	0,0000	0,0199	0,0377	0,0000	0,8769	0,0900	0,1119	0,0033	0,0056	0,9637	0,5893	0,0062
Li	0,2553	0,5726	0,5289	-0,2109	0,5803	0,4446	0,1584	0,5538	0,4332	0,3746	0,1333	0,0615	-0,3516
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,3065	0,0130	0,0240	0,4009	0,0116	0,0645	0,5303	0,0171	0,0725	0,1256	0,5979	0,8084	0,1525
Lu	-0,5292	-0,1571	-0,4965	0,3696	0,0848	0,6464	-0,5431	0,2308	0,5632	-0,4777	0,9592	-0,4409	0,7162
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0239	0,5337	0,0361	0,1311	0,7379	0,0037	0,0198	0,3568	0,0149	0,0450	0,0000	0,0670	0,0008
Mo	0,8188	0,0814	0,7073	-0,1961	-0,0044	0,1389	-0,0307	0,1897	-0,2280	0,5348	-0,3726	0,6968	-0,5314
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0000	0,7482	0,0010	0,4354	0,9862	0,5826	0,9036	0,4509	0,3628	0,0222	0,1278	0,0013	0,0232
Nb	0,2098	0,7463	0,5586	-0,3446	0,7514	0,3009	0,0923	0,8472	0,5737	0,5324	0,1898	0,0963	-0,4157
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,4034	0,0004	0,0160	0,1614	0,0003	0,2250	0,7157	0,0000	0,0128	0,0229	0,4507	0,7038	0,0862
Nd	0,2115	0,9981	0,4903	-0,4510	0,9766	0,0038	0,3661	0,3947	0,7263	0,5802	0,0805	0,1033	-0,5333
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,3994	0,0000	0,0389	0,0603	0,0000	0,9881	0,1351	0,1050	0,0006	0,0116	0,7507	0,6832	0,0227
Ni	-0,6771	-0,5733	-0,6893	0,3809	-0,4924	0,0090	-0,4472	-0,3813	-0,2045	-0,6119	0,1862	-0,5231	0,6925
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0020	0,0129	0,0016	0,1189	0,0379	0,9716	0,0628	0,1185	0,4157	0,0070	0,4594	0,0259	0,0014
Pb		0,2523	0,8770	-0,4599	0,1409	-0,1196	0,1081	0,1724	-0,1737	0,7115	-0,4447	0,8250	-0,7757
		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
		0,3125	0,0000	0,0548	0,5771	0,6366	0,6695	0,4939	0,4906	0,0009	0,0645	0,0000	0,0002
Pr	0,2523		0,5252	-0,4764	0,9640	-0,0205	0,3816	0,3944	0,6902	0,6116	0,0317	0,1314	-0,5782
	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,3125		0,0252	0,0456	0,0000	0,9356	0,1182	0,1053	0,0015	0,0070	0,9007	0,6032	0,0119
Rb	0,8770	0,5252		-0,5090	0,4162	-0,0553	0,1643	0,4165	0,0170	0,8850	-0,3937	0,6582	-0,8074
	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0000	0,0252		0,0310	0,0858	0,8274	0,5147	0,0855	0,9467	0,0000	0,1060	0,0030	0,0001
Sb	-0,4599	-0,4764	-0,5090		-0,3767	0,1163	-0,3861	-0,2230	-0,0833	-0,4546	0,3210	-0,3731	0,6445
	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0548	0,0456	0,0310		0,1234	0,6457	0,1135	0,3737	0,7425	0,0580	0,1940	0,1273	0,0039
Sm	0,1409	0,9640	0,4162	-0,3767		0,1305	0,2328	0,4235	0,8465	0,5045	0,2715	0,0631	-0,3968
	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,5771	0,0000	0,0858	0,1234		0,6059	0,3526	0,0799	0,0000	0,0327	0,2758	0,8035	0,1030
Sn	-0,1196	-0,0205	-0,0553	0,1163	0,1305		-0,3274	0,5419	0,4178	-0,2762	0,6841	-0,0804	0,3127
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,6366	0,9356	0,8274	0,6457	0,6059		0,1847	0,0202	0,0845	0,2673	0,0017	0,7512	0,2064
Sr	0,1081	0,3816	0,1643	-0,3861	0,2328	-0,3274		-0,0687	-0,0741	0,0907	-0,4349	-0,0042	-0,5067
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,6695	0,1182	0,5147	0,1135	0,3526	0,1847		0,7864	0,7702	0,7205	0,0713	0,9867	0,0319
Ta	0,1724	0,3944	0,4165	-0,2230	0,4235	0,5419	-0,0687		0,3957	0,2064	0,3066	0,1750	-0,2999
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,4939	0,1053	0,0855	0,3737	0,0799	0,0202	0,7864		0,1041	0,4111	0,2158	0,4874	0,2266
Tb	-0,1737	0,6902	0,0170	-0,0833	0,8465	0,4178	-0,0741	0,3957		0,0853	0,7217	-0,1737	0,0376
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)
	0,4906	0,0015	0,9467	0,7425	0,0000	0,0845	0,7702	0,1041		0,7364	0,0007	0,4906	0,8823
Th	0,7115	0,6116	0,8850	-0,4546	0,5045	-0,2762	0,0907	0,2064	0,0853		-0,4176	0,4479	-0,6789
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)
	0,0009	0,0070	0,0000	0,0580	0,0327	0,2673	0,7205	0,4111	0,7364		0,0846	0,0623	0,0019
Tm	-0,4447	0,0317	-0,3937	0,3210	0,2715	0,6841	-0,4349	0,3066	0,7217	-0,4176		-0,3774	0,5639
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)
	0,0645	0,9007	0,1060	0,1940	0,2758	0,0017	0,0713	0,2158	0,0007	0,0846		0,1226	0,0148
U	0,8250	0,1314	0,6582	-0,3731	0,0631	-0,0804	-0,0042	0,1750	-0,1737	0,4479	-0,3774		-0,5967
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)

	0,0000	0,6032	0,0030	0,1273	0,8035	0,7512	0,9867	0,4874	0,4906	0,0623	0,1226		0,0089
V	-0,7757	-0,5782	-0,8074	0,6445	-0,3968	0,3127	-0,5067	-0,2999	0,0376	-0,6789	0,5639	-0,5967	
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	
	0,0002	0,0119	0,0001	0,0039	0,1030	0,2064	0,0319	0,2266	0,8823	0,0019	0,0148	0,0089	
W	-0,3628	-0,4719	-0,3847	0,2760	-0,3198	0,5288	-0,3711	-0,0390	-0,0064	-0,4614	0,4893	-0,2653	0,6544
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,1390	0,0480	0,1149	0,2676	0,1957	0,0241	0,1295	0,8778	0,9800	0,0539	0,0393	0,2873	0,0032
Y	-0,3970	0,2727	-0,3096	0,1771	0,4925	0,6707	-0,3092	0,3013	0,8704	-0,3118	0,9416	-0,3344	0,4122
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,1029	0,2737	0,2111	0,4819	0,0378	0,0023	0,2119	0,2243	0,0000	0,2078	0,0000	0,1750	0,0892
Yb	-0,4958	-0,0241	-0,4643	0,2972	0,2114	0,6471	-0,4988	0,2796	0,6749	-0,4366	0,9753	-0,4131	0,6237
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0364	0,9243	0,0522	0,2310	0,3997	0,0037	0,0351	0,2612	0,0021	0,0701	0,0000	0,0884	0,0057
Zn	-0,6951	-0,4419	-0,7281	0,5826	-0,2393	0,5159	-0,4529	-0,2311	0,2258	-0,6515	0,6950	-0,6201	0,9235
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0014	0,0663	0,0006	0,0112	0,3389	0,0284	0,0591	0,3561	0,3676	0,0034	0,0014	0,0060	0,0000
Zr	0,2445	0,7650	0,5637	-0,4023	0,6771	-0,0578	0,4034	0,5175	0,3389	0,6725	-0,1364	0,0269	-0,4997
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,3282	0,0002	0,0148	0,0979	0,0020	0,8199	0,0969	0,0278	0,1689	0,0022	0,5895	0,9158	0,0347

	W	Y	Yb	Zn	Zr		W	Y	Yb	Zn	Zr
As	0,3900	0,1076	0,1710	0,5539	-0,4315	Mo	-0,2104	-0,3226	-0,4205	-0,4240	0,1123
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,1096	0,6710	0,4976	0,0171	0,0738		0,4021	0,1917	0,0823	0,0795	0,6573
Ba	-0,4643	-0,4938	-0,5456	-0,8009	0,7240	Nb	-0,2475	0,2783	0,1614	-0,3288	0,8256
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0522	0,0373	0,0192	0,0001	0,0007		0,3221	0,2635	0,5223	0,1828	0,0000
Be	0,1644	0,1654	0,1342	-0,1375	0,0877	Nd	-0,4408	0,3192	0,0236	-0,3950	0,7527
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,5146	0,5120	0,5954	0,5863	0,7294		0,0671	0,1966	0,9258	0,1048	0,0003
Bi	0,8650	0,1288	0,3246	0,5871	-0,4395	Ni	0,4980	0,0979	0,2390	0,5854	-0,6517
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0000	0,6105	0,1888	0,0104	0,0680		0,0354	0,6990	0,3395	0,0107	0,0034
Cd	0,1155	0,3134	0,3574	0,5834	-0,1676	Pb	-0,3628	-0,3970	-0,4958	-0,6951	0,2445
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,6482	0,2053	0,1453	0,0110	0,5062		0,1390	0,1029	0,0364	0,0014	0,3282
Ce	-0,5284	0,1022	-0,1404	-0,5609	0,8637	Pr	-0,4719	0,2727	-0,0241	-0,4419	0,7650
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0242	0,6867	0,5784	0,0155	0,0000		0,0480	0,2737	0,9243	0,0663	0,0002
Co	0,5817	0,3008	0,4931	0,8418	-0,6210	Rb	-0,3847	-0,3096	-0,4643	-0,7281	0,5637
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0113	0,2251	0,0376	0,0000	0,0060		0,1149	0,2111	0,0522	0,0006	0,0148
Cr	0,4626	-0,0540	0,0284	0,4194	-0,5789	Sb	0,2760	0,1771	0,2972	0,5826	-0,4023
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0532	0,8315	0,9109	0,0832	0,0118		0,2676	0,4819	0,2310	0,0112	0,0979
Cs	0,0637	0,0070	-0,1261	-0,2650	0,0588	Sm	-0,3198	0,4925	0,2114	-0,2393	0,6771
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,8016	0,9779	0,6181	0,2879	0,8168		0,1957	0,0378	0,3997	0,3389	0,0020
Cu	0,2302	0,3073	0,4196	0,6917	-0,6714	Sn	0,5288	0,6707	0,6471	0,5159	-0,0578
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,3580	0,2149	0,0830	0,0015	0,0023		0,0241	0,0023	0,0037	0,0284	0,8199
Dy	0,1935	0,9750	0,8411	0,4585	0,0931	Sr	-0,3711	-0,3092	-0,4988	-0,4529	0,4034
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,4418	0,0000	0,0000	0,0557	0,7134		0,1295	0,2119	0,0351	0,0591	0,0969
Er	0,3386	0,9873	0,9337	0,5895	-0,0083	Ta	-0,0390	0,3013	0,2796	-0,2311	0,5175
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,1693	0,0000	0,0000	0,0100	0,9739		0,8778	0,2243	0,2612	0,3561	0,0278
Eu	-0,0146	0,7150	0,4116	0,2185	0,2445	Tb	-0,0064	0,8704	0,6749	0,2258	0,3389
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,9540	0,0009	0,0896	0,3838	0,3282		0,9800	0,0000	0,0021	0,3676	0,1689
Ga	0,2641	0,3769	0,3068	0,4825	-0,3366	Th	-0,4614	-0,3118	-0,4366	-0,6515	0,6725
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,2896	0,1231	0,2156	0,0426	0,1720		0,0539	0,2078	0,0701	0,0034	0,0022

Gd	-0,1479	0,7364	0,4795	0,0371	0,4632	Tm	0,4893	0,9416	0,9753	0,6950	-0,1364
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,5580	0,0005	0,0440	0,8839	0,0529		0,0393	0,0000	0,0000	0,0014	0,5895
Ge	0,5487	0,2670	0,4037	0,7776	-0,8085	U	-0,2653	-0,3344	-0,4131	-0,6201	0,0269
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0184	0,2841	0,0967	0,0001	0,0000		0,2873	0,1750	0,0884	0,0060	0,9158
Hf	-0,4064	-0,0655	-0,0996	-0,5117	0,9484	V	0,6544	0,4122	0,6237	0,9235	-0,4997
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	(18)
	0,0942	0,7963	0,6941	0,0299	0,0000		0,0032	0,0892	0,0057	0,0000	0,0347
Ho	0,3209	0,9836	0,9346	0,5745	-0,0451	W		0,3301	0,5185	0,6732	-0,3992
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)			(18)	(18)	(18)	(18)
	0,1941	0,0000	0,0000	0,0126	0,8588			0,1809	0,0275	0,0022	0,1007
In	0,6893	0,2963	0,5146	0,8826	-0,5115	Y	0,3301		0,9046	0,6095	-0,0480
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)		(18)	(18)	(18)
	0,0016	0,2325	0,0289	0,0000	0,0300		0,1809		0,0000	0,0072	0,8500
La	-0,5008	0,2327	-0,0662	-0,4785	0,7723	Yb	0,5185	0,9046		0,7203	-0,1374
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)		(18)	(18)
	0,0342	0,3527	0,7942	0,0446	0,0002		0,0275	0,0000		0,0007	0,5868
Li	0,0463	0,2700	0,0298	-0,1119	0,4517	Zn	0,6732	0,6095	0,7203		-0,4815
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)		(18)
	0,8554	0,2786	0,9066	0,6584	0,0598		0,0022	0,0072	0,0007		0,0431
Lu	0,6165	0,8412	0,9807	0,7765	-0,2064	Zr	-0,3992	-0,0480	-0,1374	-0,4815	
	(18)	(18)	(18)	(18)	(18)		(18)	(18)	(18)	(18)	
	0,0064	0,0000	0,0000	0,0002	0,4112		0,1007	0,8500	0,5868	0,0431	

Correlation

(Sample Size)

P-Value

Tableau 0-5 : Corrélation des éléments majeurs des roches itabiritiques de la région de Nimba											
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅
SiO ₂		-0,1875	0,1746	-0,2951	-0,1551	-0,2232	-0,3008	-0,3995	-0,2158	-0,5573	-0,7322
		(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)
		0,6040	0,6295	0,4078	0,6688	0,5354	0,3984	0,2527	0,5494	0,0942	0,0161
Al ₂ O ₃	-0,1875		-0,2620	0,3501	0,4608	-0,0543	0,8098	-0,1682	0,4256	0,3903	0,4183
	(10)		(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)
	0,6040		0,4645	0,3213	0,1801	0,8815	0,0045	0,6423	0,2201	0,2649	0,2290
Fe ₂ O ₃	0,1746	-0,2620		-0,8440	-0,5331	-0,7904	-0,5243	-0,0403	-0,6309	-0,7497	-0,4470
	(10)	(10)		(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)
	0,6295	0,4645		0,0021	0,1126	0,0065	0,1198	0,9120	0,0505	0,0125	0,1953
FeO	-0,2951	0,3501	-0,8440		0,3579	0,8443	0,6370	0,0911	0,4109	0,7660	0,7339
	(10)	(10)	(10)		(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)
	0,4078	0,3213	0,0021		0,3100	0,0021	0,0476	0,8023	0,2382	0,0098	0,0157
TiO ₂	-0,1551	0,4608	-0,5331	0,3579		0,4344	0,1630	-0,1939	0,9485	0,5415	0,3252
	(10)	(10)	(10)	(10)		(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)
	0,6688	0,1801	0,1126	0,3100		0,2096	0,6528	0,5915	0,0000	0,1060	0,3592
CaO	-0,2232	-0,0543	-0,7904	0,8443	0,4344		0,1709	0,1754	0,4514	0,5742	0,6214
	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)		(10)	(10)	(10)	(10)	(10)
	0,5354	0,8815	0,0065	0,0021	0,2096		0,6368	0,6280	0,1903	0,0826	0,0551
MgO	-0,3008	0,8098	-0,5243	0,6370	0,1630	0,1709		0,0716	0,2204	0,5710	0,5317
	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)		(10)	(10)	(10)	(10)
	0,3984	0,0045	0,1198	0,0476	0,6528	0,6368		0,8441	0,5407	0,0847	0,1137
Na ₂ O	-0,3995	-0,1682	-0,0403	0,0911	-0,1939	0,1754	0,0716		-0,0726	0,0661	0,4101
	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)		(10)	(10)	(10)
	0,2527	0,6423	0,9120	0,8023	0,5915	0,6280	0,8441		0,8420	0,8560	0,2392
K ₂ O	-0,2158	0,4256	-0,6309	0,4109	0,9485	0,4514	0,2204	-0,0726		0,6732	0,3330
	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)		(10)	(10)

	0,5494	0,2201	0,0505	0,2382	0,0000	0,1903	0,5407	0,8420		0,0329	0,3471
MnO	-0,5573	0,3903	-0,7497	0,7660	0,5415	0,5742	0,5710	0,0661	0,6732		
	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)		(10)
	0,0942	0,2649	0,0125	0,0098	0,1060	0,0826	0,0847	0,8560	0,0329		0,0495
P ₂ O ₅	-0,7322	0,4183	-0,4470	0,7339	0,3252	0,6214	0,5317	0,4101	0,3330	0,6330	
	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	
	0,0161	0,2290	0,1953	0,0157	0,3592	0,0551	0,1137	0,2392	0,3471	0,0495	

Correlation
(Sample Size)
P-Value

Tableau 0-6 : Corrélation des éléments en traces des roches itabiritiques de la région de Nimba													
	Ba	Ce	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Sb	SO ₄	Sr	V	Y	Zn
Ba		0,4402	0,5848	0,5575	0,4234	0,2508	0,0061	-0,0129	-0,1314	-0,1919	0,3535	0,2050	-0,0471
	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)
		0,2030	0,0758	0,0941	0,2227	0,4847	0,9866	0,9719	0,7176	0,5953	0,3163	0,5700	0,8973
Ce	0,4402		0,4263	0,8279	-0,3080	0,3916	-0,3178	0,3838	-0,2930	0,3365	0,2847	0,7833	-0,3671
	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)
		0,2030		0,2193	0,0031	0,3866	0,2631	0,3709	0,2736	0,4113	0,3417	0,4253	0,0074
Co	0,5848	0,4263		0,7655	0,5007	0,3862	-0,1127	-0,1455	-0,2493	0,4652	0,5529	0,4500	-0,1865
	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)
		0,0758	0,2193		0,0099	0,1404	0,2703	0,7565	0,6883	0,4873	0,1754	0,0974	0,1919
Cr	0,5575	0,8279	0,7655		0,0194	0,6656	-0,4383	0,0810	-0,3514	0,3652	0,3727	0,6998	-0,4710
	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)
		0,0941	0,0031	0,0099		0,9576	0,0357	0,2052	0,8240	0,3194	0,2994	0,2888	0,0243
Cu	0,4234	-0,3080	0,5007	0,0194		-0,1982	0,1224	-0,0091	-0,2304	-0,0032	-0,0649	-0,0323	-0,0544
	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)
		0,2227	0,3866	0,1404	0,9576		0,5830	0,7362	0,9801	0,5219	0,9929	0,8586	0,9293
Ni	0,2508	0,3916	0,3862	0,6656	-0,1982		-0,4181	-0,3416	0,0591	0,1843	0,3282	0,2398	-0,2973
	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)
		0,4847	0,2631	0,2703	0,0357	0,5830		0,2292	0,3340	0,8711	0,6102	0,3546	0,5045
Pb	0,0061	-0,3178	-0,1127	-0,4383	0,1224	-0,4181		0,2044	0,8125	0,1413	0,5128	-0,1326	0,9568
	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)
		0,9866	0,3709	0,7565	0,2052	0,7362	0,2292		0,5711	0,0043	0,6971	0,1296	0,7150
Sb	-0,0129	0,3838	-0,1455	0,0810	-0,0091	-0,3416	0,2044		-0,0470	0,2457	-0,2121	0,6714	-0,0176
	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)
		0,9719	0,2736	0,6883	0,8240	0,9801	0,3340	0,5711		0,8973	0,4938	0,5563	0,0335
SO₄	-0,1314	-0,2930	-0,2493	-0,3514	-0,2304	0,0591	0,8125	-0,0470		0,1290	0,5709	-0,2029	0,9001
	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)
		0,7176	0,4113	0,4873	0,3194	0,5219	0,8711	0,0043	0,8973		0,7225	0,0847	0,5741
Sr	-0,1919	0,3365	0,4652	0,3652	-0,0032	0,1843	0,1413	0,2457	0,1290		0,4790	0,6869	0,0594
	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)
		0,5953	0,3417	0,1754	0,2994	0,9929	0,6102	0,6971	0,4938	0,7225		0,1613	0,0282
V	0,3535	0,2847	0,5529	0,3727	-0,0649	0,3282	0,5128	-0,2121	0,5709	0,4790		0,2023	0,5800
	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)
		0,3163	0,4253	0,0974	0,2888	0,8586	0,3546	0,1296	0,5563	0,0847	0,1613		0,5751
Y	0,2050	0,7833	0,4500	0,6998	-0,0323	0,2398	-0,1326	0,6714	-0,2029	0,6869	0,2023		-0,2921
	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)
		0,5700	0,0074	0,1919	0,0243	0,9293	0,5045	0,7150	0,0335	0,5741	0,0282		0,4128
Zn	-0,0471	-0,3671	-0,1865	-0,4710	-0,0544	-0,2973	0,9568	-0,0176	0,9001	0,0594	0,5800	-0,2921	
	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)	(10)
		0,8973	0,2967	0,6059	0,1695	0,8813	0,4041	0,0000	0,9614	0,0004	0,8706	0,0788	0,4128

Correlation
(Sample Size)
P-Value