

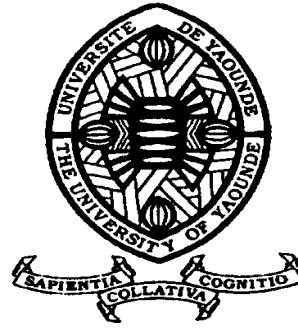
REPUBLIQUE DU CAMEROUN

Paix - Travail - Patrie

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

FACULTÉ DES SCIENCES

DEPARTEMENT DE SCIENCES DE LA
TERRE



REPUBLIC OF CAMEROUN

Peace - Work - Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCE

DEPARTMENT OF EARTH
SCIENCES

LABORATOIRE DE GÉOSCIENCES DES
FORMATIONS
PROFONDES ET APPLICATIONS

**PETROGENESE ET ETUDE DES
MINERALISATIONS METAMORPHOGENES
DE GRAND ZAMBI ET SES ENVIRONS
(REGION DU SUD CAMEROUN)**

THESE

Présentée en vue de l'obtention du
Doctorat/Ph.D en Sciences de la Terre

Par : **Cyriel--Armand--Michel--Maurille MOUDIOH**
Master en Sciences de la Terre

Sous la direction de
NZENTI Jean Paul
Professeur Université de Yaoundé I

Année Académique : 2020-2021



UNIVERSITÉ DE YAOUNDÉ I
THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I



FACULTÉ DES SCIENCES
FACULTY OF SCIENCE

DÉPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE
DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES
URFD-GEOSCIENCES ET APPLICATIONS

LABORATOIRE DE GÉOSCIENCES DES FORMATIONS
PROFONDES ET APPLICATIONS

**PETROGENESE ET ETUDE DES
MINERALISATIONS METAMORPHOGENES
DE GRAND ZAMBI ET SES ENVIRONS
(REGION DU SUD CAMEROUN)**

THESE

Présentée en vue de l'obtention du Doctorat/Ph.D en Sciences de la Terre

Parcours: Géosciences des Formations Profondes et Applications

Option: Pétrologie et Géologie Structurale

Par

Cyriel-Armand-Michel-Maurille MOUDIOH

Master en Sciences de la Terre

Matricule : 10X1122

<i>NDJIGUI Paul Désiré.</i>	<i>Professeur</i>	<i>Université de Yaoundé I</i>	<i>Président</i>
<i>NZENTI Jean Paul.</i>	<i>Professeur</i>	<i>Université de Yaoundé I</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>FOUATEU Rose épouse YONGUE</i>	<i>Professeur</i>	<i>Université de Yaoundé I</i>	<i>Examineur</i>
<i>KAMGANG Pierre</i>	<i>Professeur</i>	<i>Université de Yaoundé I</i>	<i>Examineur</i>
<i>KANKEU Boniface</i>	<i>Maître de Recherche</i>	<i>Université de Yaoundé I</i>	<i>Examineur</i>

Année académique 2020-2021

UNIVERSITÉ DE YAOUNDE I
FACULTÉ DES SCIENCES
CENTRE DE RECHERCHE ET
FORMATION DOCTORALE
SCIENCES – TECHNOLOGIE
ET GÉOSCIENCES



UNIVERSITY OF YAOUNDE I
FACULTY OF SCIENCE
POSTGRADUATE PROGRAMME
SCIENCES, TECHNOLOGY
AND GEOSCIENCES

**LABORATOIRE DE GEOSCIENCES DES FORMATIONS
PROFONDES ET APPLICATIONS**

**ATTESTATION DE CORRECTION DE LA THESE DE
DOCTORAT/Ph.D**


Spécialité : Pétrologie et Géologie Structurale
Nom du candidat : CYRIEL-ARMAND-MICHEL-MAURILLE MOUDIOH
Matricule : 10X1122
Titre de la thèse : « Pétrogenèse et étude des minéralisations métamorphogènes de Grand
Zambi et ses environs »

Date de soutenance : Jeudi le 22 Avril 2021

Nous, membres du jury, après avoir lu le document qui nous a été présenté ce jour, attestons que le candidat a effectué toutes les corrections conformément aux observations formulées lors de la soutenance.

En foi de quoi, nous lui délivrons cette **Attestation de Correction** pour servir et faire valoir ce que de droit./


Fait à Yaoundé le 07 juin 2021

PRESIDENT

NDJIGUI Paul Désiré
Professeur

RAPPORTEUR

NZENTI Jean Paul
Professeur

EXAMINATEURS


FOUATEU Rose épouse YONGUE
Professeur


KAMGANG Pierre
Professeur

KANKEU Boniface
Maître de Recherche



« La science ne renverse pas à mesure ses édifices ; mais elle y ajoute sans cesse de nouveaux étages et, à mesure qu'elle s'élève davantage, elle aperçoit des horizons plus élargis. »

BERTHELOT

DEDICACE

A mon père et ma mère de regretté mémoires

REMERCIEMENTS

L'aboutissement de cette thèse est le fruit d'un dur labeur, de travail acharné. Travail qui ne saurait voir le jour sans la participation et le concours de plusieurs personnes, le tout sous le contrôle du Tout Puissant, l'Éternel des armées. Je ne manquerais sans cesse de leur exprimer ma profonde gratitude. Mes sincères remerciements vont donc à l'endroit:

Du Chef de Département des Sciences de la Terre, Professeur **Paul Désiré NDJIGUI** de l'Université de Yaoundé I, pour tous les multiples conseils, les encouragements prodigués et pour cet exemple d'ardeur au travail qu'il transmet au travers de sa modeste personne.

Du corps enseignant du Département des Sciences de la Terre, pour leurs connaissances et leurs savoirs faire transmis durant tout mon cursus universitaire.

Du Professeur **Jean Paul NZENTI**, Chef de Laboratoire de Géosciences des Formations Profondes et Applications, pour m'avoir accueilli dans son laboratoire, pour avoir accepté d'encadrer mon master en Pétrologie et Géologie Structurale et pour la confiance que vous m'avez renouvelé en dirigeant ce travail. Les mots me manqueraient ici d'évoquer toute ma reconnaissance, même une page entière ne suffirait pas à dire tous les soutiens multiformes que vous m'avez accordé. Votre rigueur, votre disponibilité au-delà de vos nombreuses occupations, vos conseils, votre amour de la science et votre grande expérience scientifique sont autant de choses qui me fascinent, qui me marquent et qui me poussent à aller de l'avant. Vous êtes un modèle Professeur.

Du Professeur **Ganno Sylvestre**, Maître de Conférences pour les conseils, les critiques, le soutien multiforme, le suivi de mes travaux.

De mes aînés et camarades de Laboratoires, **Dr KOUANKAP, Dr NDEMA, Dr NGA Essomba Philomène, Dr Ndime, Dr Takoudjo Jonas, Isaac, Brice, Hermine, Robinston, Donald, Ayonta, Mbita, Guy, Madaha, Alex et Lysiane** pour les discussions scientifiques que nous avons eu, leur conseils et leur assistances dans la rédaction de ce travail.

De mes amis et mes promotionnaires du laboratoire, **Dr SOH TAMEHE Landry et Dr NZEPANG TANKWA Marvine**, pour leurs collaborations scientifiques, leurs conseils et leurs soutiens. Vos rapports humains me vont droit au cœur.

De ma famille et mes frères, **Benjamin, Rose, Didier, Olivier et Maël**, pour vos soutiens, conseils. Que ce travail soit pour vous un exemple de persévérance.

De tous ceux qui, de près ou de loin et dont les noms n'ont pas été cité, ont contribué à la réalisation de ce travail.

« Le travail laborieux se mène à fin plutôt par la persévérance que par la seule assiduité, celle-ci ne suffit pas. La constance est la fidélité à sa nature ; la persévérance est la fidélité à son but »
Henri-Frédéric Amiel (1850)

TABLE DES MATIERES

DEDICACE.....	ii
REMERCIEMENTS	iii
TABLE DES MATIERES.....	v
LISTE DES FIGURES	viii
LISTE DES TABLEAUX	x
LISTE DES ABRÉVIATIONS	xi
RESUME.....	xii
ABSTRACT	xiii
INTRODUCTION GENERALE.....	1
CHAPITRE I.....	5
CADRES GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE	5
I.1. CADRE GEOGRAPHIQUE.....	6
I.1.1. Localisation	6
I.1.2. Géomorphologie.....	7
I.1.2.1. Orographie.....	7
I.1.2.2. Hydrographie.....	8
I.1.3. Climat	8
I.1.4. Végétation et Faune.....	10
I.1.5. Sols	10
I.1.6. Géographie humaine et économique	11
I.2. CADRE GEOLOGIQUE	11
I.2.1. Aperçu général sur la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale (CPNE) au Cameroun.....	11
I.2.2. Le domaine cratonique	15
I.3. TRAVAUX ANTÉRIEURS DU SECTEUR D'ETUDE ET SES ENVIRONS.....	17
CHAPITRE II.....	21
MATERIELS ET METHODES	21
II.1. TRAVAUX DE TERRAIN	21
II.2. TRAVAUX DE LABORATOIRE	22
II.2.1. Système d'Information Géographique (SIG).....	22
II.2.2. Etudes pétrographique et microstructurale.....	23
II.2.2.1. Etude pétrographique	23
II.2.2.2. Etude microstructurale	23
II.3. METHODES D'ANALYSE GEOCHIMIQUE.....	24
II.3.1. Préparation des échantillons.....	24
II.3.2. Géochimie sur roche totale.....	24

CHAPITRE III	25
INVENTAIRE LITHOLOGIQUE ET	25
ETUDE PETROGRAPHIQUE	25
III.1. FORMATIONS FERRIFERES	27
III.2. ROCHES HOTES	29
III.2.1. Schistes	29
III.2.1.1. Schistes à chloritoïde et pyrite	29
III.2.1.2. Schistes à épidote et chlorite	31
III.2.2 Gneiss à grenat et pyroxène	33
III.2.4 Roches Vertes	37
III.2.4.1. Amphibolites Épidotisées	37
III.2.4.2. EPIDOTITES	40
CHAPITRE IV	44
ANALYSE DE LA DEFORMATION DANS LES DIFFERENTS ENSEMBLES LITHOLOGIQUES.	44
IV.1. ANALYSE MESOSCOPIQUE DE LA DEFORMATION	45
IV.1.1. Première phase de déformation D ₁	45
IV.1.1.1. Structures planaires	45
IV.1.1.2. Structures d'étirement	48
IV.1.1.3. Structures de volume	48
IV.1.2. Deuxième phase de déformation D ₂	50
IV.1.2.1. Cisaillement C ₂	50
IV.1.2.2. Plis P ₂	50
IV.1.3. Troisième phase de déformation D ₃	52
IV.2. ETUDE MICROTTECTONIQUE	55
CHAPITRE V	57
CARACTERES GEOCHIMIQUES	57
V.1. CARACTERES CHIMIQUES DES FORMATIONS FERRIFERES	58
V.1.1. Elements majeurs	58
V.1.2. Elements en trace	61
V.2. CARACTERES CHIMIQUES DES ROCHES HOTES	63
V.2.1. Nature des protolites	63
Les métavolcanites sont constitués d'épidotites, de pyriclasites et de gneiss à grenat et pyroxène. Leur composition chimique est consignée dans le tableau VII.	64
V.2.2.1. Elements majeurs	64
V.2.2.2. Elements en trace	64
V.2.2.3. Terres Rares (REE)	65
V.2.3. Roches métasédimentaires	66
V.2.3.1. Elements majeurs	68
V.2.3.2. Elements en trace	68

V.2.3.3.REE.....	68
V.3. PETROGENESE	71
V.3.1. Métavolcanites	71
V.3.2. Roches métasédimentaires	71
CHAPITRE VI	74
INTERPRETATION ET DISCUSSION.....	74
VI.1. FORMATIONS FERRIFERES.....	75
VI.1.1. Origine des formations ferrifères de la zone d'étude.....	75
VI.1.2. Potentiel économique de la zone d'étude	77
VI.2. LITHOLOGIE.....	78
VI.3. EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE.....	80
VI.3.1. Evolution métamorphique	80
VI.3.2. Evolution tectonique.....	81
VI.4. EVOLUTION GEOCHIMIQUE.....	83
V.4.1. Mobilité des éléments métamorphiques et post-métamorphiques	83
VI.5. SOURCE DU PROTOLITE DES ROCHES HOTES	85
VI.5.1. Métavolcanites.....	85
VI.5.2. Roches Métasédimentaires	86
VI.6. CONTEXTE GEOTECTONIQUE	87
VI.7. COMPARAISON AVEC LES CHAINES ENVIRONNANTES.....	94
VI.7.1. Comparaison avec la chaîne de l'Ogooué au Gabon	94
VI.7.2. Comparaison avec la chaîne de la RCA	96
VI.7.3. Comparaison avec la chaîne orogénique transamazonienne du NE Brésil.....	97
CONCLUSION GENERALE	99
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	99
ANNEXES	99

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Carte topographique du secteur d'étude (extraite de la carte forestière d'Edéa et de Kribi au 1/50000, feuilles 1d, 2c, 3b, 4a). Courbes de niveau générées à partir de l'image satellite SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) d'Edéa (SRTM_f03_n003e010) d'Edéa (SRTM_f03_n003e010) et de Kribi (SRTM_f02_n002e010).....	6
Figure 2. Bloc diagramme de la zone étudiée (généré à partir du logiciel Surfer 10, 32bits).....	7
Figure 3. Carte du réseau hydrographique du secteur d'étude.....	9
Figure 4. Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gausson (1957) appliqué aux données climatiques de la zone étudiée.	10
Figure 5. Carte géologique du Cameroun (Nzenti et al., 2011) montrant la localisation de la localité de Grand Zambi et les principaux domaines lithotectoniques	12
Figure 6. Carte géologique du Sud-Ouest Cameroun.....	16
Figure 7. Carte d'échantillonnage du secteur d'étude.....	26
Figure 8. Caractéristiques macroscopique et microscopique des BIFs.	27
Figure 9. Aspects macroscopique et microscopique des schistes à chloritoïde et pyrite.....	30
Figure 10. Caractéristiques macroscopique et microscopique des schistes à épidote et chlorite de Bibindi.	32
Figure 11. Aspects macroscopique et microscopique des gneiss à grenat et pyroxène.....	34
Figure 12. Caractéristiques macroscopique et microscopique des pyriclasites.	36
Figure 13. Aspects macroscopique et microscopique des amphibolites épidotisées de Bipindi.....	38
Figure 14. Caractéristiques macroscopique et microscopique des épidotites de Bipindi.	41
Figure 15. Structures planaires de la phase D ₁	46
Figure 16. Carte géologique de la zone d'étude et représentations stéréographiques des éléments structuraux de la phase D ₁	47
Figure 17. Exsudat de quartz boudiné dans les schistes à chloritoïde et pyrite.	48
Figure 18. Stéréogramme récapitulatif du secteur étudié.....	49
Figure 19. Quelques éléments structuraux de la phase D ₂	51
Figure 20. Plis P ₂ à axes variables présentant des formes symétriques en <<W>> et en <<M>> sur les schistes à chlorite et épidote de Bibindi.	52
Figure 21. Carte des linéaments hydrographiques de la région de Bipindi et ses environs.	53
Figure 22. Rosace de direction des linéaments hydrographiques.	54

Figure 23. Microstructures de déformation de quelques types pétrographiques.	56
Figure 24. Diagramme binaire de quelques éléments majeurs des BIFs en fonction de Fe_2O_3 et TiO_2 . 60	60
Figure 25. Spectres REE des BIFs de Bipindi.....	61
Figure 26. Diagramme de De la Roche (1965) montrant le protolite des différentes roches métamorphiques du secteur d'étude.	63
Figure 27. Spectres multi-éléments des métavolcanites comparés aux roches environnantes.....	65
Figure 28. Spectres des REE des métavolcanites étudiés comparés aux roches environnantes.	66
Figure 29. Spectres des terres rares des schistes à chlorite et épidote.....	69
Figure 30. Source du protolite des métavolcanites du secteur d'étude.....	71
Figure 31. Origine des schistes à chlorite de la zone d'étude.....	72
Figure 32. Source des schistes à chlorite et épidote.....	72
Figure 33. Diagramme de discrimination Si-Al (Choi et Hariya, 1992) montrant l'affinité hydrothermale des BIFs de Grand Zambé.....	75
Figure 34. Diagramme de discrimination Fe/Ti vs. Al / (Al + Fe + Mn) de Barrett (1981) montrant l'affinité hydrothermale des BIFs étudiées.	76
Figure 35. Y/Ho vs Zr/Hf d'après Bau (1996) montrant le degré d'altération des métavolcaniques étudiés.	83
Figure 36. Diagrammes Sc, Ni, La, Sm, Gd, Yb en fonction Zr des métavolcanites et des roches métasédimentaires.....	84
Figure 37. Diagramme de discrimination La/10-Nb/8-Y/15 montrant le context tectonique des roches hôtes.....	88
Figure 38. Diagrammes tectoniques..	89
Figure 39. Contexte géodynamique des métasédiments..	90
Figure 40. Caractéristiques des REE des BIFs de Bipindi.	92
Figure 41. (a) Reconstitution des continents de l'Amérique du Sud et de l'Afrique avant la dérive, (b) Esquisse montrant la subdivision de la province de Borborema.	98

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I. Relevés climatiques mensuels moyens pour la période (2005-2015).	9
Tableau II. Caractéristiques pétrographiques des formations géologiques du secteur d'étude.....	42
Tableau III. Recristallisation métamorphique associée aux différentes phases de déformation.....	54
Tableau IIV. Eléments majeurs (en %) des formations ferrifères rubanées de Grand Zambi.	59
Tableau V. Matrice de corrélation des BIFs du secteur d'étude.....	60
Tableau VI. Composition chimique des BIFs étudiées comparées aux BIFs environnantes	62
Tableau VII. Moyenne des éléments chimiques des métavolcanites étudiées et ses environs.....	67
Tableau VIII. Moyenne de la composition chimique des schistes à chlorite et épidote étudiés comparés à quelques métasédiments environnants.....	70

LISTE DES ABRÉVIATIONS

- **Abréviations selon Siivola et Schmid (2007)**

Recommandée par l'IUGS

Ab : Albite
Ap : Apatite
Bt : Biotite
Cal : Calcite
Chl : Chlorite
Cld : Chloritoïde
Cpx : Clinopyroxène
Ep : Epidote
Grt : Grenat
Hbl : Horblende
Kfs : Feldspath potassique
Lm : Limonite
Mag : Magnétite
Op : Minéral Opaque
Opx : Orthopyroxène
Pl : Plagioclase
Py : Pyrite
Px : Pyroxène
Qtz : Quartz
Rt : Rutile
Ser : Séricite

- **Autres abréviations**

B.I.F: Formations Ferrifères Rubanées
BRGM: Bureau de recherche géologique et minière
CCC : Cisaillement Centre Camerounais
CPNE : Chaîne Panfricaine Nord Équatoriale
IUGS: Union Internationale des Sciences Géologique
FBO: Cisaillement de Bétaré-Oya
FTB : Cisaillement de Tibati – Banyo
FS : Faille de la Sanaga
HREE: Heavy Rare Earth Elements (Terres Rares Lourdes)
LREE: Light Rare Earth Elements (Terres Rares Légères)

RESUME

La région de Grand Zambé est comprise entre les parallèles 2°55'46" et 3°8'33" de latitude Nord et les méridiens 10°16'34" et 10° 25'34" de longitude Est. Cette région (Grand Zambé, Bipindi, Bibindi, Madoungou et Ndoa) est située au Sud Cameroun, dans l'unité du Nyong (partie Ouest du Complexe du Ntem). Grand Zambé est constituée d'un ensemble lithologique essentiellement métamorphique composé de formations ferrifères rubanées (BIFs) et de roches hôtes notamment des métasédiments (schiste à chlorite et épidote et schiste à chloritoïde et pyrite) et des metabasites ou métavolcanites (gneiss à grenat et pyroxène, pyriclasite, épidotite et amphibolite épidotisée). Les caractères pétrogénétiques de ces formations sont encore mal connus. Ce travail a pour objectif principal la caractérisation pétrogénétique des formations métamorphiques et minéralisations associées. Il s'agit spécifiquement de déterminer la nature des roches, leur protolite, le paléoenvironnement, l'évolution tectono-métamorphique et le contexte de mise en place de ces roches. Les roches étudiées sont caractérisées par des microstructures granoblastiques hétérogranulaires ; elles sont principalement associées aux minéralisations ferrifères. Les formations lithologiques de la région montrent une évolution tectono-métamorphique polyphasée, plurifaciale et polycyclique avec trois phases de déformations. La phase D₁ est ductile et de nature compressive. La phase D₂ est cisailante. Les déformations D₁ et D₂ sont non coaxiales avec un régime de cisaillement simple. La phase D₃ est essentiellement cassante. Dans l'ensemble, le secteur étudié est affecté par une structure en dôme et cuvette donc par deux événements tectoniques majeurs à savoir, la transpression (cisaillement et compression) et la transtension (cisaillement et extension). Les analyses géochimiques révèlent que les formations ferrifères rubanées de Grand Zambé sont de faibles teneurs en fer (Fe= 39,32%) et peuvent être exploités pour la production de l'acier. Les teneurs en Al₂O₃ et en TiO₂, de même que les rapports Al/Ti (9,38) des BIFs indiquent une faible contamination crustale. Les BIFs étudiées sont des sédiments ferrifères métamorphisés. Les roches ferrifères se sont formées par la remontée des fluides hydrothermaux. Ces fluides de nature métamorphogène ont lessivé la silice et concentré le fer dans la roche. Les schistes hôtes sont d'anciens shales ferrifères et proviendraient d'une plate-forme correspondant à un milieu cratonique stable. Les metabasites quant à eux sont d'anciens basaltes d'affinités tholéiitique et calco-alcaline témoignant respectivement un environnement extensif et compressif.

Mots clés: Grand Zambé, Roches hôtes, BIFs, Transpression, Transtension.

ABSTRACT

Grand Zambé region lies between latitude $2^{\circ}55'46''$ and $3^{\circ}8'3''$ north and longitude $10^{\circ}16'34''$ and $10^{\circ}25'34''$ east. This region (Grand Zambé, Bipindi, Bibindi, Madoungou and Ndoa) is located in the Nyong unit (western part of the Ntem Complex) in the Southern part of Cameroon. Grand Zambé consists essentially of metamorphic lithological units comprising iron formations (BIFs) and host rocks including metasediments (chlorite and epidote schist and chloritoid and pyrite schist) and metabasites or metavolcanites (garnet and pyroxene gneiss, pyroclastic, epidote and epidotized amphibolite). The petrogenetic characters of these formation are still unknown. The main objective of this work is the petrogenetic characterization of metamorphic formation and associated mineralizations. This specifically involves determining the nature of rocks, their protolith, the paleoenvironment, tectono-metamorphic evolution and geological setting. These rocks are characterized by heterogranular granoblastic microstructures. The lithological formations of the region show a polyphase, plurifacial and polycyclic tectonic and metamorphic evolution with three deformation phases. Phase D1 is ductile and compressive in nature. Phase D2 is shearing. The D1 and D2 deformations are non-coaxial with a simple shear regime. Phase D3 is essentially brittle. On the whole, the area under study is affected by a dome and trough structure and thus by two major tectonic events, namely transpression (shear and compression) and transtension (shear and extension). Geochemical analyses reveal that Grand Zambé BIFs are low in Fe (39.32 wt%) and can be exploited for steel production. The Al_2O_3 and TiO_2 contents, as well as the Al/Ti ratios (9.38) of the BIFs indicate low crustal contamination. The BIFs studied are metamorphosed ferriferous sediments. These BIFs were formed by the upwelling of hydrothermal fluids. These metamorphogenic fluids leached silica and concentrate iron in the rock. The host schist are ancient iron shales and are believed to come from a platform corresponding to a stable cratonic environment. The metabasites are ancient basalts with tholeiitic and calc-alkaline affinities, indicating an extensive and compressive environment, respectively.

Keywords: Grand Zambé, Host rocks, BIFs, Transpression, Transtension.

Keywords: Nyong unit, Grand Zambé, Host rocks, BIFs. Transpression, Transtension.

INTRODUCTION GENERALE

Le socle cratonique de l’Afrique Centrale (Sud Cameroun, Guinée Equatoriale, Gabon, Congo, République Centrafricaine, République Démocratique du Congo et Angola) est composé en majeure partie des roches archéennes (3186-2500 Ma ; Caen – [Shang et al., 2004a, 2010](#) ; [Talla Takam et al., 2009](#) ; [Feybesse et al., 1998](#)) sur lesquelles reposent les roches paléoprotérozoïques et néoprotérozoïques ([Feybesse et al., 1998](#)). Encore connu sous l’appellation « craton du Congo », le potentiel en ressources minérales et énergétiques de cette partie du globe est immense (eg. [Suh et al., 2008](#) ; [Milési et al., 2006](#)). Ce craton est représenté au Cameroun par le complexe du Ntem ([Shang et al., 2010](#) ; [Nédélec et al., 1990](#) ; [Maurizot et al., 1986](#) ; [Bessoles et Trompette 1980](#)). Le complexe du Ntem est limité au nord par le groupe de Yaoundé ([Toteu et al., 2006](#) ; [Mvondo et al., 2003](#) ; [Nzenti et al., 1998](#) ; [Barbey et al., 1990](#) ; [Nzenti et al., 1984](#)) qui correspond à l’extrémité sud de la ceinture orogénique en Afrique Centrale. L’unité de Yaoundé et le complexe du Ntem sont séparés par les formations intermédiaires ou série de Mbalmayo ; cette série présente les mêmes caractéristiques tectono-métamorphiques que le groupe de Yaoundé. Cette similitude révèle que les formations géologiques des séries de Yaoundé et de Mbalmayo appartiennent à la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale (CPNE) et qu’elle chevauche vers le sud, le complexe du Ntem ([Nédélec et al., 1986](#)). Le complexe du Ntem est divisé en deux unités : l’unité du Ntem d’âge archéen et l’unité du Nyong d’âge paléoprotérozoïque ([Lerouge et al., 2006](#) ; [Penaye et al., 2004](#) ; [Tchameni et al., 2001](#) ; [Toteu et al., 1994](#) ; [Maurizot et al., 1986](#)). Ce complexe est constitué de charnockites paléo- à méso-archéen et tardi-archéen, de roches vertes méso-archéen, de Tonalite Trondhjemite Granodiorite (TTG) paléo-archéen, de dykes doléritiques, de granites hyperpotassiques ([Shang et al., 2001, 2004b, 2010](#) ; [Nédélec et al., 1990](#)) de granitoïdes et syénites montrant des affinités calco-alcaline à potassique intrudés de TTG ([Poucllet et al., 2007](#) ; [Shang et al., 2001, 2007](#) ; [Tchameni et al., 2000, 2001](#) ; [Tchameni, 1997](#) ; [Nédélec et al., 1990](#) ; [Kornprobst et al., 1976](#)). Les travaux de [Lerouge et al. \(2006\)](#) dans le groupe du Nyong mettent en exergue les gneiss à orthopyroxene, les gneiss à biotite et hornblende, TTG, métasyénite, amphibolite, quartzites, schistes et les BIFs.

Depuis bientôt deux décennies, à la faveur du boom minier (2000-2009) le complexe du Ntem fait l’objet d’une intense prospection minière. Des sociétés d’explorations minérales nationale et internationale y détiennent des permis miniers et leurs travaux sont à différents stades d’exploration et de définition de la ressource. C’est ainsi que plusieurs gisements de fer ont été découverts, notamment à Mbalam ([Chombong et al., 2017](#) ; [Ilouga et al., 2013](#) ; [Nforba et al., 2011](#) ; [Suh et al., 2008](#)) à Nkout et Ngoa ([Ndime et al., 2018, 2019](#) ; [Soh et al., 2014](#) ; [Suh et al., 2009](#)), à Gouap ([Soh et al., 2019, 2020](#)), à Meyomessi ([Ganno et al., 2018](#)),

à Bikoula (Teutsong et al., 2017), à Elom (Ganno et al., 2015) dans l'unité du Ntem et à Grand Zambi (Ganno et al., 2016, Moudioh, 2013), à Kouambo (Ganno et al., 2017), à Kpwa-Atog Boga (Soh et al., 2018), Kelle Bidjoka (Nzepang et al., 2020) et au Sud de Kribi (gisement des Mamelles, www.sinosteel.com) dans l'unité du Nyong. En plus des minéralisations en fer, les travaux de Soh et al. (2014) dans la zone de Gouap-Nkollo et de Fuanya et al. (2014, 2019) dans le secteur d'Ako'ozam-Akom II et de Ngo Bidjeck, 2004 à Abieté-Akom II signalent quelques indices d'or. La meilleure compréhension des formations du complexe du Ntem et des différents processus de minéralisations qui y sont associés nécessite une approche pluridisciplinaire. Ces travaux doivent intégrer la cartographie, la pétrologie, l'analyse structurale, la métallogénie, la géochimie et la géochronologie.

La région de Grand Zambi appartient à la série du Nyong qui correspond à l'unité paléoprotérozoïque du complexe du Ntem, résultant de la collision des cratons du Congo et de São-Francisco entre 2400-1800 Ma (Lerouge et al., 2006 ; Penaye et al., 2004 ; Feybesse et al., 1998). Cette région comprend les secteurs Ndoua, Grand Zambi, Kouambo, Bipindi, Tchange et Bibindi. Des études plus récentes ont mis en évidence à Eséka, bordure nord-ouest de l'unité du Nyong des roches métasédimentaires et des métavolcanites (Ndema et al., 2014), des granulites mafiques et des éclogites (Loose et Schenk, 2018), des roches serpentinisées associées aux éclogites metabasites paléoprotérozoïques (Bouyo Houketchang et al., 2019), des péridotites serpentinisées à Song-Hot au Sud d'Eséka (Nga Essomba et al., 2019). Les travaux préliminaires (Moudioh, 2013) ont montré que la région de Grand Zambi est composée d'un seul ensemble lithologique essentiellement métamorphique constitué de pyrigarnite, des formations ferrifères (BIFs), de gneiss à grenat et pyroxène et des épidotites. Les caractères pétrogénétiques de ces formations ne sont pas connus. Ceci suscite des interrogations au rang desquelles on peut noter les suivantes : (i) quelle est la nature des formations métamorphiques de Grand Zambi? (ii) Ces formations recèlent-elles des minéralisations? Si oui quelles sont ces minéralisations ? (iii) Ces minéralisations ont-elles un potentiel économique? (iv) Quels sont le protolite et le paléo-environnement? Le présent travail contribuera à apporter des éléments de réponse à ces différentes questions.

Pour rendre intelligible les points obscurs sus-évoqués. L'objectif principal du présent travail est la caractérisation pétrogénétique des formations métamorphiques du secteur d'étude et des minéralisations associées. Les objectifs spécifiques sont de faire:

- 1) l'inventaire lithologique et l'étude pétrographique détaillée en vue d'une bonne cartographie;

2) l'analyse géométrique et cinématique de la déformation qui a affectée les principaux ensembles lithologiques;

3) l'étude géochimique sur roche totale dans l'optique de déterminer la source, la nature des protolites et le paléo-environnement de nos différentes roches;

4) les corrélations locale (série du Nyong, CPNE) et régionale (chaîne paléoprotéroïque en Centrafrique, série de l'Ogouée au Gabon et chaîne transamazonienne NE du Brésil).

L'ossature de ce travail comprend, en plus de l'introduction et de la conclusion générale, six (06) chapitres:

- le chapitre 1 présente les cadres géographique et géologique de la zone d'étude ;
- le chapitre 2 est consacré à la méthodologie du travail, que ce soit sur le terrain ou en laboratoire, ainsi que le matériel ayant servi à l'acquisition des données;
- le chapitre 3 traite de l'inventaire lithologique et l'étude pétrographique macroscopique et microscopique des différentes formations rencontrées à l'affleurement;
- le chapitre 4 est l'analyse de la déformation à l'échelle de l'affleurement, de l'échantillon et de la lame mince. Cette analyse intègre les aspects géométrique, cinématique et chronologique;
- le chapitre 5 met en évidence les caractères géochimiques des formations de Grand Zambézi et ses environs avec un accent particulier sur leur potentialité de minéralisation en fer ;
- le chapitre 6 est consacré à l'interprétation et discussion des résultats obtenus et aux corrélations locale et régionale.

CHAPITRE I.
CADRES GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

I.1. CADRE GEOGRAPHIQUE

I.1.1. Localisation

La région de Grand Zambi et ses environs, objet de la présente étude, est située dans la région du Sud Cameroun, département de l'Océan, arrondissement de Bipindi. Elle est comprise entre les parallèles $2^{\circ}55'46''$ et $3^{\circ}8'3''$ de latitude Nord et entre les méridiens $10^{\circ}16'34''$ et $10^{\circ}25'4''$ de longitude Est (Fig.1) et couvre une superficie de 214 km².

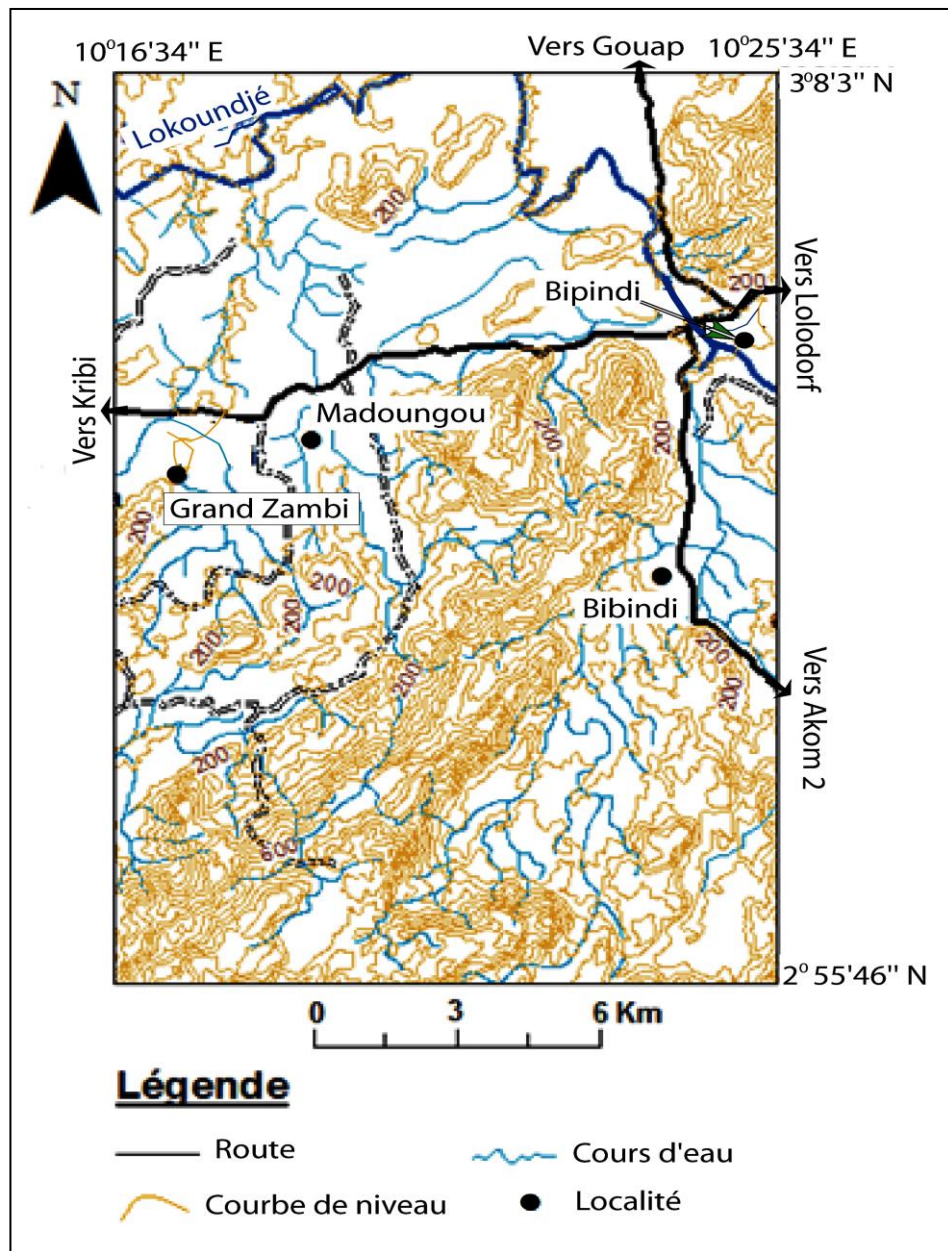


Figure 1. Carte topographique du secteur d'étude (extraite de la carte forestière d'Edéa et de Kribi au 1/50000, feuilles 1d, 2c, 3b, 4a). Courbes de niveau générées à partir de l'image satellite SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) d'Edéa (SRTM_f03_n003e010) d'Edéa (SRTM_f03_n003e010) et de Kribi (SRTM_f02_n002e010).

I.1.2. Géomorphologie

I.1.2.1. Orographie

La topographie générale du secteur d'étude s'intègre dans celle du Sud Cameroun qui est une vaste région s'étendant de la côte atlantique au bassin du Congo. Les massifs montagneux présentent une ondulation d'Est en Ouest. Dans l'ensemble, le relief est perturbé par les collines et les dépressions. Les collines sont globalement allongées NNE-SSW à NE-SW.

Les observations faites sur le terrain couplées aux analyses des cartes topographiques (Fig. 1) et du bloc diagramme (Fig. 2) indiquent que le secteur de Grand Zambé est fait de pénéplaines et de plateaux. La morphologie des pénéplaines montre une élévation d'altitude qui varie entre 50 et 250 mètres ; celle des plateaux varie entre 550 et 850 mètres environ. Les pénéplaines et les plateaux sont séparés entre elles par une zone intermédiaire d'altitude variant entre 250 et 550 mètres. En conséquence, trois unités géomorphologiques y ont été distinguées :

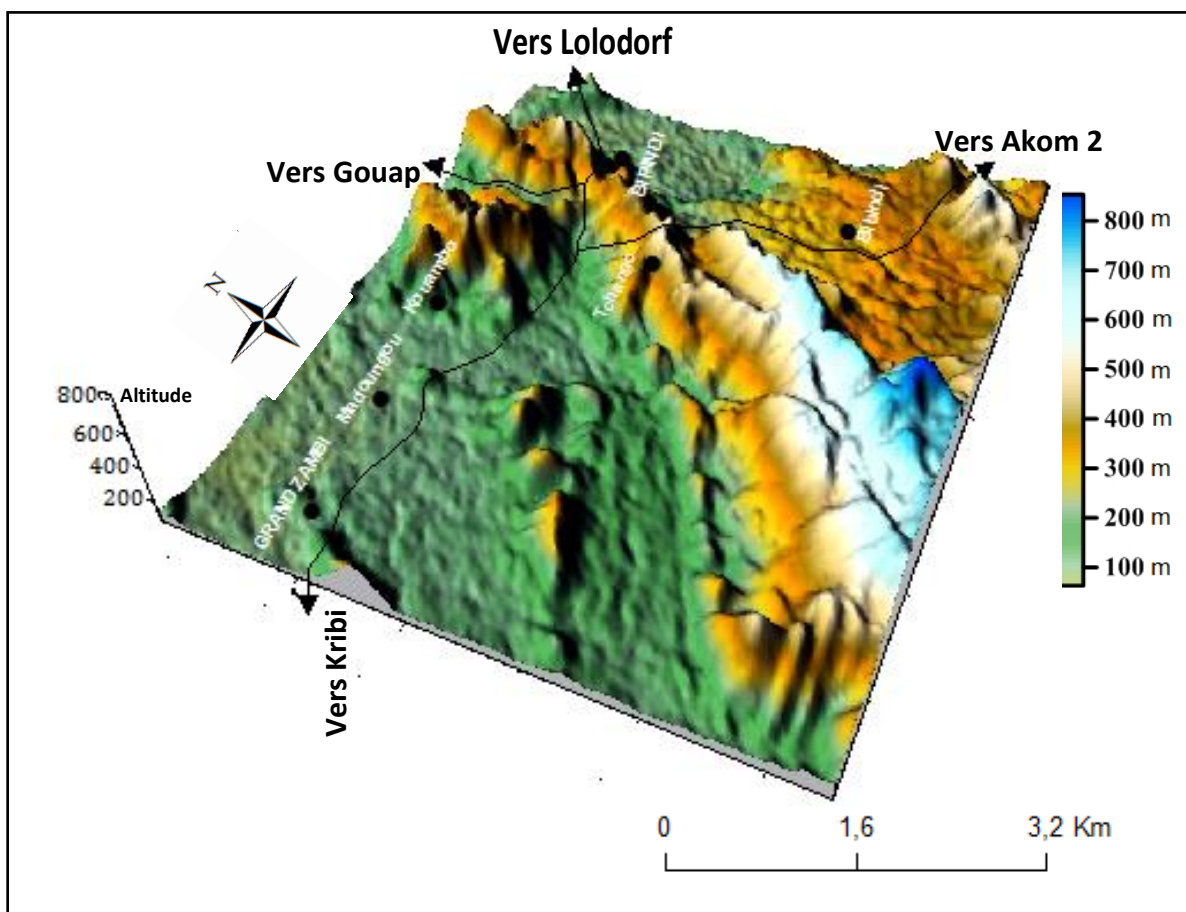


Figure 2. Bloc diagramme de la zone étudiée (généralisé à partir du logiciel Surfer 10, 32bits).

- l'unité morphologique basse (50 - 250 m) rencontrée principalement au Nord, à l'Ouest et au Sud-Ouest de la zone ;
- l'unité morphologique intermédiaire (250 – 550 m) s'étendant au Nord Est, à l'Est Sud Est et au Sud ;
- l'unité morphologique haute (550 - 850 m) rencontrée principalement au Sud et Sud-Sud-Ouest du secteur d'étude. Dans cette unité, les altitudes varient très peu, et les interfluves très resserrées entre elles, ont des pentes raides.

I.1.2.2. Hydrographie

Grand Zambi est inclus dans le bassin versant des fleuves côtiers sud, principalement dans le sous bassin de la *Lokoundjé* avec un débit de 28,2m³/s (Anonyme, 2009). Ce bassin se caractérise par un réseau hydrographique dense et dendritique constitué de cours d'eau orientés E-W, N-S, NNE- SSW, et NNW-SSE (Fig. 3). L'intensité de drainage est très élevée à cause de la grande humidité du climat et la faible perméabilité des sols. Les cours d'eau ont un régime saisonnier avec des lits en crue en période pluvieuse et secs pendant la saison sèche. Le réseau hydrographique est dense et dendritique avec des ordres allant de 1 à 3 (Fig. 3). Les cours d'eau d'ordre 1 sont des sources à régime saisonnier avec des lits pratiquement secs en saison sèche et en crue en saison des pluies. Les cours d'eau d'ordre allant de 2 à 3 sont à régime permanent ou annuel.

La *Lokoundjé* est le principal fleuve de la région ; il coule suivant une direction Est-Ouest et se jette dans l'océan atlantique.

I.1.3. Climat

Notre secteur d'étude est situé en pleine zone forestière. Le climat de Grand Zambi s'intègre dans celui du Sud Cameroun. Il appartient au climat équatorial de type guinéen. Située à 40 km de Kribi, les données climatiques de la zone sont donc similaires à celles de Kribi. Ces données ont été prises sur une période de 10 ans (2005-2015) et elles sont consignées dans le tableau I ci-dessous. Ces données représentent les moyennes mensuelles des températures et pressions. D'après ces données, les précipitations moyennes annuelles durant cette période s'élèvent à 228,33 mm. La température moyenne annuelle oscille autour de 25,8°C. Elle peut atteindre une température moyenne maximale de 28,7°C et une température moyenne minimale de 22,8°C. Ces variations de température sont fortement influencées par la présence de la forêt équatoriale et les courants d'air provenant de l'océan atlantique.

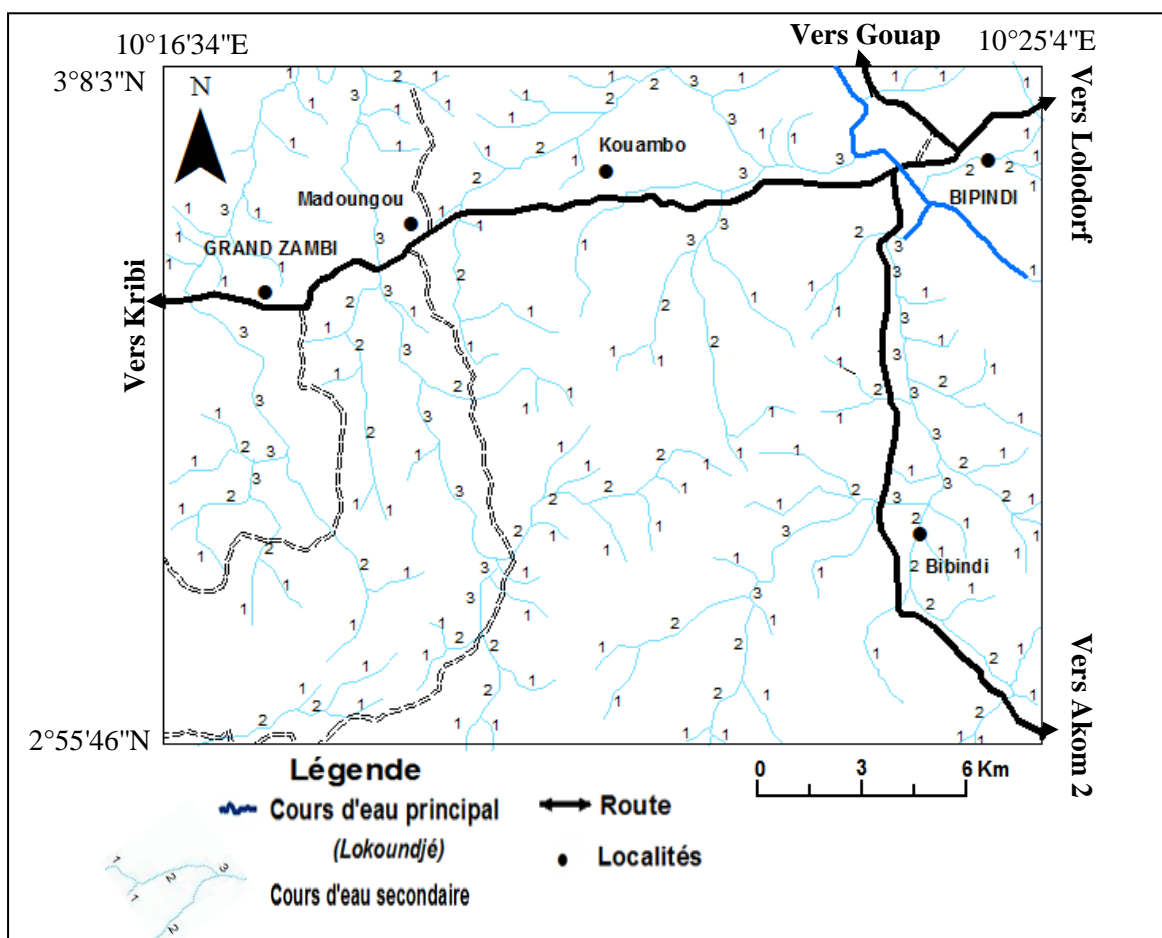


Figure 3. Carte du réseau hydrographique du secteur d'étude.

L'analyse du diagramme ombrothermique (Fig. 4) montre que la région est soumise à un régime climatique à quatre saisons :

- une courte saison des pluies (mars - mai) ;
- une grande saison des pluies (août – novembre) ;
- une petite saison sèche (juin – août) ;
- une grande saison sèche (novembre – février).

Toutes ces données sont caractéristiques du climat équatorial de type guinéen (Anonyme, 2008).

Tableau I. Relevés climatiques mensuels moyens pour la période (2005-2015).

Mois	Jan.	Fév.	Mars.	Avril.	Mai	Juin	Juillet	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Moy
T moyenne (°C)	27	26,5	26,5	26,5	26	25,5	24,5	24,5	25	25	26	26	28,7
P (mm)	67	89	181	230	299	262	137	220	505	496	192	62	228,33

Source : Site web : www.climatedata.eu consulté le 11-01-2016

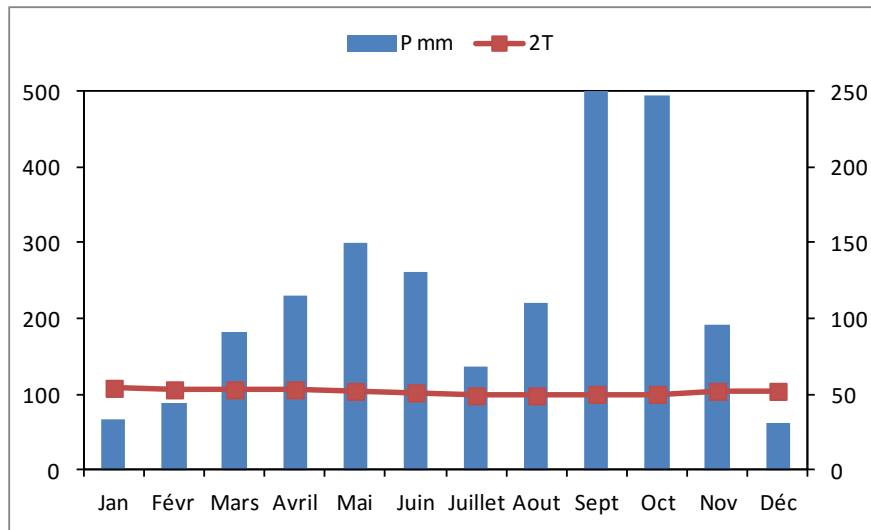


Figure 4. Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gausson (1957) appliqué aux données climatiques de la zone étudiée.

I.1.4. Végétation et Faune

Le secteur de Grand Zambi appartient à la zone forestière du Sud-Cameroun qui est caractérisée par une forêt dense et humide. La végétation présente deux aspects :

- une forêt primaire (Criaud, 1985) à sous-bois pauvre et à accès difficile. Elle abrite une végétation herbeuse et des arbres de tailles et formes variées, de plus de 10 m de diamètre ;
- une forêt secondaire due à l'anthropisation et contenant des arbustes, des bambous de chine (*Bambusa vulgaris*) et de lianes (*Clematis Vitalba L.*).

La faune est diversifiée. Les espèces que l'on y rencontre fréquemment sont le chimpanzé (*Pan troglodyte*), le pangolin (*Javanica*) et les rongeurs (rats, écureuils, etc). Le perroquet (*Psittacus erithacus*) est l'espèce d'oiseau le plus représenté.

I.1.5. Sols

Dans l'ensemble, le Sud-Cameroun est dominé par les sols ferrallitiques et les sols hydromorphes (Bilong et al., 1992). Les sols ferrallitiques se rencontrent dans les zones hautes ou interfluves. Ils ont un horizon sableux en surface et argileux en profondeur. L'on distingue deux types de sols ferrallitiques en fonction de la couleur.

- les sols ferrallitiques rouges qui proviennent des roches ferrifères, des granites et des migmatites ;

- les sols ferrallitiques jaunes issus de l'altération des gneiss. Ils sont caractérisés par un faible enrichissement en humus et une texture sablo-argileuse. Ces derniers couvrent la majeure partie de la région.

Les sols hydromorphes sont présents dans les bas-fonds et les vallées. L'on les rencontre aussi dans les zones marécageuses.

I.1.6. Géographie humaine et économique

La région du Sud est constituée de plusieurs groupes ethniques à savoir les Ngoumba, les Fang, les Batanga, les Mabéa, les Bakoko, les Pygmées en cours de sédentarisation, les Bassa et les Boulou qui sont majoritaires. La population de Grand Zambé est globalement composée de "Bakola" (pygmées) et de Bassa. Les activités économiques de la région sont essentiellement:

- l'agriculture, représentée par les cultures de rentes telles que la cacaoculture et la culture de palmier à huile (*Elaeis guineensis*) ;
- la chasse, telle que la chasse du porc épic (*Erethizontidae*) et du rat de Gambie (*Cricetomys gambianus*);
- la pêche qui sert à l'autoconsommation ;
- et l'élevage des caprins (*capra hircus*), ovins (*ovis aries*) et des porcs (*Sucs, Scrofa*).

I.2. CADRE GEOLOGIQUE

Le socle précambrien camerounais est subdivisé en deux grandes entités lithostructurales qui sont:

1- la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale (Nzenti et al., 1988, 1994, 1999) qui couvre les deux tiers du territoire depuis le groupe de Yaoundé jusqu'à l'Extrême Nord ;

2- le domaine cratonique représenté par le craton du Congo (Shang et al., 2004a, 2004b, 2007, 2010 ; Pouclet et al., 2007 ; Tchameni et al., 2001 ; Maurizot et al., 1986).

I.2.1. Aperçu général sur la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale (CPNE) au Cameroun

Les principaux caractères de la CPNE au Cameroun ont été mis en évidence dans les travaux de Ngotué et al. (2012) ; Tanko Njiosseu et al. (2005) ; Toteu et al. (2004) ; Ngako et al. (2003) ; Nzenti et al. (1994, 1998) ; Nzenti, 1992. Au Cameroun la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale comporte trois grands domaines géodynamiques distincts (Fig. 5) : (1) un domaine Nord ; (2) un domaine Centre ; (3) un domaine Sud.

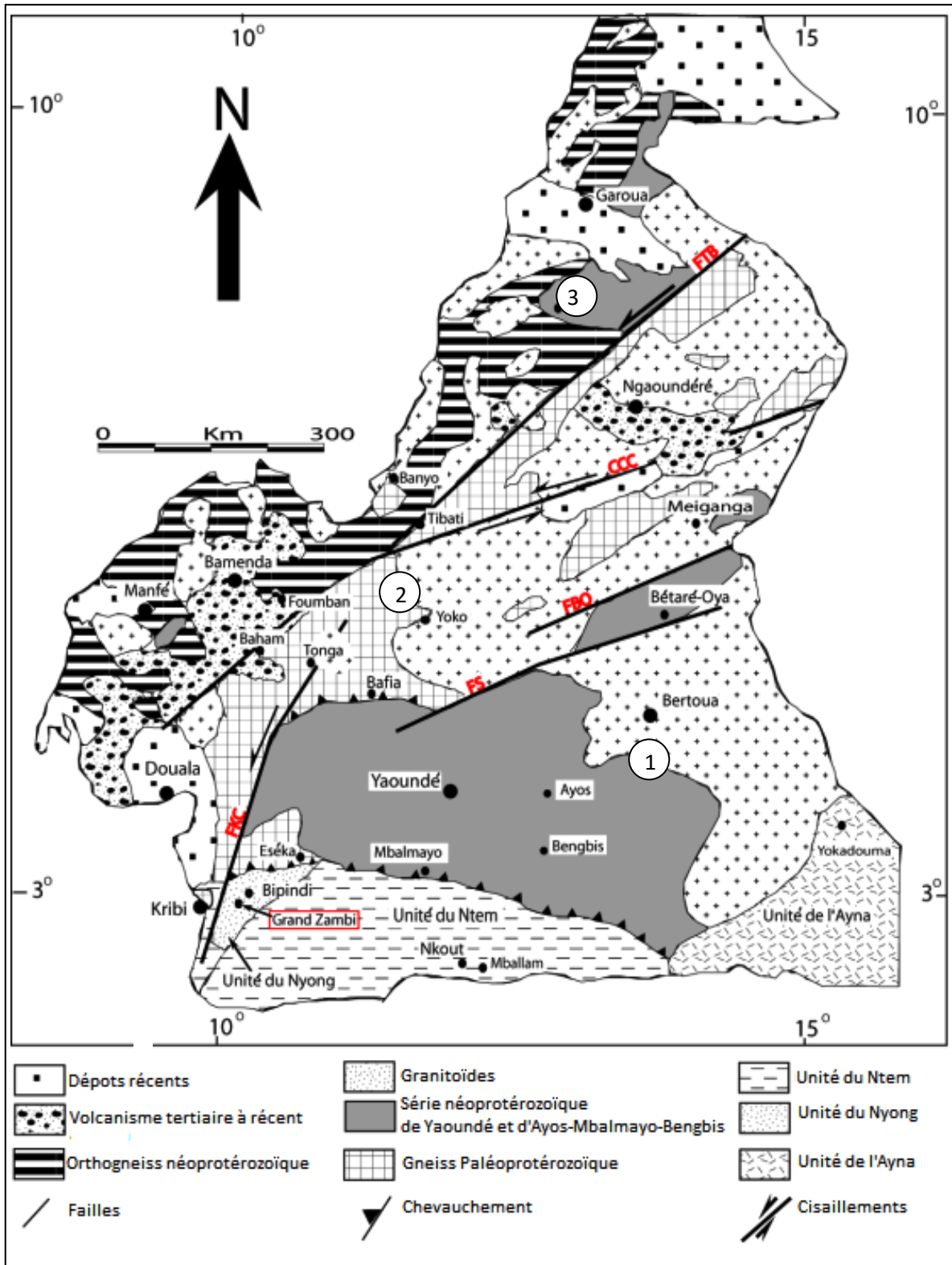


Figure 5. Carte géologique du Cameroun (Nzenti et al., 2011) montrant la localisation de la localité de Grand Zambi et les principaux domaines lithotectoniques : (1) domaine sud ; (2) domaine central ; (3) domaine nord ; CCC : Cisaillement Central Camerounais ; FS : Faille de la Sanaga; FTB: Cisaillement de Tibati-Banyo ; FBO : Cisaillement de Bétaré Oya; FKC : Faille de Kribi Campo.

- **Le domaine Nord-Cameroun**, s'étend du Sud de Poli jusqu'à l'extrémité Nord du Cameroun (Penaye et al., 2006 ; Nzenti et al., 1998) et est constitué des roches volcaniques paléoprotérozoïques d'affinités tholéitique à alcaline associées à des métasédiments et des orthogneiss calco-alcalines (Danguene, 2012 ; Toteu et al., 1987). Il est caractérisé par une évolution polyphasée et polycyclique (Nzenti, 1992). Le domaine nord est affecté par trois phases de déformation (Toteu et al., 2001 ; 2004 ; Nzenti, 1992 ; Toteu et al., 1987).

- **Le domaine Centre-Cameroun**, qui s'étend du Sud de Bafia au Sud de Poli est un domaine intermédiaire, car il constitue le lien entre les parties nord et sud de la chaîne. Il est marqué par de multiples décrochements d'importance régionale, par l'abondance des granitoïdes syn- à post-tectoniques plus ou moins déformés et par des reliques paléoprotérozoïques de la croûte continentale recristallisée sous le facies granulites de haut degré (850-900 C, 10-12 Kb) à 2100 Ma (Ganwa et al., 2008, 2016 ; Nzenti et al., 2007 ; Tanko Njiosseu et al., 2005) intrudé par des roches plutoniques hyperpotassiques syntectoniques au néoprotérozoïque, d'affinité calco-alcaline (Njiekak et al., 2008 ; Nzenti et al., 1994, 2006 ; Tanko Njiosseu et al., 2005 ; Nzolang et al., 2003 ; Nguessi et al., 1997).

Trois phases de déformation ont été mises en évidence dans ce domaine par les travaux de Tchakounté et al. (2007, 2017) ; Kankeu, 2008 ; Nzenti et al. (1994, 1998, 1999, 2007) ; Njanko et al. (2006) ; Tanko Njiosseu et al. (2005) ; Ngako et al. (2003) ; Toteu et al. (2001). Ces phases sont marquées par des structures ductiles. D'autres auteurs (Kouankap Nono, 2011 ; Ganno, 2010) distinguent quatre phases de déformation dont trois sont ductiles (D₁, D₂ et D₃) et une cassante (D₄)

- **Le domaine Sud-Cameroun** s'étend du Sud de Bafia jusqu'à la bordure nord du craton du Congo. Il est caractérisé par une évolution synchrone d'un métamorphisme polyphasé et monocyclique avec deux phases majeures de déformation (Ngnotué et al., 2000 ; Nzenti et al., 1988, 1998, 1999 ; Nzenti et Tchoua, 1996). Ce domaine est représenté par les formations volcano-sédimentaires du groupe de Yaoundé d'âge néoprotérozoïque chevauchant vers le Sud du craton du Congo (Nzenti et al., 1984, 1988, 1998, 1999 ; Penaye et al., 1993 ; Soba, 1989 ; Nédélec et al., 1986). Le groupe de Yaoundé comprend la série de Yaoundé au centre, la série d'Ayos-Mbalmayo-Bengbis au sud, la série de Yokadouma à l'est et la série de Bafia au nord tous de formations métasédimentaires (Nzenti et al., 1984, 1988, 1998, 1999 ; Penaye et al., 1993 ; Soba, 1989 ; Nédélec et al., 1986). Les travaux de Nzenti et al., 1984, 1988 ; et Ngnotué et al., 2000 ont montré que ces métasédiments ont subi un métamorphisme de haute pression et haute température (T= 750°C-800°C, P=900 – 1300 Kb). Owona et al.,

2010; Toteu et al., 1994 et Penaye et al., 1993 ont daté respectivement ce métamorphisme à 620 ± 10 Ma (âge U-Pb sur zircon), à 616 Ma (âge U-Pb sur zircon et Sm-Nd) et/ou entre 613 ± 33 Ma et 586 ± 15 Ma (âge Th-U-Pb sur monazite). Les travaux de Ngnotué et al. (2012) ont montré que le groupe de Yaoundé est composé de métasédiments et de metabasites qui ont été affecté par un métamorphisme d'âge Tonien à Sténien (911 Ma à 1122 Ma ; âge U-Pb sur zircon des métapélites). D'après Ngnotué et al. (2000) et Nzenti et al. (1988), les protolites de ces roches sont des grauwwackes et des shales déposés dans un contexte de rift intracontinental ou de marge amincie. Les roches ont été affecté par deux phases de déformations associées au métamorphisme (Ngnotué et al., 2012 ; Nzenti et al., 1988). La phase D₁ est marquée par une foliation S₀/S₁ caractérisée par un rubanement lithologique parallèle à l'orientation préférentielle des phyllosilicates dans le facies granulite à haute température ; cette phase marque le début de la fusion partielle. Le deuxième événement D₂ est de nature compressive et est souligné par l'intrusion des roches mafiques, l'injection quartzo-feldspathique le long des cisaillements C₂, la fusion partielle in situ et le chevauchement des formations géologiques du domaine sud panafricain sur le craton du Congo. La migmatisation se développe principalement durant la seconde phase (Ngnotué et al., 2012). En plus des deux phases de déformations définies par Ngnotué et al., 2012 et Nzenti et al., 1988 dans le domaine sud panafricain; d'autre auteurs (Owona et al., 2010, 2013 ; Mvondo et al., 2003, 2007) mettent en évidence quatre (04) phases de déformations. D'après ces auteurs (Owona et al., 2010, 2013 ; Mvondo et al., 2003, 2007), les trois premières phases de déformations sont ductiles et sont associées au métamorphisme régional rétrograde à haute pression au panafricain allant du facies granulite à amphibolite avec des conditions de pression et température variant de 800 à 575°C et 12 à 9 Kbar dans les métapélites et de 750 à 550°C et 10 à 7 Kbar dans les métadiorites (Owona et al., 2010 ; Mvondo et al., 2003 ; Nzenti et al., 1998). La D₁ est caractérisée par un cisaillement pur souligné par une foliation sub-horizontale S₀/S₁ et des plis P₁ observés seulement dans les quartzites et les amphibolites. La déformation D₂ est dominée par un cisaillement simple au cours de laquelle la foliation S₀/S₁ est transposée dans les métapélites et la foliation S₂ dans les métadiorites associées à la linéation L₂, cette phase est responsable du chevauchement de la nappe SSW de Yaoundé sur le complexe du Ntem (Owona et al., 2010 ; Nzenti et al., 1988). La D₃ est caractérisée par les plis P₃ avec des axes N-S et NE-SW parallèles à la linéation L₂ ; et des cisaillements tels que le cisaillement centre camerounais (Ngako et al., 2003). La D₄ est post-panafricaine et est caractérisée par une tectonique cassante.

I.2.2. Le domaine cratonique

Le craton du Congo et celui de São-Francisco au Brésil constituaient un seul bloc au paléoprotérozoïque au cours de l'orogénèse transamazonienne entre 2200 et 1900 Ma (Barbosa et Sabaté, 2002 ; Ledru et al., 1994). Ce bloc s'est disloqué vers 2500 Ma (Feybesse et al., 1998) en deux blocs (le craton de São-Francisco au Brésil et le craton du Congo en Afrique Centrale) séparés entre eux par l'océan atlantique durant l'ouverture de l'atlantique sud. La bordure Nord-Ouest du craton du Congo affleure au Cameroun sous l'appellation du complexe du Ntem (Maurizot et al., 1986) dans lequel est situé notre zone d'étude.

Le complexe du Ntem est subdivisé en trois sous-unités (figs. 5 et 6) :

(i) l'unité du Ntem (ou le groupe du Ntem) composée de granitoïdes et charnockites archéens, déformés et métamorphisés à 2,9 Ga (Toteu et al., 2001) puis injectés de granites entre 2,7 et 2,9 Ga (Shang et al., 2004a, 2004b, 2010 ; Tchameni et al., 2001) ;

(ii) l'unité ou série du Bas du Nyong (ou encore le groupe du Nyong) à laquelle appartient le secteur d'étude comprend à la fois les matériaux archéens et paléoprotérozoïques remaniés vers 2000 Ma (Lerouge et al., 2006) ;

(iii) l'unité de l'Ayna qui comprend des roches cristallophylliennes, des roches vertes et des granitoïdes intrusifs anté-panafricains (Vicat, 1998).

❖ L'unité du Ntem ou groupe du Ntem se caractérise par:

(1) le cycle orogénique libérien qui est marqué par la mise en place entre 3600 et 3300 Ma des protolites des roches vertes, suivie par l'intrusion de TTG (Tonalite, Trondhjémite, Granodiorite) entre 2900 et 2800 Ma (âge U/Pb sur zircon ; Shang et al., 2004b ; Toteu et al., 1994). Ce cycle s'achève par l'intrusion entre 2600 et 2500 Ma (âges U-Pb sur zircon) de granitoïdes anatectiques de nature potassique (Shang et al., 2001, 2010 ; Toteu et al., 1994, 2004 ; Tchameni et al., 2000 ; Feybesse et al., 1987). L'unité du Ntem porte l'empreinte d'une déformation D₁ exprimée par une foliation S₁ verticale orientée E-W et les plis isoclinaux P₁ le tout associé au faciès métamorphique M₁ de haut degré caractérisé par la présence de l'orthopyroxène (Shang et al., 2010);

(2) une évolution paléoprotérozoïque ou cycle éburnéen. Ce dernier comporte trois étapes successives à savoir:

(i) un épisode magmatique caractérisé par l'intrusion des syénites alcalines autour de 2300 Ma ;

(ii) une deuxième phase marquée par la mise en place des dolérites vers 2100 Ma et enfin ;

(iii) un épisode métamorphique allant des faciès des amphibolites aux granulites vers 2050 Ma. Ce cycle s'achève par des événements thermiques et hydrothermaux autour de 1800 Ma (âges U-Pb sur zircon, [Shang et al., 2007](#) ; [Tchameni et al., 2001](#) ; [Vicat et al., 1998](#) ; [Toteu et al., 1994](#)).

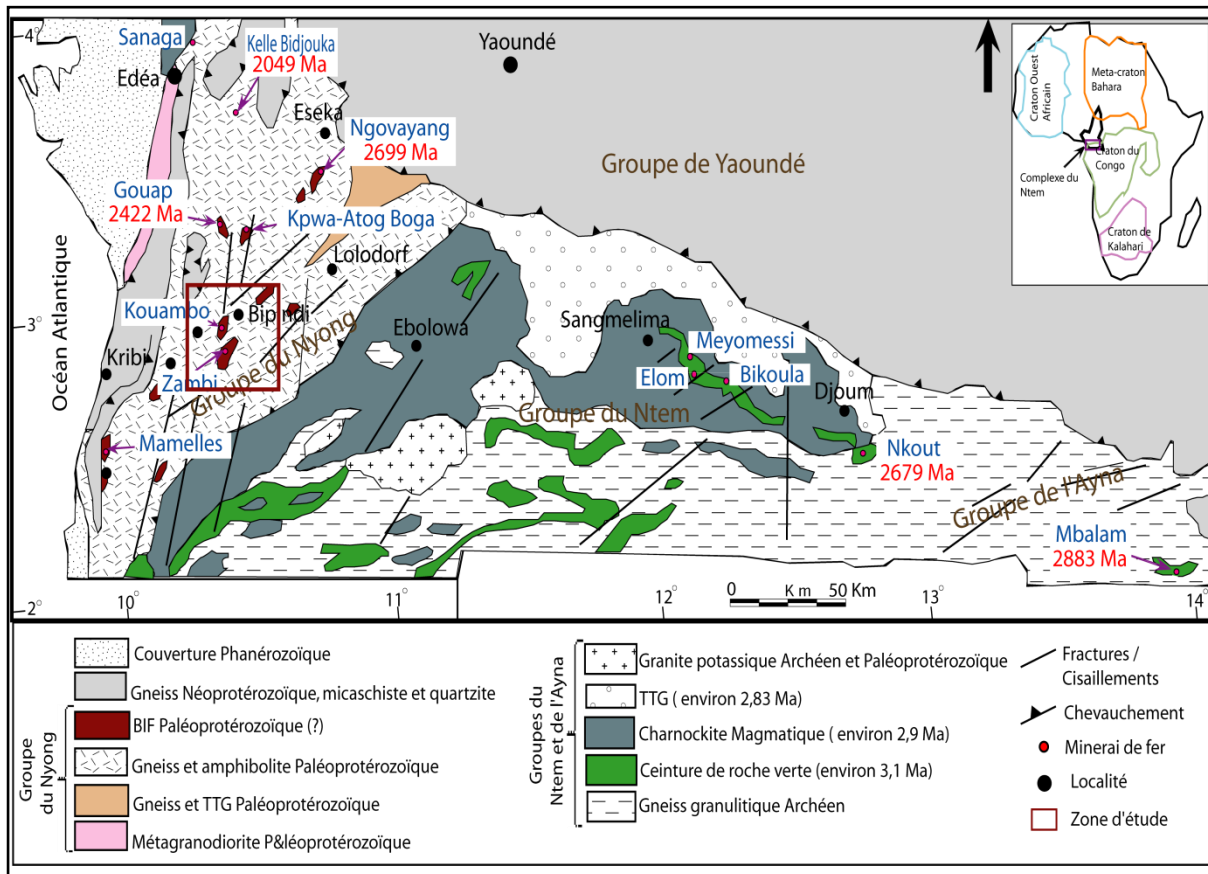


Figure 6. Carte géologique du Sud-Ouest Cameroun [adapté d'après [Maurizot et al. \(1986\)](#) ; [Feybesse et al. \(1998\)](#) ; [Tchameni et al. \(2000, 2001\)](#) ; [Shang et al. \(2001, 2004a, 2004b, 2010\)](#) et [Pouclet et al. \(2007\)](#)]. L'âge des minerais de fer de Mballam, Ngovayang, Nkout, Gouap et Kelle Bidjoka provient respectivement des travaux de [Chombong et Suh. \(2013\)](#), [Chombong et al. \(2017\)](#), [Ndime et al. \(2019\)](#), [Soh et al. \(2020\)](#), [Nzepang et al. \(2020\)](#).

❖ L'unité du Nyong ou groupe du Nyong est constituée des matériaux à la fois archéen et paléoproterozoïque. Ces matériaux sont marqués dans la région d'Eséka par trois phases de déformations ([Ndema et al., 2014](#), [Nédélec et al., 1993](#)) associées à un métamorphisme polycyclique avec dans la partie Ouest de la série des assemblages granulitiques panafricains (600 Ma):

(i) la phase D₁ soulignée par une foliation S₁ horizontale à caractère régional et associée à une linéation d'étirement d'orientation variable, de larges plis ouverts et des décrochements sénestres N-S ([Vicat, 1998](#)) ;

(ii) la phase D₂ à caractère transcurrent ou cisailant développe des plis P₂, une schistosité S₂ associée à une linéation d'étirement L₂ et des cisaillements C₂ injectés par les mobilisats et des dolérites plus ou moins déformés ;

(iii) la phase D₃ est marquée par des cisaillements, une schistosité, une linéation et parfois des boudins et exsudats de quartz.

❖ L'unité de l'Ayna ou groupe de l'Ayna est mal connue. Elle comprend des roches cristallophylliennes, des roches vertes et des granitoïdes intrusifs. Sur le plan de la déformation, l'unité de l'Ayna est marquée par une foliation de direction comprise entre N120°E et N140°E à laquelle se superposent des plis postérieurs N50°E et de blastomylonites N40°E tous anté-panafricains et recouverts par la nappe de Yaoundé (Vicat, 1998).

I.3. TRAVAUX ANTÉRIEURS DU SECTEUR D'ETUDE ET SES ENVIRONS

Les travaux pionniers qui ont abouti à la carte géologique de reconnaissance dans le Sud-Ouest du Cameroun sont ceux de Maurizot et al. (1986). Ces travaux mettent en évidence les différents ensembles lithologiques du socle. A la suite de ces travaux, plusieurs auteurs ont entrepris des études plus détaillées permettant ainsi de définir les unités lithologiques du socle dans le Sud du Cameroun (Shang et al., 2001, 2004a, b ; 2007 ; Vicat, 1998 ; Tchameni, 1997 ; Toteu et al., 1994 ; Nédélec et al., 1990 ; Nzenti et al., 1988 ; Feybesse et al., 1987).

L'unité du Nyong, auquel appartient notre secteur d'étude, s'intègre dans le complexe du Ntem. Plusieurs travaux ont déjà été menés dans cette unité. Ces travaux révèlent que le groupe du Nyong est constitué des roches magmatique et métamorphique. Les roches magmatiques sont composées de massifs syénitiques à Akongo Lolodorf (Edimo, 1985), de TTG gneissifiés à Eséka-Makak (Nédélec et al., 1993), de TTG, des syénites méta-alumineuses et hyperalcalines à Ngomezap et à Ebolowa (Tchameni et al., 2001 ; Vicat, 1998) et d'un réseau filonien particulièrement basique à ultrabasique à Abiété-Yenjok constitué de deux familles dont l'une péridotitique à hazburgite et dunite et l'autre gabbroïque (Ngo Bidjeck, 2004). Les migmatites et des micaschistes affleurent à Eséka-Makak (Nédélec et al., 1993). Plusieurs roches métamorphiques ont été mises en exergue dans la série du Nyong. Ces roches sont faites de quartzites ferrifères qui ont été signalés dans la localité de Lolodorf-Ngomedzap (Tchameni, 1997) ; de micaschiste, de gneiss et de pyroxénite qui affleurent à Ngomezap et à Ebolowa (Vicat, 1998 ; Tchameni et al., 2001) ; de gneiss à orthopyroxène, de gneiss à biotite et hornblende, de gneiss à grenat et orthopyroxène, de gneiss à biotite et hornblende, de pyroxénites à amphibole et grenat (Maurizot et al., 1986 ; Lerouge et al.,

2006). Des travaux récents révèlent des minéralisations en fer dans l'unité du Nyong (Moudioh et al., 2020 ; Nzepang et al., 2020 ; Soh et al., 2018, 2019, 2020 ; Ganno et al., 2016, 2017). Outre les ensembles lithologiques rencontrés dans la série du Nyong, une multitude de travaux ont été entrepris au cours de ces dernières années. Ces travaux stipulent que le secteur d'Eséka est constitué de (1) roches métasédimentaires (schiste, micaschiste à grenat) et méta-ignées (gneiss, amphibolites, pyribolite et pyrigarnite ; Ndema et al., 2014) ; (2) granulites mafiques et des éclogites (Loose et Schenk, 2018) ; (3) roches serpentinisées associées aux éclogites metabasites paléoproterozoïques (Bouyo Houketchang et al., 2019) ; (4) péridotites serpentinisées à Song-Hot au sud d'Eséka (Nga Essomba et al., 2019).

En plus des travaux pionniers sus-évoqués, la région du Sud Cameroun en général et l'unité du Nyong en particulier a fait l'objet, ces dernières années, de plusieurs investigations géologiques. Ces investigations mettent en exergue dans cette unité un ensemble lithologique essentiellement métamorphique composé de metabasites et de métasédiments. En particulier, ces roches sont à prédominance des complexes basiques (pyribolites, les gneiss à pyroxène et amphibole et les gneiss à pyroxène, les pyrigarnites, les gneiss à grenat, les amphibolites à grenat et les quartzites à grenat, les pyrigarnites à amphibole) caractérisées par des assemblages typomorphiques de faciès granulite montrant une évolution rétro-morphique dans le faciès amphibolite et des assemblages coronitiques à Opx+Grt +Op et à Opx + Hbl + Op (Nga Essomba, 2020 ; Ndema et al., 2014).

Dans la localité de Kpwa-Atog Boga, les formations pétrographiques (pyribolites litées, gneiss, pyrigarnites, biotites et formations ferrifères) montrent une évolution métamorphique prograde puis rétrograde due à la déstabilisation de la paragenèse granulitique dans les faciès amphibolites et schiste vert (Nzepang Tankwa, 2013). Les analyses SHRIMP sur des zircons détritiques de métasédiments (BIFs, gneiss à orthopyroxène, gneiss à grenat) donnent des âges mésoarchéens et paléoproterozoïques, avec les plus jeunes zircons datés à 2423 ± 4 Ma au sein de l'unité du Nyong, caractérisant ainsi l'âge de mise en place de celle-ci. Les métadiorites de Bonguen et les métasyénites de Lolodorf sont datées à 2066 ± 4 Ma et 2055 ± 5 Ma respectivement, avec un héritage archéen (2836 ± 11 Ma) dans les métasyénites (Lerouge et al., 2006). Les travaux pionniers (Moudioh, 2013) effectués dans le secteur de Grand Zambi (zone d'étude) ont mis en évidence un ensemble lithologique essentiellement métamorphique (pyrigarnite, formations ferrifères, gneiss à grenat et disthène et des épidotites) caractérisé par des assemblages de faciès granulite à Qtz+Grt+Pl+Cpx+Opx+Rt dans les pyrigarnites et à Qtz+Kfs+Ky+Grt+Bt+Rt dans les gneiss à grenat et disthène, des

assemblages du faciès amphibolite de faible degré Qtz+Hbl±Op dans les pyrigarnites, des assemblages de faciès schiste vert à Qtz+Fe-ox±Lm dans les BIFs et à Qtz+Ep+Chl+Pl±Cal dans les épidotites.

Les formations pétrographiques de Grand Zambé sont affectées par deux phases de déformations dont une D₁ de tectonique compressive et une D₂ essentiellement cisailante. Cette déformation montre les caractéristiques proches de celles définies par [Maurizot et al., 1986](#), dans la carte géologique de reconnaissance du Sud-ouest Cameroun (plus notice explicative), [Ndong Bidzang, \(2017\)](#) à Ngovayang, [Ngo Bidjeck, \(2004\)](#) à Abiétié-Yenjok, [Nga Essomba et al. \(2019\)](#) à Eseka-Lolodorf, à Gouap-Nkolo ([Soh et al., 2014](#)). A Kpwa-Atog Boga, en plus des deux phases de déformations définies précédemment ; une troisième dite tectonique cassante à été mise en évidence ([Nzépang Tankwa, 2013](#)).

Sur le plan métallogénique, les minéralisations en fer sont associées aux formations métamorphiques dans le secteur Gouap-Nkolo ([Soh et al., 2019, 2020](#)), dans le secteur de Kpwa-Atog Boga ([Nzépang Tankwa, 2013](#)), dans la zone d'étude ([Moudioh et al., 2020 ; Moudioh, 2013](#)). Les BIFs du secteur Kpwa-Atog Boga proviennent de sédiments chimiques et appartiennent au faciès oxydé. Le minerai de fer a une origine hypogène-supergène ([Nzépang Tankwa, 2013](#)). Le minerai de fer de Grand Zambé s'intègre dans la région du Sud Cameroun où l'on rencontre des gisements de fer d'importance capitale: à Mballam ([Suh et al., 2008 ; Nforba et al., 2011 ; Ilouga et al., 2013 ; Chombong et Suh, 2013](#)) à Nkout et Ngoa ([Suh et al., 2009 ; Ndime et al., 2018, 2019](#)) ; et de nombreux indices de minéralisations en fer notamment à Elom ([Ganno et al., 2015](#)), à Gouap ([Soh et al., 2019](#)), à Meyomessi ([Ganno et al., 2018](#)) dans l'unité du Ntem et à Zambé ([Ganno et al., 2016](#)), à Kouambo ([Ganno et al., 2017](#)), à Kpwa-Atog Boga ([Soh et al., 2018](#)) dans l'unité du Nyong.

Ce travail présente des objectifs principal et spécifique. L'objectif principal est la caractérisation pétrogénétique des formations métamorphiques et minéralisations associées. Et l'objectif spécifique consiste à déterminer la nature des roches, leur protolite, le paléoenvironnement, l'évolution tectono-métamorphique et le contexte de mise en place de ces roches.

CHAPITRE II.
MATERIELS ET METHODES

Pour atteindre les objectifs fixés dans le cadre de nos travaux de recherche, les études ont été effectuées conjointement sur le terrain et en laboratoire. Ce chapitre présente de manière explicite le matériel et les différentes méthodes utilisées.

II.1. TRAVAUX DE TERRAIN

La bonne conduite des travaux de terrain est la condition sine qua non pour toute bonne interprétation des données en sciences de la terre et par conséquent pour une meilleure étude géologique. Les travaux de terrain sont donc primordiales et exigent un matériel approprié tels que : la boussole du géologue, le GPS, le marteau du géologue, la masse, le burin, la loupe de minéralogie, l'appareil photo, le marqueur, le stylo magnétique, le mètre ruban, le carnet de terrain, le sac de géologue et les cartes diverses.

Les campagnes de terrain ont été organisées d'une part en tenant compte des saisons et d'autre part en fonction des moyens financiers disponibles. En effet, la saison sèche offre un climat adéquat pour mener à bien les travaux de terrain. Toutefois, du fait du manque de financement, il est arrivé des fois que les moyens financiers ne soient disponibles qu'en saison de pluies ; ce qui nous a contraint à effectuer certaines de nos campagnes de terrain en saison pluvieuse malgré la pénibilité du travail due aux mauvaises conditions météorologiques. Au total, trois (03) campagnes de terrain ont été organisées entre 2014 et 2016. La première campagne a duré quatorze (14) jours, la seconde s'est déroulée sur une longue période de 91 jours soit 3 mois (dans le cadre de la prospection minière). La troisième a duré quatorze (14) jours pour complément d'information.

• Techniques et méthodes de terrain

La technique la plus adéquate pour entreprendre les travaux de terrain a consisté à faire au préalable une synthèse bibliographique de la région d'étude. Cette synthèse nous a permis de se faire une idée sur les différentes unités lithologiques présentes sur le secteur. Par la suite, nous avons quadrillé le secteur d'étude en vue de la cartographie détaillée par la méthode du layonnage. C'est ainsi qu'une grille de prospection d'intervalle de maille 500 m a été adoptée. La longueur des layons était variable, entre 2 et 6 Km.

Pour atteindre les objectifs assignés aux travaux de terrain, nous avons utilisé une approche méthodique comprenant trois étapes :

❖ la première étape a consisté à l'observation de tous les objets se trouvant sur notre terrain. Il s'agit notamment des roches, du sol et du couvert végétal. Cette étape est particulièrement centrée sur l'observation des roches. Les observations sont consignées au

détail près dans un carnet de note. Pour chaque affleurement rencontré, nous procédions méthodiquement aux relevés des coordonnées G.P.S (latitude, longitude et l'altitude), à esquisser l'objet observé et enfin aux prises de vue. Après avoir observé les objets, les éléments structuraux ont été identifiés puis mesurés. La mesure des attitudes de ces éléments s'est faite sur des affleurements en place en suivant les méthodes conventionnelles. Pour déterminer les dimensions des roches et des structures de déformations nous avons utilisé soit la règle graduée (cas des petites structures), soit le décimètre pour les grandes structures.

❖ la seconde étape a été essentiellement descriptive. Nous avons décrit l'architecture des ensembles rocheux et les différents éléments structuraux à l'échelle mégascopique et mésoscopique. Les éléments visibles à l'œil nu sont décrits en fonction de leur nature (ductile ou fragile), leur forme (linéaire ou planaire), leur disposition et leur distribution spatiale. Ces descriptions nous ont permis de faire des corrélations locales avec les autres structures de l'affleurement.

❖ la troisième étape est réservée à l'interprétation des données acquises aux étapes précédentes. Globalement, cette interprétation nous a permis de distinguer les différents types pétrographiques qui constituent notre zone d'étude et de faire une chronologie relative succincte des différents éléments structuraux. Ce qui nous a conduits à mettre en évidence les différents phénomènes qui ont lieu dans le secteur d'étude et à retracer l'histoire géologique de la région.

Sur le terrain, des hypothèses sont émises et ne pourront être confirmées ou infirmées que par les résultats des travaux de laboratoire. C'est pour cette raison que l'étude de terrain a été couplée à celle de laboratoire.

II.2. TRAVAUX DE LABORATOIRE

Les travaux effectués au laboratoire ont consisté d'abord à la réalisation des cartes à l'aide des logiciels SIG (Système d'Information Géographique) tels que ArcGis, Global Mapper et Surfer. Ensuite, les lames minces ont été confectionnées pour les études pétrographique et microstructurale. Enfin, les méthodes d'analyse géochimique ont permis de déterminer les caractères géochimiques, la nature, le protolite et le paléo-environnement des roches étudiées.

II.2.1. Système d'Information Géographique (SIG)

Les S.I.G ont permis de réaliser un grand nombre de cartes (topographique, hydrographique, Modèle Numérique de Terrain (MNT) et géologique...) grâce à des logiciels

appropriés. En effet, le logiciel Global Mapper a été utilisé pour délimiter le secteur d'étude sur les images satellitaires (téléchargé à partir du site <http://glcfapp.glcf.umd.edu:8080/esdi/>). Une fois le secteur d'étude délimitée, nous l'avons exporté sous forme de fichier DEM (Digital Elevation Model) dans le logiciel Surfer pour ressortir le bloc diagramme. La majorité des cartes utilisées dans ce travail ont été réalisées à partir du logiciel ArcGis. Par ailleurs, certains logiciels de digitalisation (Adobe Illustrator CS) et de traitement d'images (Paint, Microsoft Office Picture Manager) ont été utilisés pour modifier et éditer certaines de nos illustrations.

II.2.2. Etudes pétrographique et microstructurale

II.2.2.1. Etude pétrographique

L'étude pétrographique s'est faite en deux phases. La première phase qui s'est déroulée sur le terrain a consisté à décrire les roches et les minéraux essentiellement sur le plan macroscopique. Cette description n'a été possible qu'à l'aide des techniques et méthodes de terrain mentionnés précédemment. La seconde étape a consisté à l'observation microscopique.

En effet, l'étude microscopique nécessite au préalable à la confection des lames minces. Ainsi, un total de dix-sept (17) lames minces standards (30 μm) et deux (02) lames polies (10 μm) ont été confectionnées à partir des échantillons représentatifs au Laboratoire de Geotech Lab (Vancouver, Canada) en utilisant les techniques conventionnelles. L'étude des lames standards ont été faite à l'aide du microscope polarisant au Laboratoire de Géosciences des Formations Profondes et Applications du Département de Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I, tandis que les lames polies ont été étudiées au microscope métallographique (Lumière réfléchie) à la "China University of Mining and Technology" en Chine.

II.2.2.2. Etude microstructurale

L'étude microstructurale combinée à l'analyse structurale a permis de distinguer et décrire les microstructures. Ces microstructures comprennent entre autres le zonage, les macles mécaniques, fragmentations, etc.

Enfin, les différents éléments structuraux observés en lames minces ont été illustré à l'aide d'un appareil de photos numériques de marque Samsung et de capacité seize (16) méga pixels.

II.3. METHODES D'ANALYSE GEOCHIMIQUE

II.3.1. Préparation des échantillons

Les analyses géochimiques ont été effectuées minutieusement. Des précautions ont été prises lors de l'échantillonnage et durant le transport des échantillons au laboratoire pour minimiser les contaminations. Ces échantillons ont été préparés au Laboratoire ALS Global à Mvan (Yaoundé). Ici, le protocole de préparation comprend plusieurs étapes qui sont le séchage au four à 120° pendant 24h, suivie de broyage à 2 mm et enfin de la pulvérisation pour obtenir une poudre d'environ 75 µm de diamètre.

II.3.2. Géochimie sur roche totale

Les poudres obtenues à la fin de la préparation évoquée ci-haut ont été expédiées au Laboratoire ALS Global à Vancouver (Canada).

Les éléments majeurs ont été analysés par spectrométrie d'émission atomique couplée au plasma d'induction (ICP-AES) et les éléments traces par spectrométrie de masse couplée au plasma d'induction (ICP-MS). Ainsi, 0,2g de poudre de roche a été fondue d'abord dans 1,5g LiBO₂, puis dissout dans 100 ml de 5% HNO₃. Les incertitudes analytiques varient de 0,1% à 0,04% pour les éléments majeurs et de 0,1 à 0,5% pour les éléments traces. La perte au feu était déterminée par différence pondérale après fusion à 1000°C.

Divers standards ont été utilisés et l'assurance de la qualité des données ont été vérifiées suivant les normes des standards internationaux. Les limites de détection étaient de 0,01 ppm pour les REE et Y.

Les échantillons localisés et étudiés sont illustrés au chapitre 03 à travers une carte géologique de la zone d'étude ; quant aux résultats analytiques, ils sont présentés au chapitre 05.

CHAPITRE III.
INVENTAIRE LITHOLOGIQUE ET
ETUDE PETROGRAPHIQUE

Le présent chapitre est consacré à l'inventaire lithologique et à l'étude pétrographique des différentes formations de la région d'étude.

Les travaux de cartographie conduits sur le secteur ont abouti à l'identification des différentes formations géologiques affleurantes. Une quinzaine de lames minces a été confectionnée sur les échantillons représentatifs au laboratoire Geotech Lab à Vancouver au Canada.

Les études pétrographiques mettent en évidence un seul ensemble lithologique, exclusivement métamorphique et composé des formations ferrifères et des roches hôtes notamment les schistes, les gneiss à grenat et pyroxène, les pyriclasites, les roches vertes (épidotites et amphibolites épidotisées). Ces roches affleurent principalement sur les interfluviaux, notamment sur les collines Grand Zambi, Tchange et Bibindi. Toutefois, les épidotites affleurent exclusivement dans les vallées (Fig. 7).

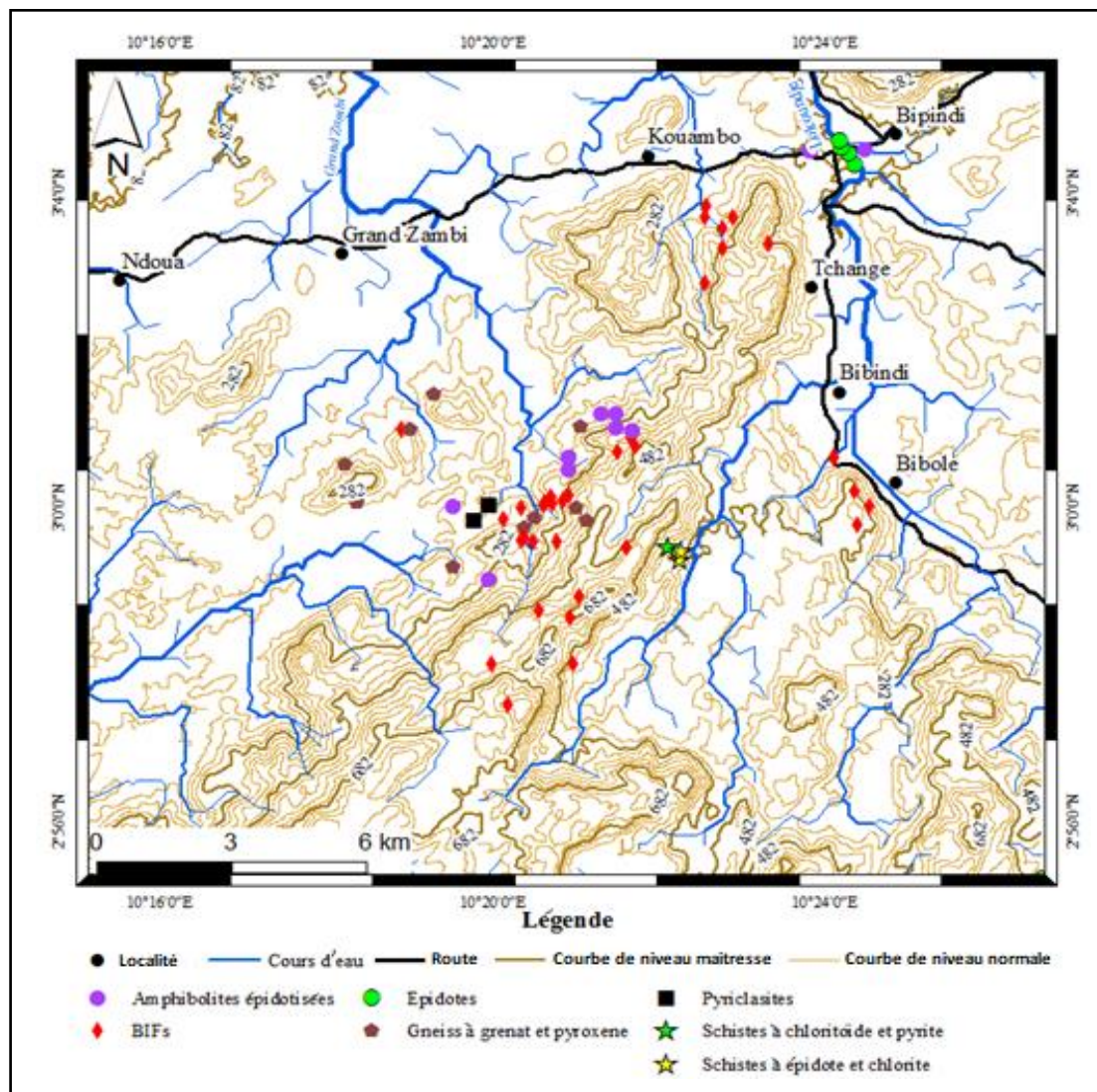
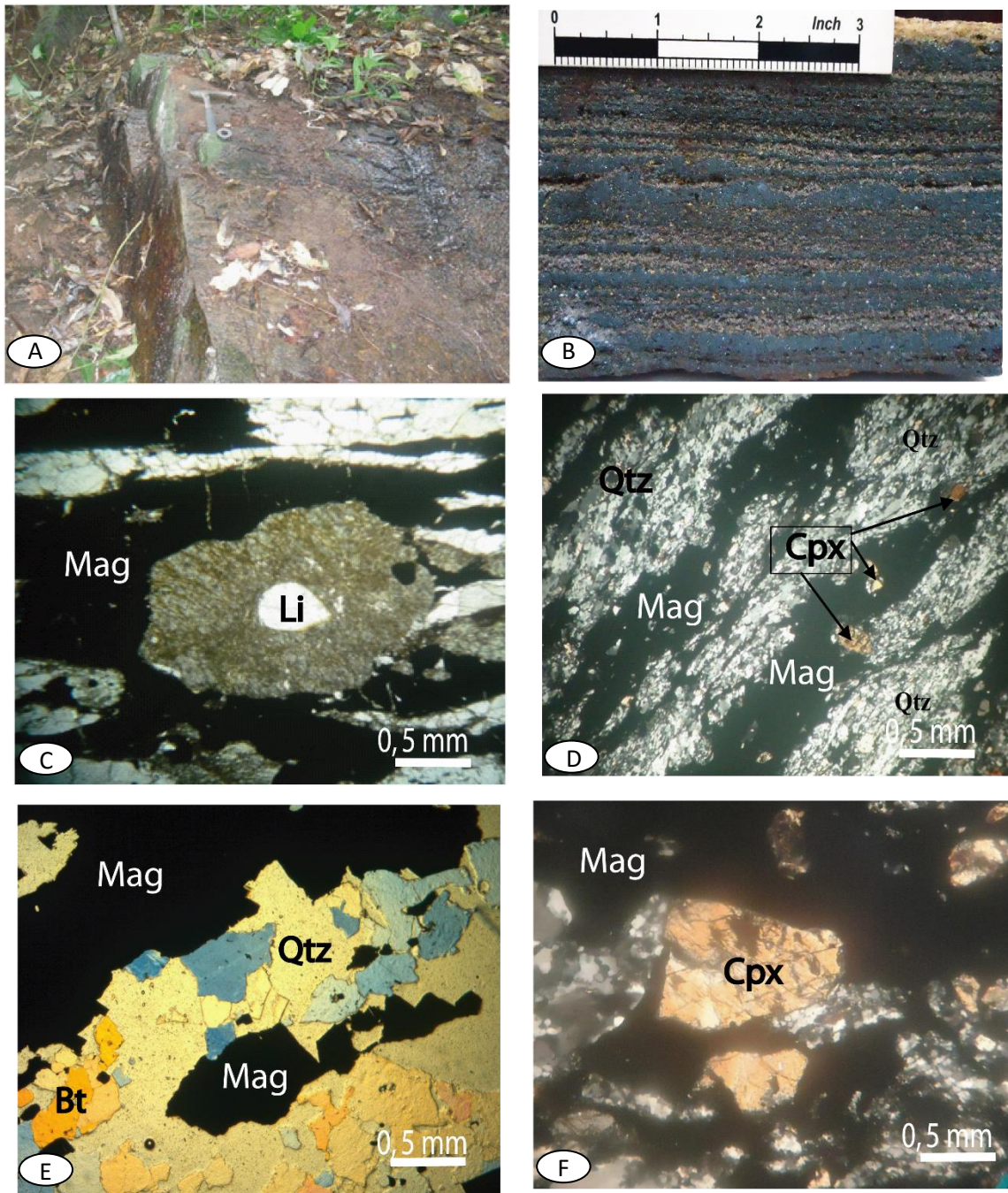


Figure 7. Carte d'échantillonnage du secteur d'étude.

III.1. FORMATIONS FERRIFERES



A : Affleurement en dalle des BIFs de Grand Zambé. B : Détail d'un échantillon de BIF étudié montrant des bandes riches en fer. C : Déstabilisation de la magnétite en limonite avec association Qtz+Mag+Lm des BIFs de Bipindi. D : Microstructure granoblastique hétérogranulaire des BIFs étudiées (observés en LPA) et association : Mag+Chl+Qtz. E : Alternance des lits riches en quartz et des lits riches en magnétite dans les BIFs. F : Cristaux de magnétite montrant des inclusions de clinopyroxène automorphe et assemblage minéralogique fait de Cpx-Mag-Qtz.

Figure 8. Caractéristiques macroscopique et microscopique des BIFs.

Les formations ferrifères du secteur d'étude affleurent soit en blocs, soit en dalles, soit en dômes et soit sous forme de tranchée sur la colline. A l'affleurement les formations ferrifères sont d'aspect gris-clair (Fig. 8 A) à gris sombre (Fig. 8 B). Ces roches sont très denses et fortement magnétiques.

Au microscope, les BIFs présentent une microstructure granoblastique hétérogranulaire composée de quartz, d'oxyde de fer, de limonite (hématite) secondaire, de chlorite, de biotite et de clinopyroxène. La chlorite et la biotite sont des minéraux secondaires.

- Le quartz est sous forme de cristaux xénomorphes à automorphes. Ces cristaux se présentent sous forme de rubans monocristallins (Fig. 8 D&F) associés à la magnétite et à la chlorite (Fig. 8 D). Les cristaux de quartz présentent des formes angulaires. Ces cristaux sont fins et moyens avec des tailles variant d'une bande à une autre (0,2 à 5 mm de diamètre). Ces cristaux montrent l'architecture des points triples ; ce qui suggère une recristallisation statique dans la trame.

- La magnétite est très abondante dans la roche et se présente sous forme de rubans formant des bandes sombres (Fig. 8 D). Les cristaux de magnétite se présentent sous plusieurs formes : automorphe, xénomorphe et sub-automorphe. Ils sont associés au quartz. Les cristaux de magnétite sont de dimensions variables comprises entre 0,4 et 0,5 mm environ. La taille et la forme de ces cristaux indiquent une recristallisation métamorphique (Fig. 8 D). L'on note également la transformation de la magnétite en hématite. Cette transformation est probablement liée à la nouvelle surface d'oxydation. La plupart des cristaux de magnétite montrent des degrés de martitisation variables.

L'observation microscopique montre des inclusions de quartz et de clinopyroxène dans les bandes sombres riches en magnétite (Fig. 8 F).

- La Limonite est xénomorphe, de forme globuleuse ou arrondie et renferme des inclusions de quartz (Fig. 8 D). Elle provient de la déstabilisation de la magnétite.

- La chlorite est sous forme de cristaux xénomorphes, de formes soit sub-arrondies, soit plus ou moins allongées (Fig. 8 E); ces cristaux sont de petites tailles (0,1 x 2 mm). La chlorite est associée à la magnétite et la biotite.

- La biotite fait partie des minéraux secondaires dans la lame. Elle se présente sous forme de cristaux xénomorphes allongés et de petites tailles (0,3 mm). Ces cristaux se développent sur le quartz (Fig. 8 G).

- Le clinopyroxène est sous forme de cristaux xénomorphes. Les cristaux sont de très petites (0,01 mm) et de grande taille (0,2 x 3 mm). Il se trouve en inclusion dans la magnétite (Fig. 8 F&H). Le clinopyroxène est associé à la magnétite et au quartz.

Les associations mises en évidence sont :

- Qtz + Mag (primaire)
- Cpx + Bt + Mag + Chl + Qtz (secondaire).

III.2. ROCHES HOTES

III.2.1. Schistes

Les schistes affleurent en dalles et en blocs (Fig. 9 A) sur le front de la colline Bibindi à Bibindi. La roche est très peu consolidée, en raison de l'altération assez avancée. En fonction de la composition minéralogique, deux (02) types de schistes ont été distingués : les schistes à chloritoïde et les schistes à épidote et chlorite.

III.2.1.1. Schistes à chloritoïde et pyrite

Ces schistes affleurent en blocs (Fig. 9 A) à Bibindi sur le front de la colline Bibindi et sont à grains fins (Fig. 9 B). Les minéraux observés à l'œil nu sont le quartz, la chlorite et la pyrite. Certains échantillons se distinguent par leur caractère moyennement magnétique dû probablement à la présence de la magnétite.

Sur le plan microscopique, la roche est caractérisée par une microstructure granoblastique hétérogranulaire. Les minéraux observés sont : le chloritoïde, la pyrite, le quartz, la chlorite, le plagioclase et la magnétite. La chlorite est secondaire. Le plagioclase représenté ici est l'albite. La pyrite constitue le minéral accessoire, et est abondant dans la lame.

- Le chloritoïde est xénomorphe. Il se présente sous forme de fines baguettes empilées de coloration jaune – verdâtre parfois disséminées dans la lame (Fig. 9 C). Les cristaux sont en forme de lamelle, de dimensions variables (0,1 – 0,4 mm). Le chloritoïde est le minéral le plus abondant dans la lame. Il est associé au quartz et à la chlorite.

- Les sulfures sont représentés par la pyrite. Les cristaux sont xénomorphes, de formes trapues ou allongées. La pyrite est disséminée dans la lame. Elle est constituée des lits sombres avec les cristaux de chloritoïde et de chlorite. Les cristaux de pyrite ont des dimensions qui varient de 0,6 à 0,3 mm environ (Fig. 9 C).

- Le quartz se présente sous forme de cristaux xénomorphes. Il est en très faible proportion dans les échantillons riches en pyrite tandis qu'il constitue la phase minérale majeure. Ici, les cristaux de quartz sont à la fois sous forme de grains et de rubans. Il montre une extinction onduleuse. Les rubans de quartz sont préférentiellement orientés, soulignant la schistosité de la roche. Dans l'ensemble, le quartz est associé à la pyrite, l'albite et la chlorite

(Fig. 9 G).

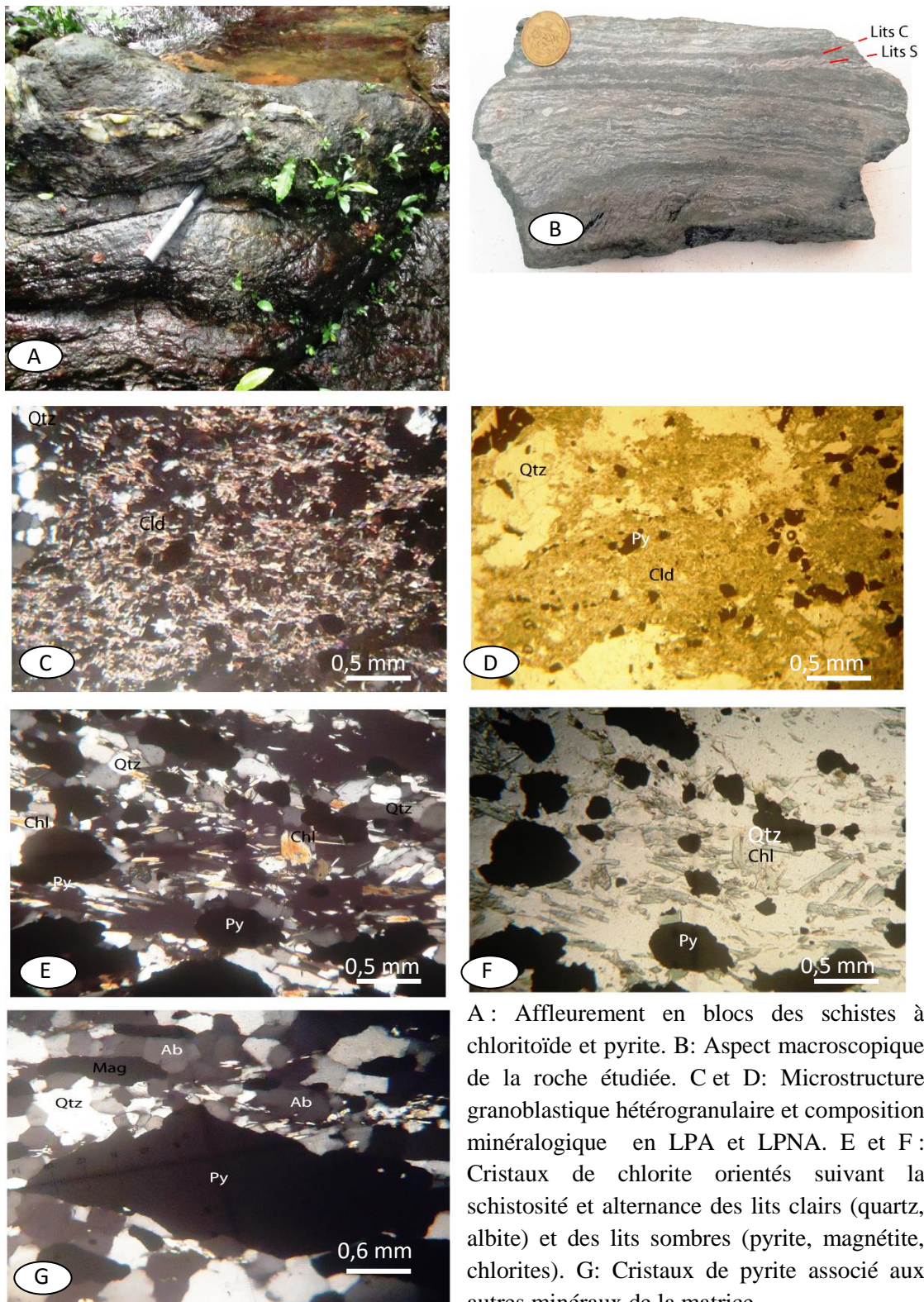


Figure 9. Aspects macroscopique et microscopique des schistes à chloritoïde et pyrite.

- La chlorite apparaît sous plusieurs formes. Elle est principalement issue de la déstabilisation du chloritoïde et se présente sous forme de petits cristaux xénomorphes. Trois

(03) générations de chlorite sont identifiées. La chlorite primaire se présente sous forme de prismes allongés. Le minéral secondaire est en forme de plages orientées. La chlorite de troisième génération apparaît en forme d'aiguille orientée, elle est la plus répandue en lame mince (Fig. 9 E). Ces cristaux sont éparses et se trouve aussi en inclusion dans le chloritoïde et la pyrite (Fig. 9 C). Les cristaux de chlorite sont en association fréquente avec le chloritoïde.

- La magnétite se présente sous forme de petits cristaux xénomorphes ; elle est disséminée dans la lame. Certains cristaux sont associés aux cristaux de pyrite qui sont de grandes tailles. Cette association forme par endroit des bandes sombres discontinues. L'abondance des cristaux de magnétite dans la lame confirme le caractère magnétique de la roche. (Fig. 9 E).

- L'albite apparaît sous forme de petits cristaux xénomorphes éparses. Les cristaux sont sub-arrondis, de petites tailles (0,1 mm) (Fig. 9 G) et sont associés aux autres minéraux de la trame.

Les associations minérales mises en évidences sont : (1) association primaire $\text{Cld} + \text{Qtz} + \text{Ab} + \text{Chl}_1 \pm \text{Py} (\text{Si})$; (2) association secondaire $\text{Chl}_2 + \text{Qtz} + \text{Ab} + \text{Py} (\text{Se})$; (3) $\text{Chl}_3 + \text{Py} + \text{Ab} + \text{Mag}$ (association tertiaire ou post – Se)

III.2.1.2. Schistes à épidote et chlorite

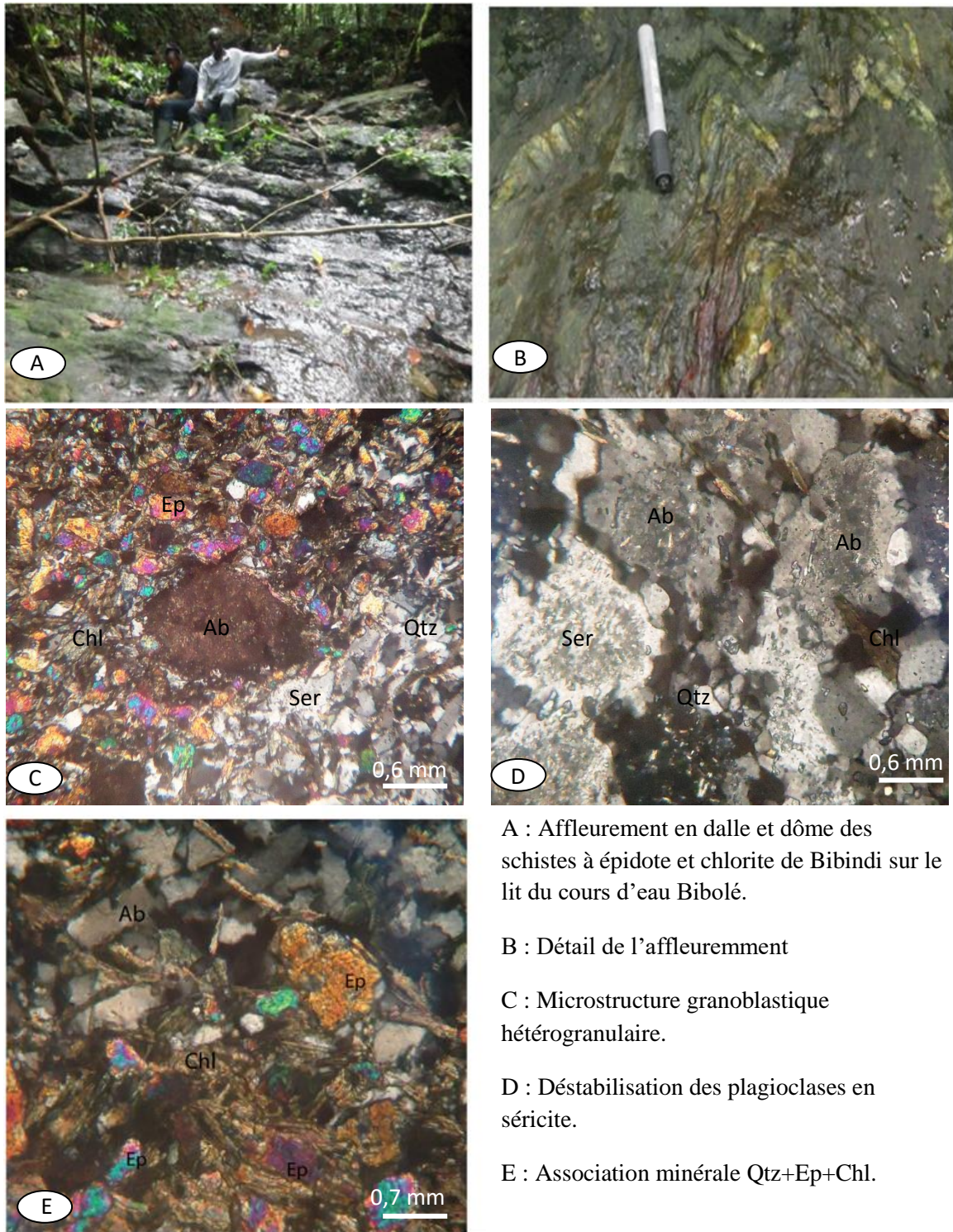
Les schistes à épidote affleurent en blocs et en dômes (Fig. 10 A) au sommet du mont de Bibindi, au-dessus des schistes à chloritoïde et pyrite. La roche est d'aspect verdâtre, à grains moyens et à structure schisteuse.

Au microscope, la roche est caractérisée par une microstructure granoblastique hétérogranulaire (Fig. 10 C). Les principaux minéraux observés sont : l'épidote, le quartz, la chlorite, l'albite et les oxydes opaques.

- L'épidote est sous forme de petits cristaux xénomorphes de taille millimétrique. C'est le minéral le plus abondant de la roche. Elle s'associe avec la chlorite pour former de minces lits (Fig. 10 C&D). L'association minérale $\text{qtz} + \text{ep} + \text{chl}$ est fréquente (Fig. 10 E).

- Le quartz est sous la forme de petits cristaux (0,01 mm) et gros cristaux (0,2 mm) xénomorphes (Fig. 10 C) ; généralement de forme anguleuse à sub-arrondi et disséminé dans la roche. Certains cristaux sont en inclusion dans l'albite.

- La chlorite se présente sous forme de cristaux fibrolitiques. Ces cristaux sont de tailles millimétriques (Fig. 10 D&E). La chlorite est en association fréquente avec le quartz et l'épidote.



A : Affleurement en dalle et dôme des schistes à épidote et chlorite de Bibindi sur le lit du cours d'eau Bibolé.

B : Détail de l'affleurement

C : Microstructure granoblastique hétérogranulaire.

D : Déstabilisation des plagioclases en séricite.

E : Association minérale Qtz+Ep+Chl.

Figure 10. Caractéristiques macroscopique et microscopique des schistes à épidote et chlorite de Bibindi.

- L'albite est en forme de cristaux xénomorphes de petites dimensions (0,01 mm). La lame mince montre des cristaux d'albite criblés d'épidote et de quartz. Ces cristaux se désintègrent en séricite (Fig. 10 D & E)

- La séricite est secondaire, elle est issue de la déstabilisation des plagioclases. Les cristaux sont xénomorphes. Elle est noyée dans les plages de cristaux de quartz monocristallins (Fig. 10 D).

- Les oxydes opaques sont xénomorphes et disséminés dans la roche (Fig. 10 E).

Les associations minérales primaires et secondaires sont respectivement faites de Qtz + Ep + Ab + Chl et de $\text{Chl}_{1/2} + \text{Ep} + \text{C} \pm \text{Op}$. La paragenèse est constituée de Qtz – Ab – Ep – Chl₁.

III.2.2 Gneiss à grenat et pyroxène

Les gneiss à grenat et pyroxène se rencontrent sur l'ensemble de notre localité d'étude. Ils représentent le type pétrographique le plus abondant et affleurent sous plusieurs formes (en blocs et en boules) sur la colline de *Grand Zambi*. La roche présente un aspect gris sombre (Fig 11 B). Le quartz, le pyroxène et les oxydes opaques sont les minéraux observables à l'œil nu. Le pyroxène est abondant dans la roche.

Au microscope, la roche à une microstructure granoblastique hétérogranulaire (Fig. 11 C) composée de grenat, de quartz, de feldspaths, de pyroxène, de biotite et d'oxydes opaques.

- Le pyroxène est xénomorphe dans la roche (Fig. 11 C). Les cristaux sont allongés pour la plupart (Fig. 11 C). Ces cristaux se déstabilisent en biotite et en opaques (Fig. 11 E) Il se présente sous forme de porphyroblastes criblés d'inclusion de graphite et de grenat (Fig. 11 G), en association avec le grenat, le plagioclase, le feldspath potassique.

- Les cristaux de quartz sont xénomorphes et se présentent sous forme de tailles variables (0,2 mm à 0,01 mm) dans la roche. Ces cristaux sont associés aux cristaux de grenat et au plagioclase dans la lame. Certains cristaux de quartz sont en inclusions dans le grenat.

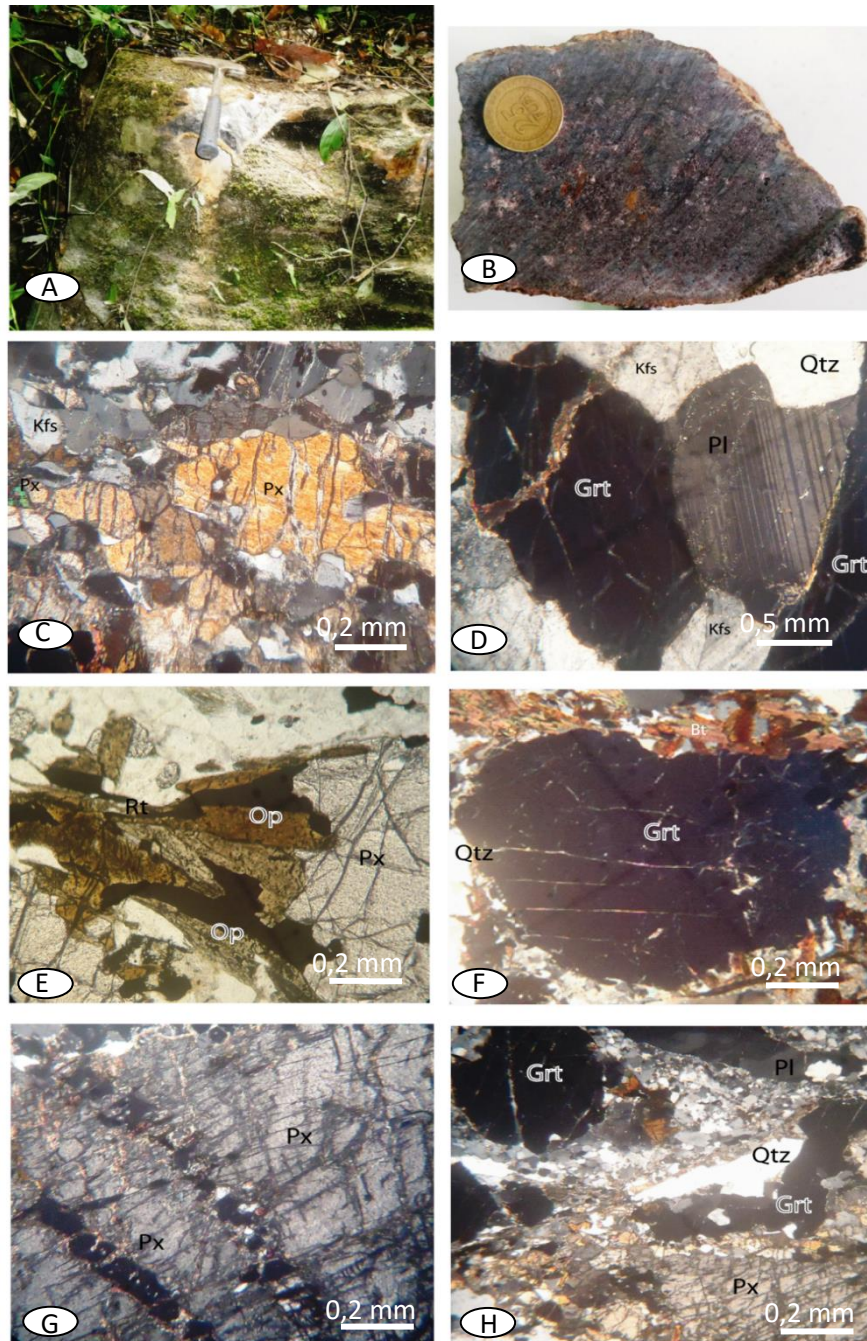
- Le feldspath potassique forme avec le quartz et le plagioclase des lits clairs (Fig. 11 C). Le feldspath potassique est soit sous forme de cristaux trapus, soit sous forme de grandes plages atteignant 2 x 0,6 mm de dimension.

- La biotite se présente sous forme de petits cristaux (0,01 à 0,0023 mm) et de moyens cristaux xénomorphes (0,25 mm). Elle est issue de la transformation poussée de grenat -

- Le grenat est en cristaux xénomorphes. La trame montre le minéral sous forme de gros cristaux (0,25 mm) (Fig. 11 D) et de petits cristaux (0,01 mm environ) (Fig. 11 G). Il se déstabilise en minéraux opaques et en biotite (Fig. 11 E). Le minérale montre aussi des brèches qui sont colmatées par les cristaux de biotite et de quartz (Fig. 11 D&G). L'on note les associations $\text{Grt} + \text{Pl} + \text{Bt} + \text{Qtz}$ et $\text{Grt} + \text{Px} + \text{Pl} + \text{Qtz}$.

- Le plagioclase est xénomorphe et apparait sous forme de cristaux de tailles variables

(0,2 mm à 0,01 mm). Les cristaux de plagioclase sont caractérisés par des inclusions roulantes, et des macles polysynthétiques (Fig. 11 C). Le minéral montre quelques inclusions de quartz. Le plagioclase est associé au grenat, à la biotite et au quartz.



A : Affleurement en dalle des gneiss à grenat et pyroxène. B : Aspect macroscopique de la roche étudiée. Noter l'orientation préférentielle de Px+Grt+Qtz + Pl. C : Microstructure granoblastique hétérogranulaire, cristaux de pyroxène montrant des teintes vives en LPA. D : Association Grt+Pl+Kfs+Qtz. E : Déstabilisations du pyroxène en biotite et en opaque. F : Porphyroblaste de grenat associé à la biotite, au quartz et feldspath. G: Porphyroblaste de pyroxène criblé d'inclusion de grenat, graphite et biotite. H : Association Grt+Px+Pl+Qtz.

Figure 11. Aspects macroscopique et microscopique des gneiss à grenat et pyroxène.

- Les oxydes opaques se présentent sous forme de petits et moyens cristaux xénomorphes formant des fines bandes sombres. Ces bandes sont dans l'ensemble discontinues mais par endroit de fines bandes continues sont aussi observées (Fig. 11 E).

Les associations primaires et secondaires qui découlent de cette étude sont :

- Grt + Px + Pl + Qtz (association primaire)
- association secondaire : Grt + Px + Bt + Qtz + Pl

La paragenèse est à Grt – Px – Pl – Qtz.

III.2.3 Pyriclasite

La roche affleure sous forme de bloc sur le lit de la rivière (Fig. 12 A) *Grand Zambi*. Elle est de couleur grise sombre (Fig. 12 B). Elle est massive et est constituée de grains grossiers à moyens (1cm environ). Les minéraux observés à l'œil nu sont : le quartz, les feldspaths et les minéraux ferromagnésiens. Au microscope, la roche présente une microstructure granoblastique hétérogranulaire (Fig. 12 C) composée de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de quartz, de plagioclase, de feldspath alcalin, d'amphibole et d'oxydes opaques.

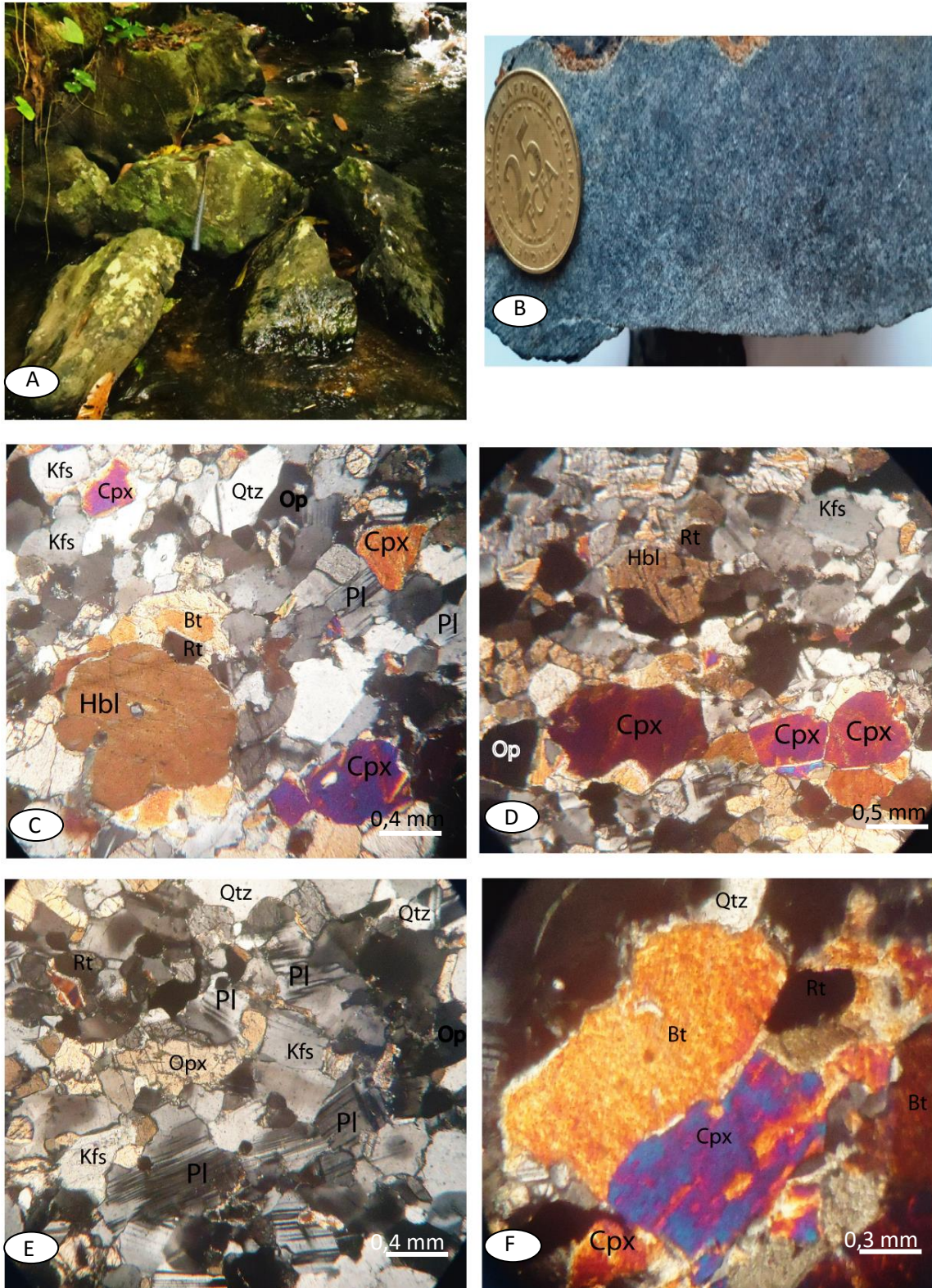
- Le quartz est xénomorphe et se présente sous forme de petits et moyens cristaux sub-arrondis de tailles variables (0,05 – 0,12 mm). Ces cristaux sont associés au plagioclase, feldspath alcalin, amphibole et clinopyroxène (Fig. 12 C).

- Le feldspath alcalin est xénomorphe (Fig. 12 C) de dimension moyenne 0,17 mm. Il se présente en moyens cristaux sub-arrondis ou trapus pour la plupart. D'autres cristaux sont sous forme de plage allongée et sont en association avec le quartz et le plagioclase.

- Le plagioclase est xénomorphe, sous forme de cristaux allongés (Fig. 12 E) de dimension moyenne 0,21 mm de long environ. Il est orienté et montre des macles rectilignes. Les cristaux sont disséminés en lame mince. Il est en association avec les cristaux de quartz, l'orthopyroxène et le clinopyroxène.

- Le clinopyroxène se présente sous forme de cristaux xénomorphes (Fig. 12 D) de dimension moyenne 0,2 mm de long et 0,16 mm de large. Ces cristaux tendent à se déstabiliser en biotite. Il est associé au quartz, plagioclase, feldspaths potassiques et minéraux opaques.

- L'orthopyroxène est xénomorphe (Fig. 12 E). Leur dimension varie de 2 x 0,08 mm. La trame montre une association fréquente de ces cristaux avec le plagioclase, la biotite et le clinopyroxène.



A : Affleurement en bloc des pyriclasites de Grand Zambi. B: Echantillon d'une pyriclasite étudiée. C : Microstructure granoblastique hétérogranulaire et association Qtz + Pl + Cpx + Bt ± Op. D : Association minérale Qtz + Cpx + Pl + Rt + Op. E : Plagioclases orientés et associés avec le feldspath potassique et l'orthopyroxène. F : Déstabilisation du clinopyroxène en biotite.

Figure 12. Caractéristiques macroscopique et microscopique des pyriclasites.

- La biotite est xénomorphe. Elle apparaît sous forme de petits cristaux allongés ou sous forme de larges plages renfermant des inclusions de quartz (Fig. 12 F). Elle est issue de la transformation poussée des clinopyroxènes. Les cristaux de biotites sont associés au quartz, au rutile et au clinopyroxène.

- Le rutile constitue le minéral accessoire de la lame. Les cristaux sont xénomorphes en forme de grains sub-arrondis ou très peu étirés. Il est associé à la biotite et l'hornblende.

- L'amphibole est secondaire et minoritaire dans la lame. Elle apparaît sous forme de petits et moyens cristaux xénomorphes. Certains cristaux montrent des inclusions de quartz et plagioclase. Elle est associée à la biotite.

- Les oxydes opaques se présentent sous forme de cristaux xénomorphes de dimensions variables (2 x 0,08 mm à 3 x 0,08 mm). Certains cristaux sont en inclusion dans le plagioclase et d'autres dans l'amphibole.

Les associations mises en évidence sont :

- Qtz + Pl + Cpx + Kfs + Rt ± Op (association primaire)
- Opx + Pl + Qtz + Rt (association secondaire)
- Cpx + Bt + Qtz + Hbl (association tertiaire)

La paragenèse est constituée de Cpx – Opx – Pl – Qtz.

III.2.4 Roches Vertes

Les roches vertes affleurent en dalle sur le lit de la *Lokoundjé* à Bipindi. Le terme roche verte est dû à la prédominance des minéraux de coloration verdâtre que l'on observe sur la roche. Sur la base de la composition minéralogique, deux types lithologiques ont été distingués : les amphibolites épidotisées et les épidotites. Les amphibolites épidotisées sont moins étendues sur le lit du cours et sont en contact direct avec les épidotites qui sont plus répandues.

III.2.4.1. Amphibolites Épidotisées

La roche affleure en dalle sur lit de la *Lokoundjé*. Elle est massive. Les minéraux observables à l'œil nu sont : l'amphibole, la chlorite, l'épidote, le plagioclase et le quartz. L'on distingue un rubanement aussi bien à l'affleurement qu'en lame mince (Fig. 13 B). Ce lit est souligné par l'alternance des lits clairs quartzo-feldspathiques et des lits sombres ferromagnésiens. Les lits sont de tailles millimétriques.

Au microscope, la roche est caractérisée par une microstructure granoblastique hétérogranulaire composée d'amphibole, de quartz, de plagioclase, de feldspath alcalin, de biotite, de chlorite, d'épidote, de pyrite et des minéraux opaques (Fig. 13 C). Deux types

d'amphibole sont observés ici : la hornblende brune et la hornblende verte. L'épidote et la chlorite sont secondaires. La pyrite constitue le minéral accessoire.

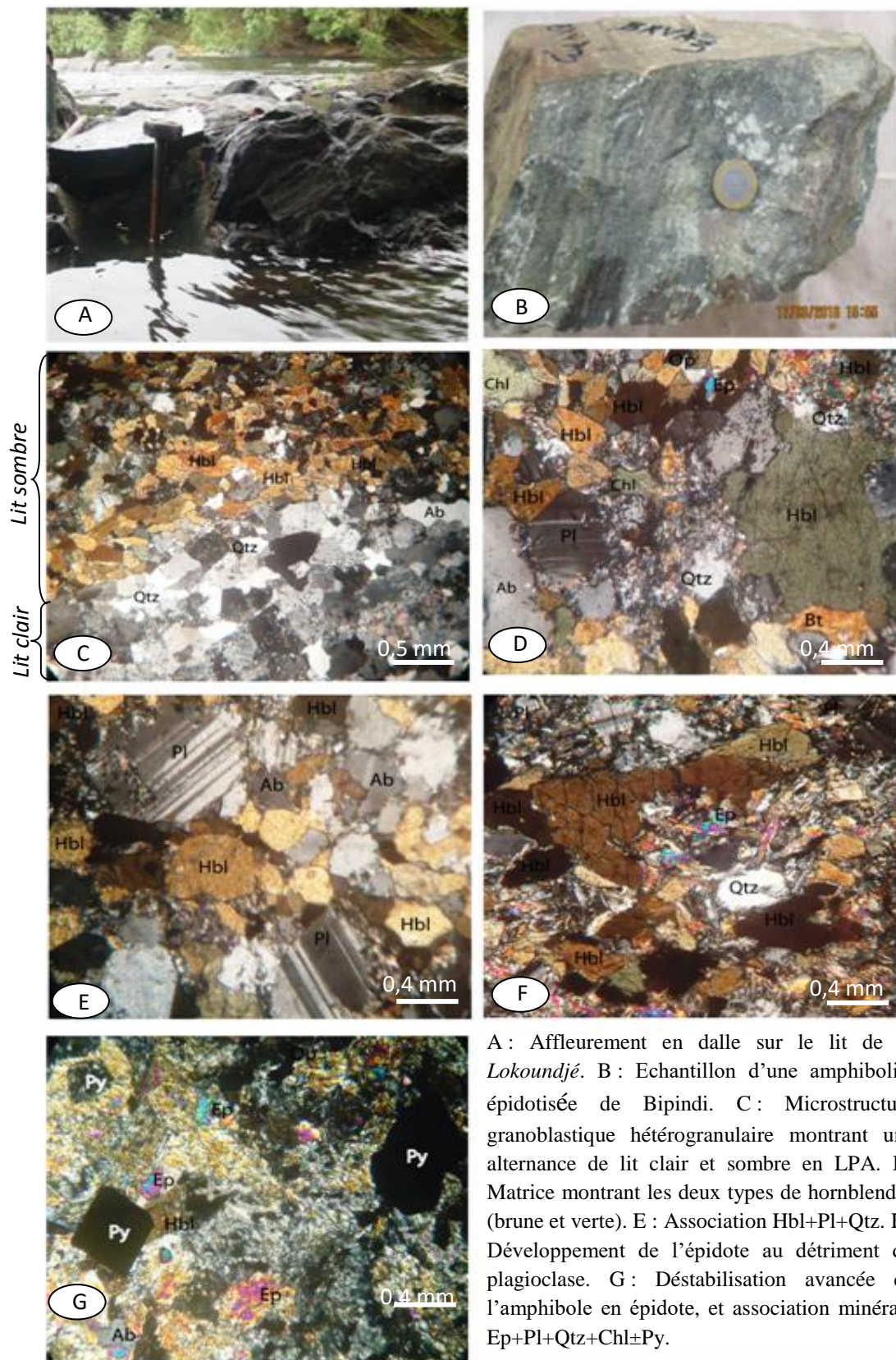


Figure 13. Aspects macroscopique et microscopique des amphibolites épidotisées de Bipindi.

- La hornblende brune est le minéral le plus abondant dans la lame. Elle se présente sous forme de petits et moyens cristaux xénomorphes à sub-automorphes, ou allongés (Fig. 13 C&E). Ces cristaux sont de tailles millimétriques à centimétriques. Ces cristaux se présentent en forme d'amas, associés aux autres minéraux ferromagnésiens de la trame, ils forment une bande de lit sombre. Elle se déstabilise en épidote et en opaque.

- La hornblende verte est xénomorphe et apparaît en forme de petits et moyens cristaux (Fig. 13 B), trapues et en amas (Fig. 13 C et E). Elle est moins abondante que la hornblende brune. Elle est disséminée dans la trame. Ces cristaux se déstabilisent en épidote.

Les cristaux observés sont de petites tailles variables (1 mm à 0,01 mm) ; et sont en association avec le plagioclase, la biotite et le quartz.

- Le plagioclase se présente sous forme de cristaux xénomorphes de tailles variables (0,4 – 0,01 mm). Ces cristaux sont sub-arrondis ou allongés et sont caractérisés par des extinctions roulantes (fig. 13 D). Les cristaux de plagioclases montrent des macles rectilignes (Fig. 13 D & E). Il est associé à l'amphibole, la chlorite, le feldspath potassique et le quartz.

- L'albite est le feldspath alcalin représenté dans la lame. Il présente des cristaux en forme de plages xénomorphes allongées. Ces cristaux sont de tailles variables (0,03 mm – 0,01 mm). Il est répandu dans la lame et est fréquemment associé au plagioclase et à la hornblende (fig. 13 D).

- Le quartz apparaît sous forme de cristaux xénomorphes monocristallins, de tailles variables (0,08 mm – 0,01 mm). Les grains de quartz sont sub-arrondis et forment des amas avec les cristaux de plagioclase constituant une bande de lit clair faite de minéraux quartzo feldspathiques (fig. 13 C).

- La biotite apparaît sous forme cristaux xénomorphes trapus ou allongés, de tailles variables (0,05 – 0,01 mm). Ces cristaux montrent des inclusions de plagioclases et d'oxydes opaques. La biotite est associée à l'hornblende, la chlorite et le quartz.

- Les cristaux de chlorites observés en lame mince sont secondaires car ils proviennent de la déstabilisation de l'amphibole. Ces cristaux sont trapus et de petites tailles variables (0,05 – 0,01 mm). (Fig. 13 F).

- L'épidote est xénomorphe et se présente en forme de petits cristaux sub-arrondis ou allongés. Il est disséminé dans la lame. L'épidote est secondaire et est issu de la déstabilisation de la hornblende et du plagioclase. Certains cristaux présentent des inclusions d'oxydes opaques (Fig. 13 F & G). Les cristaux d'épidote observés sont de petites tailles variables (0,04 mm – 0,01 mm).

- La pyrite présente des formes automorphes à sub-automorphes. Les cristaux sont

losangiques et ou ovoïdales, de tailles variables (0,9 mm – 0,3 mm). Elle est associée à l'hornblende, à l'épidote et aux oxydes opaques (Fig. 13 G). Certains cristaux de pyrite sont noyés dans un agrégat de cristaux constitué de chlorite et d'épidote.

L'on note des associations primaire (Hbl + Qtz + Pl + Ab) et secondaire (Ep + Pl + Qtz + Chl + Op ± Py). La paragenèse caractéristique est faite de Hbl – Qtz – Pl.

III.2.4.2. EPIDOTITES

L'épidotite affleure en dalle sous le pont, sur le lit de la *Lokoundjé* à Bipindi (Fig. 14 A). L'affleurement s'observe sur les deux rives du cours d'eau et s'étend sur plusieurs centaines de mètres. La roche est massive, de couleur verdâtre et à grains moyens à fins (Fig. 14 B).

Au microscope, l'on distingue un cortège minéralogique constitué d'épidote, de chlorite, d'apatite, de quartz, de plagioclase, de calcite. Dans le détail, la roche montre deux générations d'épidote, une primaire qui est rélictuelle et une autre secondaire qui est issue de la déstabilisation de la première. La calcite et l'apatite sont les minéraux accessoires.

Le mode d'agencement de ces minéraux donne une microstructure granoblastique hétérogranulaire (Fig. 14 C).

- L'épidote est le minéral dominant de la roche. Les cristaux sont xénomorphes de tailles variables (0,4 mm - 0,1 mm). Les grains d'épidote sont moyens à fins. Ces grains sont soit sous formes losangiques (Fig. 14 D), soit sous formes de petites plages sub-arrondies. Ces cristaux sont disséminés. En lame mince, l'épidote est pléichroïque et est constitué simultanément de plusieurs teintes donnant l'aspect d'un zonage (Fig. 14 D). L'épidote montre des inclusions de feldspath alcalin. Ces grains sont associés au quartz, feldspath et chlorite (Fig. 14 D).

- L'apatite se présente sous forme de petits (0,1 mm) et moyens cristaux (0,5 à 0,1 mm) xénomorphes à sub-automorphes; avec des formes sub-arrondies ou allongées (Fig. 14 E). Les cristaux d'apatite forment des amas, et sont associés à l'épidote, au feldspath et au quartz. La disposition de ces cristaux montre un litage (Fig. 14 E) qui est fait de l'alternance de lit sombre constitué d'apatite et d'épidote et de lit clair composé de quartz et feldspath alcalin. L'apatite présente des inclusions d'épidote.

- Le quartz est monocristallin et présente des cristaux xénomorphes (environ 0,4 mm à 0,1 mm de long et 0,2 mm - 0,1 de large). Les grains de quartz sont sub-arrondis et sont disposés en forme de ruban dans la trame (Fig. 14 E).

- La chlorite est secondaire, elle apparaît sous forme de cristaux xénomorphes (Fig. 14

C&D) allongés et en forme de grains fins ; avec des cristaux de tailles variables (0,2 mm – 0,01 mm). Les cristaux de chlorite sont épars dans la trame. Elle est associée à l'épidote secondaire et aux oxydes opaques.



A : Affleurement en dalle d'épidotite. B : Aspect macroscopique des épidotites de Bipindi. Noter le rubanement observé sur l'échantillon. C : Microstructure granoblastique hétérogranulaire des épidotites montrant des assemblages minéralogiques constitués de : Ep-Chl-Qtz. D : Cristaux d'épidote zonés. E : Cristaux d'Apatite associés au quartz, à l'épidote et au feldspath. F : Association Qtz + Ep + Chl + Kfs ± Cal.

Figure 14. Caractéristiques macroscopique et microscopique des épidotites de Bipindi.

- Les feldspaths alcalins sont xénomorphes. Ils sont caractérisés par des cristaux moyens à petits (0,6 mm – 0,3 mm), sous formes de plages sub-arrondies, trapues ou en forme de

chapeaux (Fig. 14 E). Certains cristaux sont imbriqués sur les amas de cristaux d'apatite. La lame mince montre une association fréquente entre les feldspaths alcalins, l'apatite et le quartz.

- La calcite se présente sous forme de gros cristaux (environ 0,4 mm de long et 0,6 mm à 0,1 de large) xénomorphes se développant sur les feldspaths alcalins et les opaques (Fig. 14 C). Elle est issue de la déstabilisation du feldspath alcalin et des oxydes opaques.

- Les oxydes opaques sont en faibles proportions dans la roche. Ils sont de petites tailles (0,1 mm approximativement) et sont éparpillés dans la roche (Fig. 14 C).

Les associations identifiées sont : $Qtz + Ep_1 + Kfs + Ap \pm Ca$ (primaire) et $Ep_2 + Kfs + Op + Ca$ (secondaire). La paragenèse est constituée de $Ep_1 - Chl - Qtz$.

Les principales caractéristiques pétrographiques de ces roches sont résumées dans le tableau ci-dessous.

Tableau II. Caractéristiques pétrographiques des formations géologiques du secteur d'étude

Types pétrographiques	Modes de gisement	Microstructure	Associations minérales	Faciès
Schistes à chloritoïde et pyrite	Blocs	Granoblastique hétérogranulaire	- primaire : $Cld + Qtz + Ab + Chl_1$	Schiste vert
			-secondaire : $Chl_2 + Qtz + Ab + Py$	Schiste vert
			- tertiaire : $Chl_3 + Py + Ab + Mag$	Schiste vert
Schistes à épidote et chlorite	Blocs et Dômes		-primaire : $Qtz + Ep + Ab + Chl$	Schiste vert
			-secondaire : $Chl_2 + Ep + C \pm Op.$	Schiste vert
Gneiss à grenat et pyroxène	Blocs et boules		-Si : $Grt + Pl + Bt + Qtz$	Amphibolite de faible degré
			-Se : $Px + Grt + Qtz + Pl + Op$	Granulite
Pyriclasites	Bloc		- primaire : $Qtz + Pl + Cpx + Kfs + Bt + Op$	Granulite
			-secondaire : $Opx + Kfs + Qtz + Rt$	Granulite
			-tertiaire : $Cpx + Bt + Qtz + Hbl$	Amphibolite de haut degré
Amphibolites épidotisées	Dalles	-Si : $Hbl + Qtz + Pl + Ab$	Amphibolite de faible degré	
		-Se : $Ep + Pl + Qtz + Chl + Op \pm Py$	Schiste vert	
Epidotite	Dalles	-Si : $Qtz + Ep_1 + Kfs + Ap \pm Ca$	Schiste vert	
		-Se : $Ep_2 + Kfs + Op + Ca$	Schiste vert	
BIFs	Blocs, Dalles et Dômes	- primaire : $Qtz + Mag \pm Lm$	Schiste vert	
		-secondaire : $Cpx + Bt + Mag + Chl + Qtz$	Schiste vert	

L'étude pétrographique de la zone d'étude met en exergue un domaine essentiellement métamorphique constitué de BIFs et de roches hôtes. Les roches encaissantes sont faites de metabasites ou métavolcanites (gneiss à grenat et pyroxène, pyriclasite, amphibolites épidotisées et épidotites) et de métasédiments (schistes à chloritoïde et pyrite et schistes à épidote et chlorite). Toutes ces roches sont caractérisées par une microstructure granoblastique hétérogranulaire.

CHAPITRE IV.
ANALYSE DE LA DEFORMATION
DANS LES DIFFERENTS ENSEMBLES
LITHOLOGIQUES.

Les ensembles lithologiques identifiés dans la zone d'étude portent les marques de la déformation. Ce chapitre se propose d'analyser et de décrire les différents éléments structuraux mise en évidence dans le secteur d'étude. C'est ainsi qu'à partir des observations de terrain et des études microtectoniques, plusieurs éléments structuraux, chacun avec ses caractéristiques propres ont été identifiés. Il s'agit entre autres des structures planaires (rubanement, schistosité, plans de cisaillement et fractures), des structures linéaires (linéation d'étirement, L_e) et les structures de volume (plis, boudins). L'analyse géométrique, cinématique et chronologique détaillée de ces structures permettent de les regrouper en trois principales phases de déformation.

Pour une meilleure caractérisation de la déformation dans la zone d'étude, l'analyse structurale a été réalisée aux échelles mésoscopique et microscopique. Les diagrammes stéréographiques présentés dans ce chapitre ont été réalisés par projection dans l'hémisphère inférieur du canevas de Schmidt.

IV.1. ANALYSE MESOSCOPIQUE DE LA DEFORMATION

IV.1.1. Première phase de déformation D_1

La première phase de déformation D_1 affecte l'ensemble des formations identifiées dans notre zone d'étude. Les éléments structuraux associés à la phase D_1 sont marqués par les structures planaires (foliation S_1), les structures linéaires (linéation d'étirement L_{e1}), les structures plicatives (plis P_1) et les structures de volume (β_1).

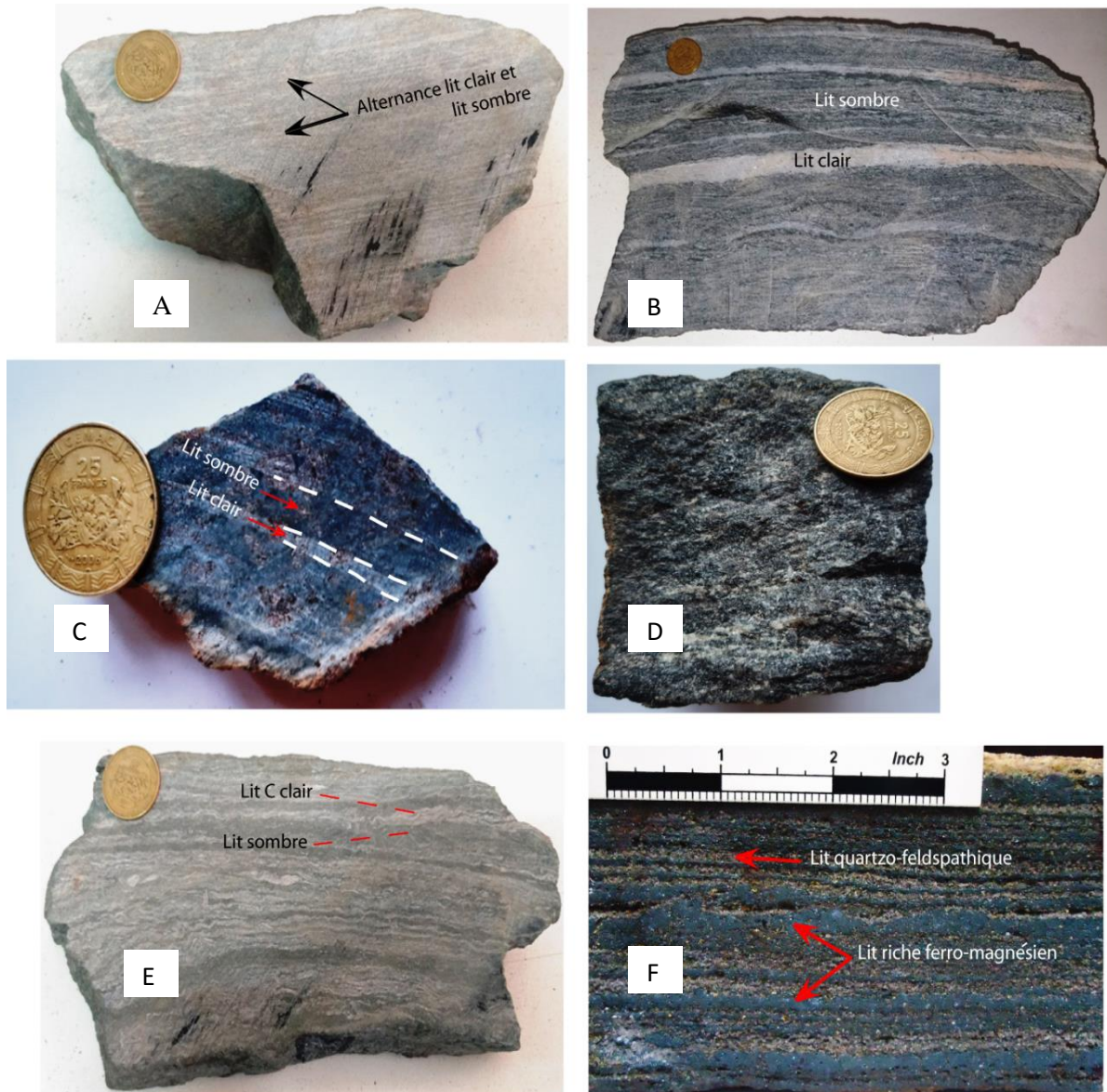
IV.1.1.1. Structures planaires

i) Foliation S_1

La foliation métamorphique S_1 s'observe dans les gneiss à grenat et pyroxène, les épidotites, les amphibolites épidotisées et les formations ferrifères rubanées. Elle est soulignée par (i) un litage compositionnel et (ii) la schistosité.

Le litage compositionnel est fait soit d'une alternance millimétrique à centimétrique de niveaux clairs de composition quartzo-feldspathique et des niveaux sombres riches en minéraux ferromagnésiens dans les épidotites, les gneiss à grenat et pyroxène, les pyriclasites et dans les amphibolites épidotisées (Fig. 15 A, C et D) ou encore de l'alternance de lits sombres riches en minéraux ferrifères et de lits clairs composés essentiellement de quartz dans les formations ferrifères (Fig. 15 F) Dans ces derniers, les niveaux discontinus quartzo-feldspathiques sont caractérisés par des minéraux de quartz en forme de sigmoïde ; ce qui révèle le degré de métamorphisme subi par la roche.

La schistosité est soulignée par l'orientation préférentielle des cristaux de pyroxène, épidote, chlorite, rubans de quartz, hornblende et biotite (Fig. 15) dans les lits des différentes roches étudiées.



Alternance des lits clairs et lits sombres dans les épidotites (A), les amphibolites (B), les gneiss à grenat et pyroxène (C) ; (D) Litage compositionnel dans les pyroclastites ; (E) alternance des lits clairs et lits sombres et structures S/C dans les schistes; (F) Alternance des lits sombres et de lits clairs de composition quartzo feldspathique dans les BIFs.

Figure 15. Structures planaires de la phase D₁.

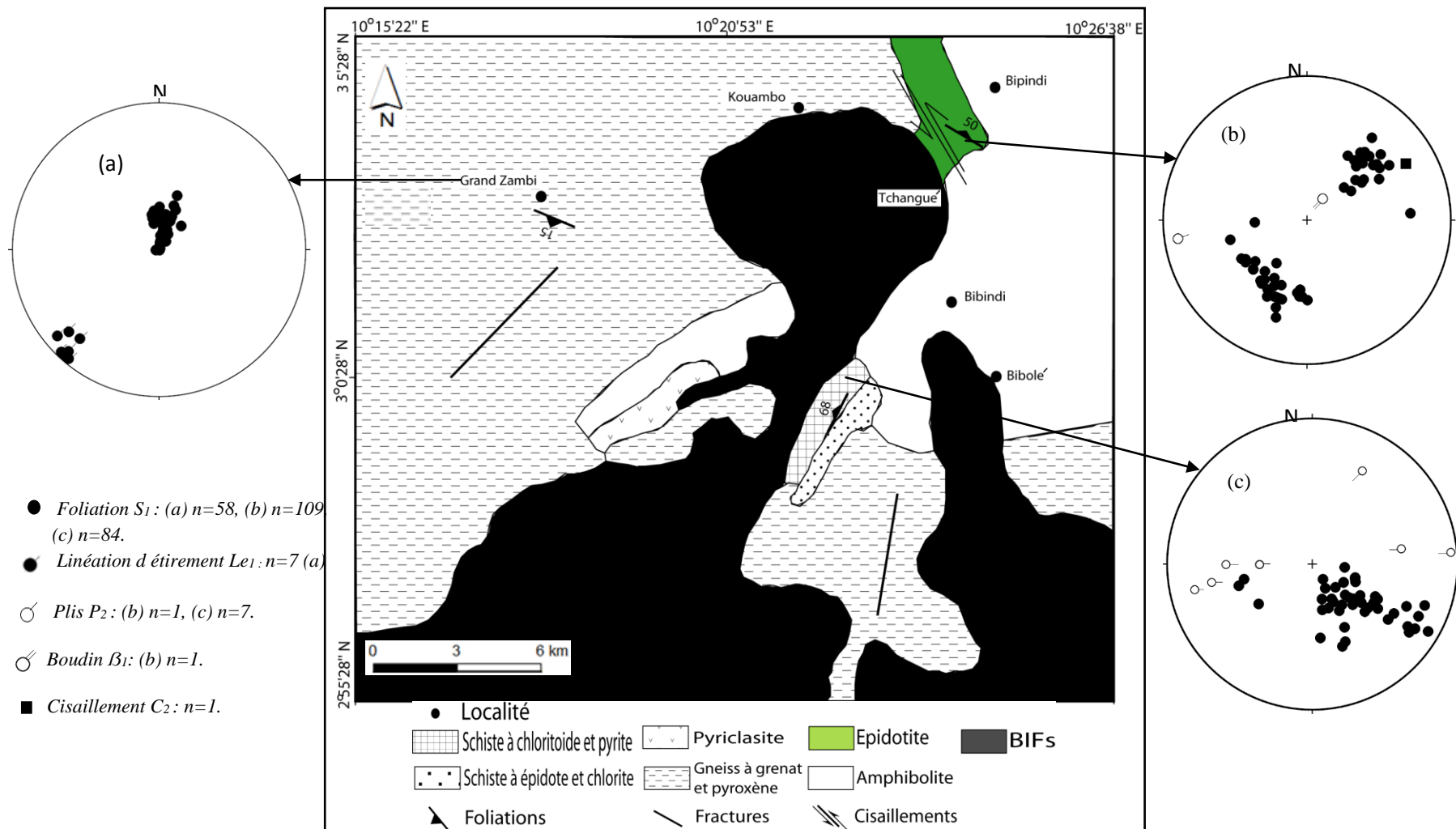


Figure 16. Carte géologique de la zone d'étude et représentations stéréographiques des éléments structuraux de la phase D₁. (a) Stéréogramme montrant les pôles de la S₁ et de la linéation d'étirement Le₁ dans le secteur de Grand Zambi ; (b) Stéréogramme des pôles

La projection stéréographique des plans de foliation et de schistosité S_1 dans la localité de Bipindi montre une disposition des pôles de plans de foliation dans les cadrans NE et SW (Fig. 18). Ce diagramme montre que la direction moyenne de la S_1 à Bipindi est de N120E 50 NE; le regroupement des pôles de plans de foliation S_1 dans les deux cadrans opposés (Fig. 18) traduit l'existence d'un plissement ultérieur. Dans ce secteur, la S_1 est associée à un cisaillement C_2 de direction N150E 60E, un boudin β_1 d'axe N035E 75E et pli P_2 d'altitude N170E 80N.

A Grand Zambézi, les plans de foliations pendent vers le Sud. Ces plans portent les linéations d'étirements L_{e1} . Les pôles de la S_1 et de la L_{e1} sont regroupés respectivement dans les cadrans NE et SW.

Dans la localité de Bibindi, la projection stéréographique de la S_1 montre un regroupement des pôles des plans de schistosité S_1 dans les cadrans SE. La S_1 est associée à des plis P_2 . Les pôles de ces plis sont repartis dans les cadrans NE et SW (Fig. 18).

IV.1.1.2. Structures d'étirement

Les structures linéaires de la phase de déformation D_1 sont marquées par les linéations d'étirements L_{e1} . Ces linéations sont bien visibles dans les BIFs et sont soulignées par un alignement des cristaux étirés de quartz et de la magnétite sur les plans de foliations S_1 dégagés. Leur orientation moyenne est N044°E avec un plongement moyen de 10° vers le SW. La projection stéréographique de la L_{e1} montre globalement un regroupement des pôles de linéations dans le quadrant SW.

IV.1.1.3. Structures de volume

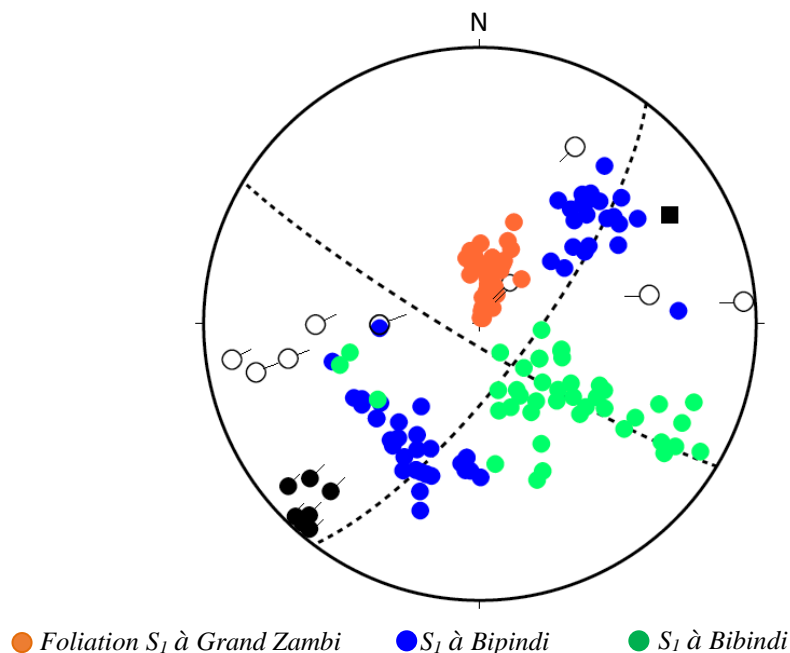
Les structures de volume qui ont été observées se distinguent principalement dans les schistes de Bibindi. Elles sont soulignées par des structures d'extension ou boudins β_1 .



Figure 17. Exsudat de quartz boudiné dans les schistes à chloritoïde et pyrite.

Ces dernières sont marquées par des exsudats de quartz boudinés et moulés par la schistosité S_1 (Fig. 17). Leurs axes ont des dimensions moyennes comprises entre 23 cm pour le grand axe et 9 cm pour le petit axe. Le rapport moyen grand axe sur petit axe est de 2,55 cm caractéristique des boudins des zones de cisaillement.

En somme, la phase de déformation D_1 est marquée par la foliation S_1 qui est soulignée par (i) un litage compositionnel et (ii) la schistosité. Cette S_1 s'observe dans les différentes roches étudiées. Elle est aussi caractérisée par la linéation d'étirement minérale L_{e1} , les boudins β_1 . La S_1 n'a pas une direction constante sur l'ensemble des secteurs étudiés dans la localité d'étude. Elle a une orientation moyenne de : (1) N120E 50NW à Bipindi ; (2) N110E 15SW à Grand Zambi et (3) N048E 68NW à Bibindi (Fig. 18).



Les autres symboles ont la même signification que ceux utilisés à la figure 16.

Figure 18. Stéréogramme récapitulatif du secteur étudié.

Par ailleurs, l'on note que les pôles des plis P_2 majoritairement disposés dans le cadran SW sont sub-parallèles à la linéation d'étirement L_{e1} . Le stéréogramme montre une disposition en double zone. Cette disposition traduit l'existence d'une structure en dôme et cuvette. L'axe de raccourcissement (ou l'axe X) se situe entre N040E – N080E, l'axe intermédiaire (ou Y ou en encore d'extension) est compris entre N120E – N150E. La structure en dôme et cuvette définit dans le stéréogramme stipule que la localité d'étude est affectée par un double événement tectonique : la transpression et la transtension. Le

cisaillement C_2 est responsable de la mise en zone des pôles des plans de foliation S_1 à Bipindi et à Bibindi. La disposition en zone des pôles de plan de foliation dans la localité de Bipindi témoigne l'existence d'un plissement ultérieur. La phase D_1 étant dominée par les éléments structuraux compressifs (foliation, schistosité). Elle s'est déroulée en régime tectonique en compression. Les minéraux en "fish" observés dans les formations étudiées démontrent que la contrainte se manifeste par un coulissage. La D_1 est caractérisée par un régime de déformation non coaxial. La disposition des pôles S_1 sur l'ensemble des cadrans du stéréogramme stipule que la zone d'étude est affectée par une tectonique en nappe.

Les minéraux qui soulignent la S_1 sont : $Cl_d + Qtz + Ab + Chl_1 + Py$ dans les schistes à chloritoïde et pyrite, $Qtz + Ep + Ab + Chl_1$ dans les schistes à chlorite et épidote, $Grt + Pl + Bt + Qtz$ dans les gneiss à grenat et pyroxène, $Qtz + Pl + Cpx + Kfs$ dans les pyriclasites, $Hbl + Qtz + Pl + Ab$, $Qtz + Ep_1 + Kfs$ dans les épidotites.

IV.1.2. Deuxième phase de déformation D_2

La deuxième phase de déformation D_2 est marquée par des structures planaires (plans de cisaillement C_2) et les structures plicatives (plis P_2). Les plis P_2 s'observent dans les schistes de Bibindi tandis que les plans de cisaillement C_2 se rencontrent essentiellement dans les épidotites.

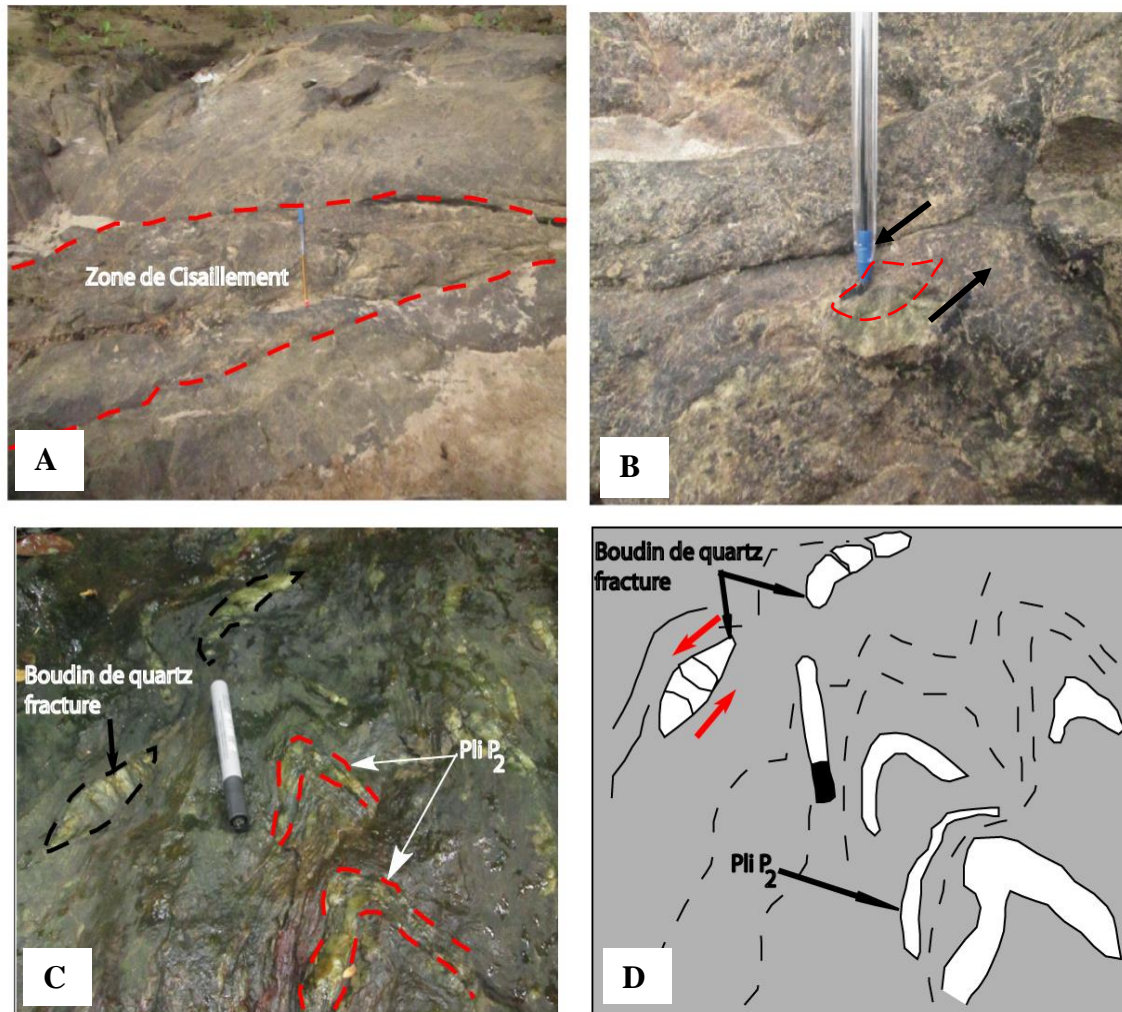
IV.1.2.1. Cisaillement C_2

Les plans de cisaillements C_2 s'observent dans les épidotites. Ces plans sont des bandes de cisaillements bréchifiées qui peuvent atteindre 2 m de long et 20 cm de large (Fig. 19 A). Ces plans de cisaillements C_2 recoupent la foliation S_1 induisant un broyage des minéraux. Les plans de cisaillements C_2 sont responsables de la mylonitisation observée au sein des épidotites. L'orientation des plans C_2 est variable. A partir des mesures prises sur le terrain, l'orientation des plans de cisaillements C_2 montre deux directions majeures : N 030E et N 138E.

IV.1.2.2. Plis P_2

Les structures plicatives P_2 sont issues de la transposition des surfaces foliales S_1 . Les plis P_2 s'observent aussi bien à l'échelle mégascopique qu'à l'échelle mésoscopique. Ils sont associés à la phase D_2 , et sont nettement visibles dans les schistes à épidote et chlorite.

Les plis P_2 isoclinaux sont visibles à l'échelle mésoscopique. Ces plis montrent des flancs boudinés par endroit (Fig. 19 D) et sont à charnières rembourrées (Fig. 19 C) ; avec un axe moyen de N076E 84NE. Ces plis s'observent sur les schistes étudiés.



(A) Zone de cisaillement dans les épidotites de la Lokoundjé à Bipindi ; (B) Cristaux de feldspath en forme de sigmoïde dans la zone de cisaillement (épidotite) traduisant ainsi un cisaillement simple; (C) et (D) Plis isoclinaux P_2 dans les schistes à épидote et chlorite. L'on note des exsudats de quartz boudinés et fracturés (D).

Figure 19. Quelques éléments structuraux de la phase D_2 .

L'on note aussi, à l'affleurement plusieurs plis à axes variables (Fig. 20). Ces plis montrent des plans qui ne sont pas parallèles. La diversité des axes observés est due à un mouvement rotationnel de la surface axiale des plis qui se développent au cours du coulisage. Les plis P_2 dessinent des structures symétriques en forme de «W» entre les axes 2 et 9 et en forme de «M» sur l'ensemble du pli. Ces plis sont similaires à des structures parasites.

Les plans C_2 s'accompagnent d'une mylonitisation. Cette mylonitisation est visible au sein des épidotites et la transposition de la surface foliale S_1 au cours de la D_2 montrent bien que, dans ce cas, la déformation est de nature non coaxiale. Ainsi, la phase D_2 est caractérisée par un régime de déformation en cisaillement simple («simple shear»).

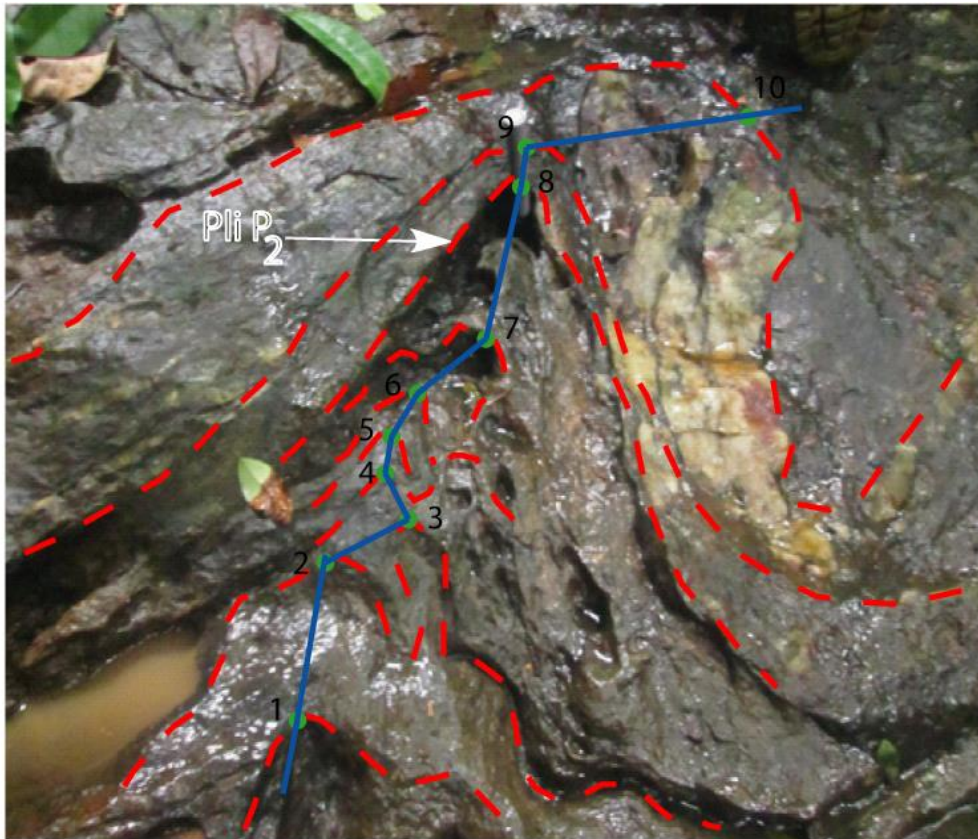


Figure 20. Plis P_2 à axes variables présentant des formes symétriques en «W» et en «M» sur les schistes à chlorite et épidote de Bibindi.

La phase D_2 est marquée par une de déformation non coaxiale. Les associations minérales associées à la phase D_2 sont : $Chl_2 + Qtz + Ab + Py$; $Chl_2 + Ep + Ser \pm Op$ et $Ep_2 + Kfs + Op + Cc$.

IV.1.3. Troisième phase de déformation D_3

La phase D_3 est constituée des fractures et linéaments hydrographiques. Ces fractures sont visibles sur la plupart des ensembles rocheux et sont des structures pénétratives tandis que les linéaments hydrographiques sont non pénétratifs. Ces linéaments ne sont perceptibles qu'à l'échelle cartographique.

- **Fracture F_3**

Les fractures ou diaclases sont les structures qui s'observent sur tous les types pétrographiques identifiés. Les fractures sont multiples. Elles sont soit soulignées par des joints secs ou remplies par des filons de nature quartzo-feldspathique. En fonction des mesures prises sur le terrain, trois générations de fractures peuvent être distinguées : (1) la

génération N010E-N020E, (2) la génération entre N60E-N70E et (3) la génération N150E-N160E.

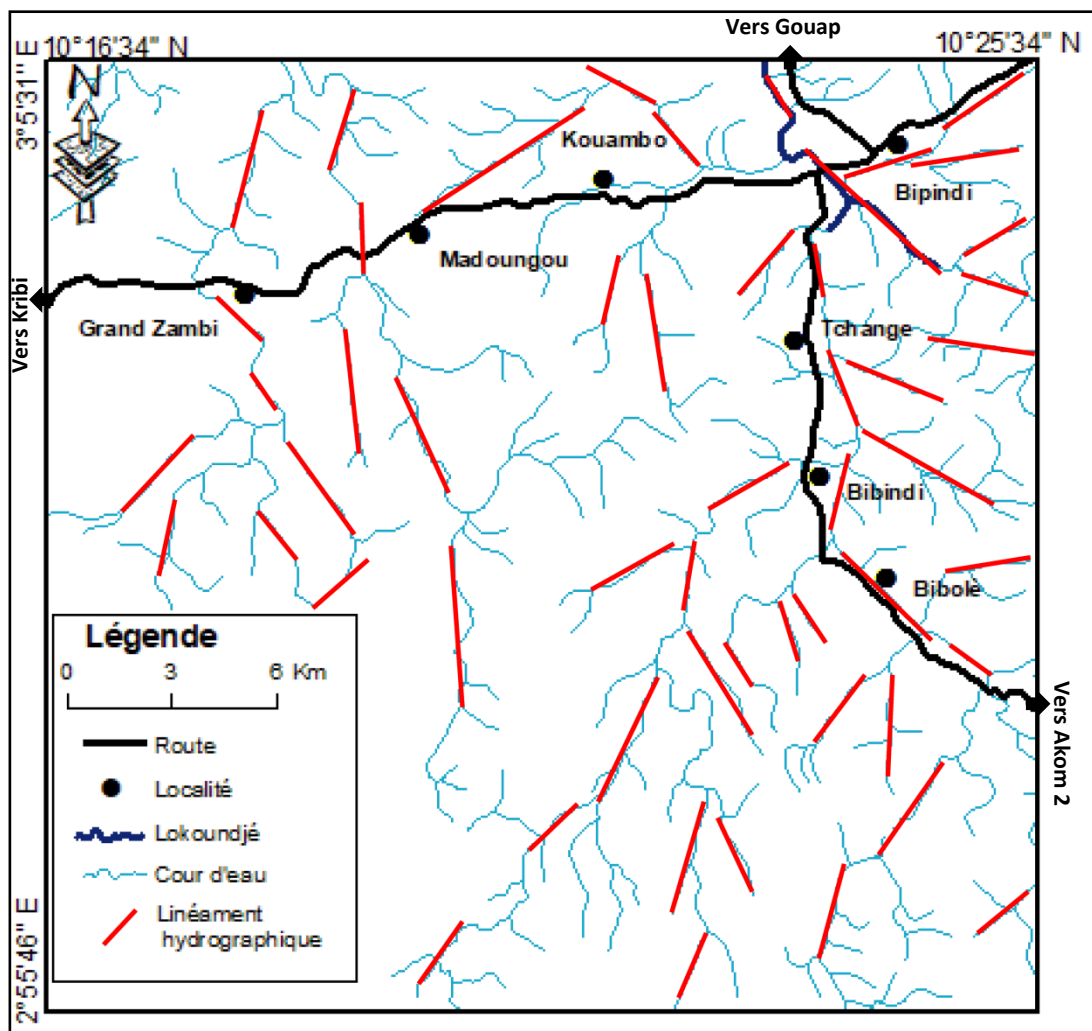


Figure 21. Carte des linéaments hydrographiques de la région de Bipindi et ses environs.

- *Linéaments hydrographiques*

Les linéaments hydrographiques ont été obtenus par l'examen du réseau hydrographique et selon le principe suivant lequel les cours d'eaux coulent sur d'anciennes lignes de fracture. La carte des linéaments hydrographiques est présentée à la figure 21. L'analyse statistique directionnelle des linéaments obtenus à l'aide du logiciel stéreonet nous a permis de construire la rosace de directions sur laquelle trois directions cardinales majeures ont été distinguées: il s'agit des directions NNE-SSW (N10° – 20°E), ENE-WSN (N70° – 80°E) et NW-SE (N150° – 160°E) (Fig. 22).

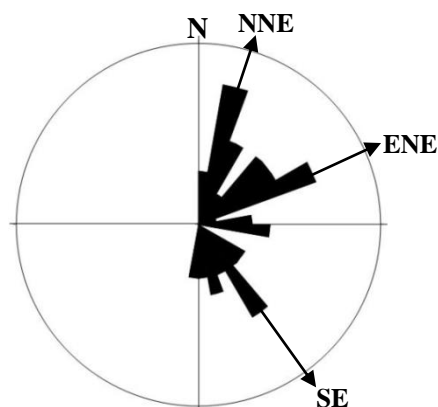


Figure 22. Rosace de direction des linéaments hydrographiques.

Tableau III. Recristallisation métamorphique associée aux différentes phases de déformation

Phases de déformation	Types pétrographiques	Microstructure	Associations minérales	Faciès
D ₁	Schiste à chloritoïde et pyrite	Granoblastique hétérogranulaire	Cld + Qtz + Ab + Chl ₁ + Py	Schiste vert
	Schiste à chlorite et épidote		Qtz + Ep + Ab + Chl ₁	Schiste vert
	Gneiss à grenat et pyroxène		Grt + Pl + Bt + Qtz	Granulite
	Pyriclasite		Qtz + Pl + Cpx + Kfs + Rt + Op	Granulite
	Epidotite		Qtz + Ep ₁ + Kfs + Ap + Cc	Schiste vert
	Amphibolite épidotisée		Hbl + Qtz + Pl + Ab	Amphibolite de faible degré
	BIFs		Qtz + Mag ± Ca	Schiste vert
D ₂	Schiste à chloritoïde et pyrite	Granoblastique hétérogranulaire	Chl ₂ + Qtz + Ab + Py	Schiste vert
	Schiste à chlorite et épidote		Chl ₂ + Ep + Ser ± Op	Schiste vert
	Epidotite		Ep ₂ + Kfs + Op + Cc	Schiste vert
D ₃	Schiste à chloritoïde et pyrite	Granoblastique hétérogranulaire	Chl ₃ + Py + Ab + Mag	Schiste vert
	Pyriclasite		Cpx + Bt + Qtz + Hbl	Amphibolite de haut degré

La phase D₃ est marquée principalement par les fractures et les linéaments hydrographiques. Les fractures mesurées sur le terrain sont similaires aux linéaments hydrographiques. Cette phase comporte les éléments structuraux cassants ; elle s'est donc déroulée en régime tectonique cassante.

Les assemblages retromorphiques associés à la phase D₃ sont : Chl₃ + Py + Ab + Mag et Cpx + Bt + Qtz + Hbl.

La zone d'étude est caractérisée par une évolution tectono-métamorphique polyphasée. Elle est affectée par trois phases de déformation : D₁, D₂ et D₃. Ces phases sont synchrones de recristallisations métamorphiques. La phase D₁ est ductile et de nature compressive, elle marquée par une foliation métamorphique S₁ qui est soulignée par un litage compositionnel, une schistosité S₁; une linéation d'étirement L_{e1}, les boudins β₁. La phase D₂ cisailante est caractérisée par une zone de cisaillement C₂ suivie d'une mylonitisation et les plis P₂. Les déformations D₁ et D₂ sont non coaxiales avec un régime de cisaillement simple. La phase D₃ est essentiellement cassante. Le tableau récapitulatif montrant les associations minérales associées à chaque déformation sont répertoriées dans le tableau III.

IV.2. ETUDE MICROTECTONIQUE

L'étude microtectonique est l'analyse de la déformation faite à l'échelle microscopique. Elle est centrée sur la description des microstructures et des formes géométriques des minéraux ; ceci afin de reconstituer l'évolution tecto-métamorphique des roches. Dans le cas précis, la description est basée sur quelques minéraux caractéristiques identifiés au microscope.

Les cristaux de pyrite en forme de sigmoïde et les épidotes poissons révèlent le sens senestre du cisaillement. Les minéraux "fish" (feldspaths, pyrite, épidote, quartz) observés en lames minces (Fig. 23) sont aussi identifiés à l'affleurement. La forme sigmoïdale de ces cristaux indique l'existence d'une shear zone senestre dans le secteur de Bipindi ; ce cisaillement est classé à la deuxième phase de déformation et les mesures faites sur le terrain révèlent deux directions majeures : N030E et N138E. Ces directions sont similaires à celles du Cisaillement Centre Camerounais (CCC) et du substratum du graben de Tombel. La pluralité des plis P₂ montrant des axes de plis à axes variables tels qu'observés sur la figure 20

permet de déduire que ces plis se sont développés au cours d'un coulissement sur les schistes à chlorite et épidote de Bibindi.

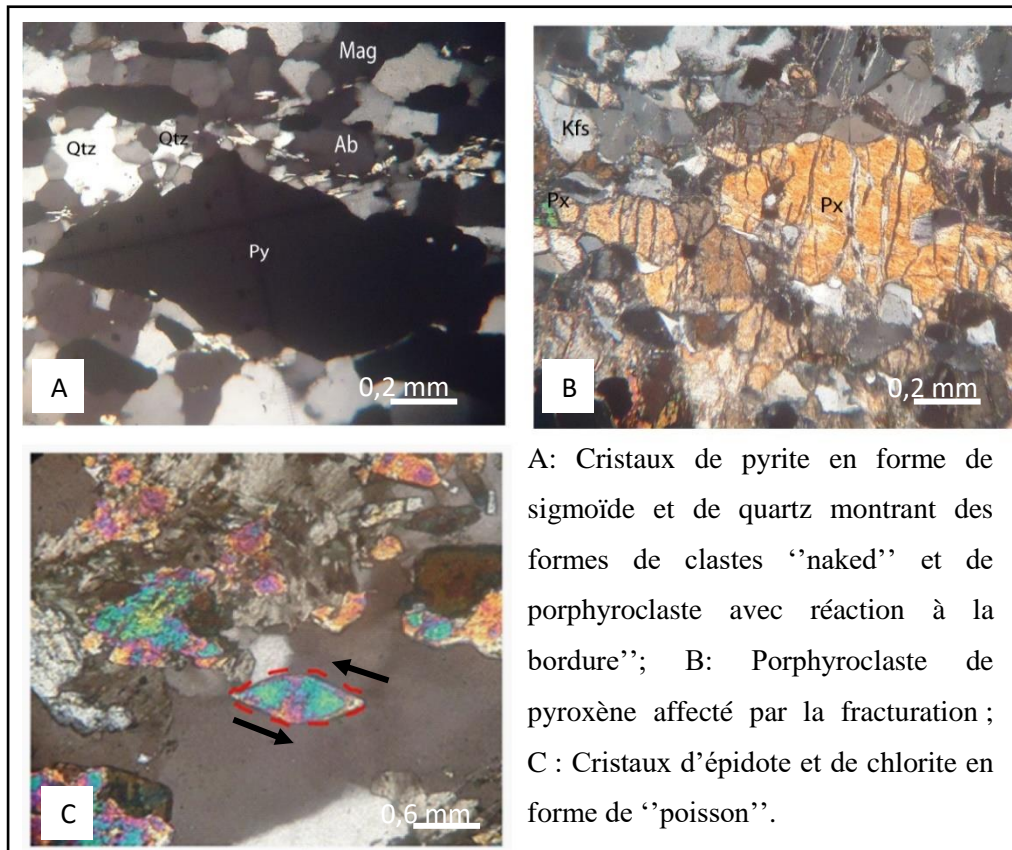


Figure 23. Microstructures de déformation de quelques types pétrographiques.

Le cisaillement et le coulissement affectant les formations rocheuses observées sur le secteur d'étude montrent des mouvements rotationnels confirmant la déformation non-coaxiale qui s'est déroulée en contexte de tectonique en nappe.

CHAPITRE V.
CARACTERES GEOCHIMIQUES

Les analyses géochimiques sur roche totale ont été réalisées sur les tous les roches hôtes (epidotites, pyriclasites, gneiss à grenat et pyroxène et schistes à chlorite et épidote) excepté les amphibolites épidotisées et les schistes à chloritoïde et pyrite ; et sur les formations ferrifères de Grand Zambézi. Dans ce chapitre, il est question de mettre en exergue les caractères géochimiques des BIFs étudiées et de déterminer la nature et le protolite des roches hôtes. La composition chimique des BIFs est représentée dans les tableaux V (éléments majeurs) et VI (éléments en traces et terres rares) ; Celle de l'encaissant est représentée dans les tableaux VII et VIII.

V.1. CARACTERES CHIMIQUES DES FORMATIONS FERRIFERES

V.1.1. Elements majeurs

Les données chimiques des BIFs en éléments majeurs (tableau IV) montrent que SiO₂ et Fe₂O₃ constituent 97,10% de 100% de la roche avec des teneurs comprises entre 25,64% à 50,24% et 3,54% à 70,57% pour SiO₂ et Fe₂O₃ respectivement. Le diagramme de la figure 24 indique une forte corrélation négative ($r = -0,953$) entre SiO₂ et Fe₂O₃. Les teneurs élevées en silice dans les échantillons de BIFs sont attribuées à l'abondance de chert dans les roches étudiées. La teneur en Al₂O₃ varie entre 0,26% et 3,02% et montre une faible corrélation négative ($r = -0,266$) avec Fe₂O₃ (Fig. 24b ; Tableau V). TiO₂ a des teneurs très faibles (0,03-0,64%) et révèle une faible corrélation négative avec Fe₂O₃ ($r = -0,28$). Malgré la faible concentration en Al₂O₃, l'on note de fortes corrélations (Tableau V) positives ($r = 0,78$) avec TiO₂ et avec le Na₂O ($r = 0,71$). Les faibles teneurs en Al₂O₃ et TiO₂ suggèrent un apport insignifiant des éléments chimiques lors de leur dépôt. En admettant que, Al₂O₃ représente la fraction détritique des roches sédimentaires [exemple, Murray et Leinen (1993)], la présence du matériau argileux dans les formations ferrifères avec l'alumine stipule une dilution initiale clastique dans le bassin de dépôt. Al et Ti sont deux éléments solubles qui sont transportés ensemble comme particules solides par les rivières du bassin de dépôt diminuant ainsi la teneur en Al₂O₃ dans les échantillons analysés, ce qui suggère un apport détritique dans le site de dépôt. Les teneurs en alcalins (Na₂O et K₂O) sont significativement très faibles avec plus d'échantillons ayant des valeurs indétectables (< 0,01 %). Ces faibles teneurs reflètent aussi la rareté des minéraux silicatés dans le gisement de fer. Les concentrations de MgO (0,03-0,92 %) et de CaO (0,04-0,81 %) dans les

Tableau IIV. Eléments majeurs (en %) des formations ferrifères rubanées de Grand Zambé.

Echantillons	AKR071	AKR130	AKR141	AKR145	AKR151	AKR152	AKR153	AKR154	AKR155	AKR156	AKR157	GZ3	GZ6	GZ7	Moyenne
SiO ₂	41,12	33,54	25,64	45,25	50,24	41,72	42,02	47,22	46,89	39,02	38,05	41,65	49,56	49,48	42,24
TiO ₂	0,07	0,03	0,18	0,64	0,20	0,10	0,12	0,05	0,08	0,04	0,02	0,04	0,06	0,06	0,12
Al ₂ O ₃	1,19	0,29	1,47	2,81	3,02	0,77	2,41	0,84	0,65	0,48	0,39	0,26	1,03	1,03	1,19
Fe ₂ O ₃	55,82	67,73	70,57	47,00	43,54	56,44	52,10	52,10	49,33	59,24	61,39	57,04	47,76	47,96	54,86
MgO	1,05	0,04	0,04	1,57	1,61	0,46	0,56	0,48	0,44	0,04	0,58	0,03	0,92	0,87	0,62
MnO	0,02	<0,01	0,01	0,07	0,04	0,03	0,02	0,02	0,01	<0,01	0,02	0,03	0,05	0,04	0,03
CaO	0,85	0,01	0,01	0,93	0,01	0,12	0,08	0,14	0,24	<0,01	<0,01	0,04	0,81	0,66	0,33
Na ₂ O	0,07	<0,05	0,05	0,09	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,01	0,02	0,02	0,05
K ₂ O	0,04	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	0,03	0,32	0,02	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,09	0,10	0,08
Cr ₂ O ₃	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04	0,01	0,03	0,05	0,04	0,06	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03
P ₂ O ₅	0,19	0,05	0,18	0,26	0,12	0,18	0,26	0,11	0,20	0,13	0,10	0,05	0,07	0,06	0,14
LOI	-0,22	-1,26	2,95	-0,56	0,46	0,62	1,32	-0,40	1,12	1,54	-0,68	0,90	-0,40	-0,30	0,36
Total	100,24	100,48	101,17	98,13	100,21	100,33	99,24	100,64	99,03	100,55	99,42	100,00	99,98	99,98	99,96
Total Fe	39,24	47,61	49,61	33,04	39,68	39,70	36,63	36,63	34,68	41,65	43,15	39,93	33,43	33,57	39,18
Si/Al	34,60	116,56	17,45	16,09	16,61	53,88	17,45	56,24	72,07	81,85	97,00	283,42	85,13	84,99	73,81
Fe/Ti	783,48	2466,88	383,88	73,62	221,77	544,99	437,10	1078,55	645,22	1608,26	2523,39	1663,67	928,67	932,56	1020,86
Al/Ti	16,67	10,48	7,98	4,40	15,40	7,47	20,19	17,37	8,50	12,94	16,12	2,82	7,44	7,44	11,09

BIFs étudiés sont faibles, mais non négligeables. Ceci est dû à la présence d'une quantité mineure de clinopyroxène dans ces BIFs. Les autres éléments majeurs (Cr_2O_3 , MnO , P_2O_5) représentent moins 0,2 % dans les échantillons de BIF analysés.

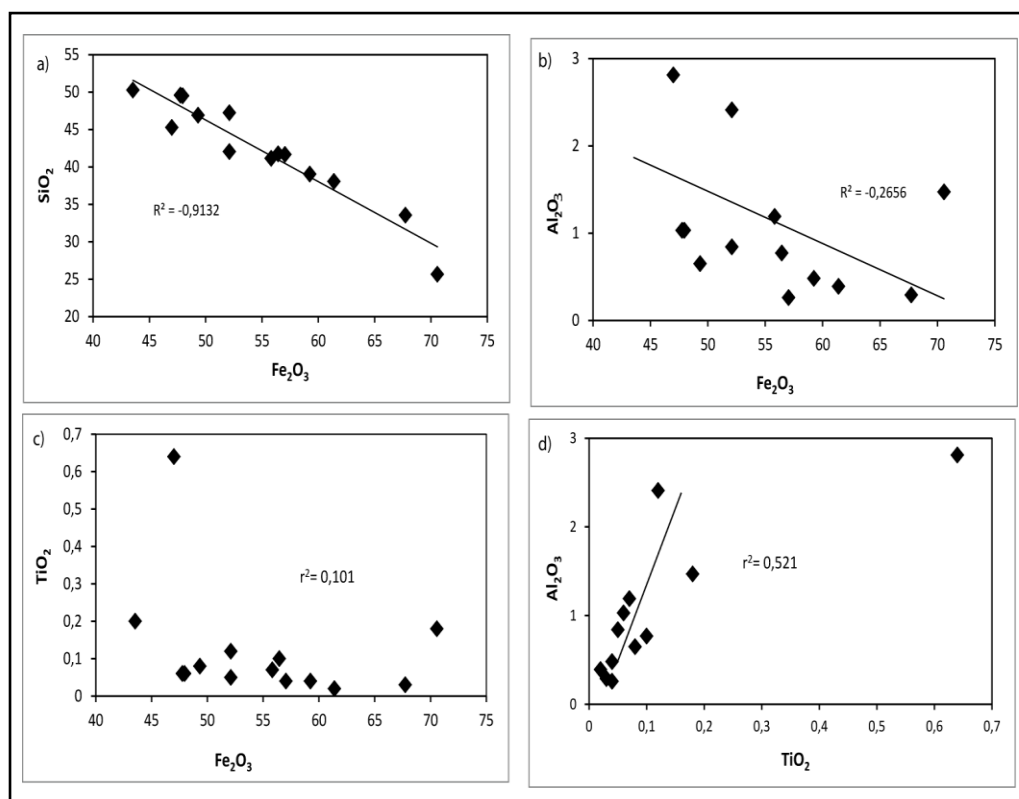


Figure 24. Diagramme binaire de quelques éléments majeurs des BIFs en fonction de Fe_2O_3 et TiO_2 .

Tableau V. Matrice de corrélation des BIFs du secteur d'étude.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	P_2O_5
SiO_2	1										
TiO_2	0.046	1									
Al_2O_3	0.102	0.788	1								
Fe_2O_3	-0.951	-0.282	-0.376	1							
MgO	0.596	0.649	0.689	-0.739	1						
MnO	0.473	0.692	0.492	-0.591	0.773	1					
CaO	0.522	0.445	0.421	-0.617	0.917	0.702	1				
Na_2O	-0.369	0.717	0.764	0.200	0.354	0.133	0.135	1			
K_2O	-0.126	-0.123	0.499	-0.108	-0.108	-0.111	-0.205	-0.992	1		
Cr_2O_3	-0.159	0.107	0.022	0.147	-0.083	-0.187	-0.005	0.983	-0.192	1	
P_2O_5	-0.061	0.601	0.729	-0.189	0.405	0.028	0.090	0.983	0.206	0.257	1

V.1.2. Elements en trace

Les formations ferrifères du secteur d'étude sont caractérisées par de faibles teneurs en HFSE telles que Sc (2-3 ppm), Zr (1,8-3,6 ppm), Hf (<0,1-0,1 ppm) et Th (<0,2-0,5 ppm) ; et de faibles concentrations en LILE, Ba (9-23 ppm), Sr (1,7-3,2 ppm) et Rb (<0,1-8 ppm). A l'exception de Sc et Rb, les BIFs de Bipindi ont de faibles teneurs en HFSE et LILE (tableau VI) comparées à celles des BIFs de Kouambo (Ganno et al., 2017) et des BIFs de Kpwa-Atog Boga (Soh et al., 2018). De plus, les BIFs du secteur d'étude présentent de faibles teneurs en métaux de transition (par exemple, Ni <20 ppm, Co= 2,7-6,6 ppm, et V= 9-17 ppm) en comparaison avec celles des BIFs sus-évoquées (tableau VI).

A partir de la somme totale des terres rares (Σ REE) des BIFs de Bipindi, deux groupes ont été reconnus : le groupe 1 présentant une très faible teneur en Σ REE (2,70-3,37) et le groupe 2 présentant une teneur moyennement élevée en Σ REE (59,57-100,43 ppm). L'yttrium est couramment inséré entre Dy et Ho en fonction de son rayon ionique (Bau et Dulski, 1996), et comparé à la chondrite (Evensen et al., 1978), tous les BIFs de la zone d'étude montrent : (i) un léger enrichissement en LREE ($(La/Yb)_{CN} = 7,89-8,45$), (ii) un fort appauvrissement en HREE ($(Tb/Yb)_{CN} = 1,72-1,76$), (iii) des anomalies négatives en Ce, et (iv) aucune anomalie en Eu ($(Eu/Eu^*)_{CN} = 0,95-0,97$) (Tableau VI, Fig. 25a). Ces résultats sont similaires à ceux des BIFs de Kouambo (Ganno et al., 2017) et de Kpwa-Atog Boga (Soh et al., 2018) (tableau VI, Fig. 25a).

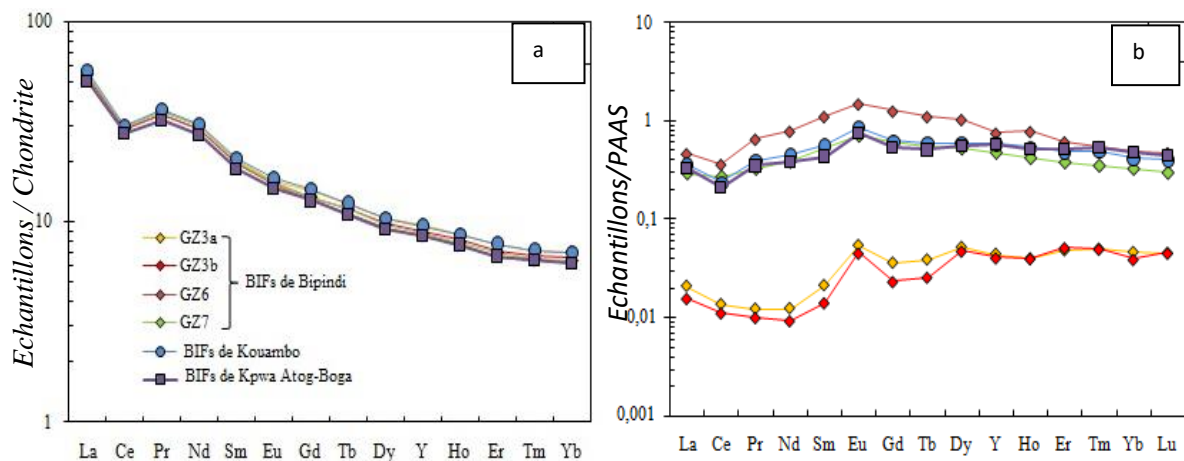


Figure 25. Spectres REE des BIFs de Bipindi. a : spectres des REE normalisés selon la chondrite (Evensen et al., 1978) ; b : spectres des REE normalisés d'après PAAS (McLennan, 1989).

Quelque soit leur groupe, les spectres des REE-Y des échantillons des BIFs normalisés en fonction de PAAS (McLennan, 1989) sont caractérisés par un appauvrissement

en LREE par rapport à la MREE ((Pr/Yb)_{SN} = 0,26-1,35), et un appauvrissement en MREE par rapport à la HREE ((Sm/Yb)_{SN} = 0,73-4,59). Ces BIFs montrent également une faible anomalie positive en Eu ((Eu/Eu*)_{SN} = 1,33-2,51), mais similaire à celle des BIFs de l'Archéen-Paléoproterozoïque (par exemple, Planavsky et al., 2010 ; Ganno et al., 2017 ; Soh et al., 2018).

Tableau VI. Composition chimique des BIFs étudiées comparées aux BIFs environnantes

Echantillons	GZ3a	GZ3b	GZ6	GZ7	Moyenne	Moyenne des BIFs de Kouambo (Ganno et al., 2017)	Moyenne des BIFs de Kpwa Atog-Boga (Soh et al., 2018)
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	27,25	2,83
Co	6,6	6,5	3,5	2,7	4,83	6,13	5,26
V	9	10	11	17	11,75	17,75	12,5
Sc	2	2	2	3	2,25	2,5	0,81
Cs	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,02
Ba	9	11	23	23	16,5	172,7	25,83
Sr	1,7	1,8	3,2	2,5	2,3	30,6	14,89
Rb	0,1	0,1	8	7	7,5	6,43	0,49
Zr	1,8	2,5	3,6	3,6	2,88	4,88	3,86
Hf	<0,1	<0,1	0,1	0,1	0,1	0,23	<0,2
Ga	0,14	0,17	10,5	10	5,2	5,41	5,71
Nb	<0,1	<0,1	0,9	0,8	0,85	0,68	1,09
Th	<0,2	<0,2	0,4	0,5	0,45	0,38	0,47
U	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,09	0,14
Be	<1	<1	<1	<1	<1	0	0
Ta	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,2	0	<0,1
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0	2,5
La	0,8	0,6	17,7	11,1	7,55	13,89	12,59
Ce	1,1	0,9	29,1	21,4	13,13	19,05	17,06
Pr	0,11	0,09	5,81	2,9	2,23	3,51	3,12
Nd	0,4	0,3	25,1	12,3	9,53	14,59	12,26
Sm	0,12	0,08	6,2	2,97	2,34	3,19	2,44
Eu	0,06	0,05	1,63	0,79	0,63	0,95	0,82
Gd	0,17	0,11	5,9	2,93	2,28	2,95	2,5
Tb	0,03	0,02	0,85	0,43	0,33	0,46	0,39
Dy	0,23	0,21	4,54	2,33	1,83	2,63	2,46
Y	1,2	1,1	20,3	12,9	8,88	15,9	15,71
Ho	0,04	0,04	0,78	0,42	0,32	0,54	0,52
Er	0,14	0,15	1,78	1,1	0,79	1,43	1,51
Tm	0,02	0,02	0,22	0,14	0,1	0,2	0,21
Yb	0,13	0,11	1,35	0,91	0,63	1,18	1,35
Lu	0,02	0,02	0,21	0,13	0,1	0,18	0,2
ΣREE	3,37	2,7	100,43	59,55	41,51	64,74	57,4
K/Rb	100	100	11,25	14,29	56,38	13,14	26,64
Y/Ho	30	27,5	26,03	30,71	28,56	29,48	31,48
(La/Yb) _{CN}	7,89	8,09	8,45	8,38	8,2	7,94	8,01
(Tb/Yb) _{CN}	1,72	1,73	1,74	1,76	1,74	1,72	1,73
(Eu/Eu*) _{CN}	0,95	0,97	0,97	0,96	0,96	0,95	0,96
(Pr/Yb) _{SN}	0,27	0,26	1,35	1	0,72	0,95	0,59
(Sm/Yb) _{SN}	0,92	0,73	4,59	3,26	2,38	2,71	0,69
(Eu/Sm) _{SN}	2,55	3,18	1,34	1,35	2,1	1,56	1,74
(Eu/Eu*) _{SN}	2	2,51	1,34	1,33	1,8	1,52	1,83
(La/La*) _{SN}	1,74	1,36	1,2	1,4	1,42	1,36	1,07
(Ce/Ce*) _{SN}	0,85	0,89	0,66	0,87	0,81	0,65	0,74
(Pr/Pr*) _{SN}	0,94	0,98	1,22	1,02	1,04	1,18	1,19
(Y/Y*) _{SN}	0,96	0,93	0,83	1,01	0,93	1,04	11,15

NB : Fe₂O_{3T}, Fe total exprimé en Fe₂O₃. Indice CN: normalisé à la chondrite (Evensen et al., 1978) ; (Eu/Eu*)_{CN} = Eu_{CN} / sqrt(Sm_{CN} × Gd_{CN}) ; Indice SN : normalisé au schiste australien post-archéen (McLennan, 1989). Les rapports REE-Y sont obtenus comme suit : (La/La*)_{SN} = La_{SN} / (3Pr_{SN} - 2Nd_{SN}), (Eu/Eu*)_{SN} = Eu_{SN} / (0,67Sm_{SN} + 0,33Tb_{SN}) (Bau et Dulski, 1996), (Ce/Ce*) = Ce_{SN} / (2Pr_{SN} - Nd_{SN}) (Bolhar et al., 2004), (Y/Y*) = 2Y_{SN} / (Dy_{SN} + Ho_{SN}). Les espaces vides correspondent à des valeurs non déclarées à partir de références.

Les spectres des REE des BIFs de Bipindi normalisés en fonction de PAAS montrent: (i) les anomalies positive en La ((La/La*)_{SN} = 1,20-1,74), (ii) les anomalies négatives en Ce ((Ce/Ce*)_{SN} = 0,66-0,89) et en Y ((Y/Y*)_{SN} = 0,83-1,01), et (iii) les rapports Y/Ho chondritiques à super-chondritiques variant de 26,03 à 30,71 (tableau VI). Ces caractéristiques sont comparables à celles des BIFs de Kouambo (Ganno et al., 2017) et de Kpwa Atog-Boga (Soh et al., 2018) (tableau VI, Fig. 34b).

V.2. CARACTERES CHIMIQUES DES ROCHES HOTES

V.2.1. Nature des protolites

Le triangle (Fig. 26) $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO}$ vs Al_2O_3 de De la Roche (1965) confirme que la zone d'étude est faite de métasédiments et de metabasites. Les points représentatifs des épidotites, pyriclasites et des gneiss à grenat et pyroxène s'alignent suivant la dorsale des roches magmatiques (Fig. 26). Les schistes à chlorite et épidote sont disposés suivant l'horizontal et se rapprochent de la composition des shales et du champ des grauwackes.

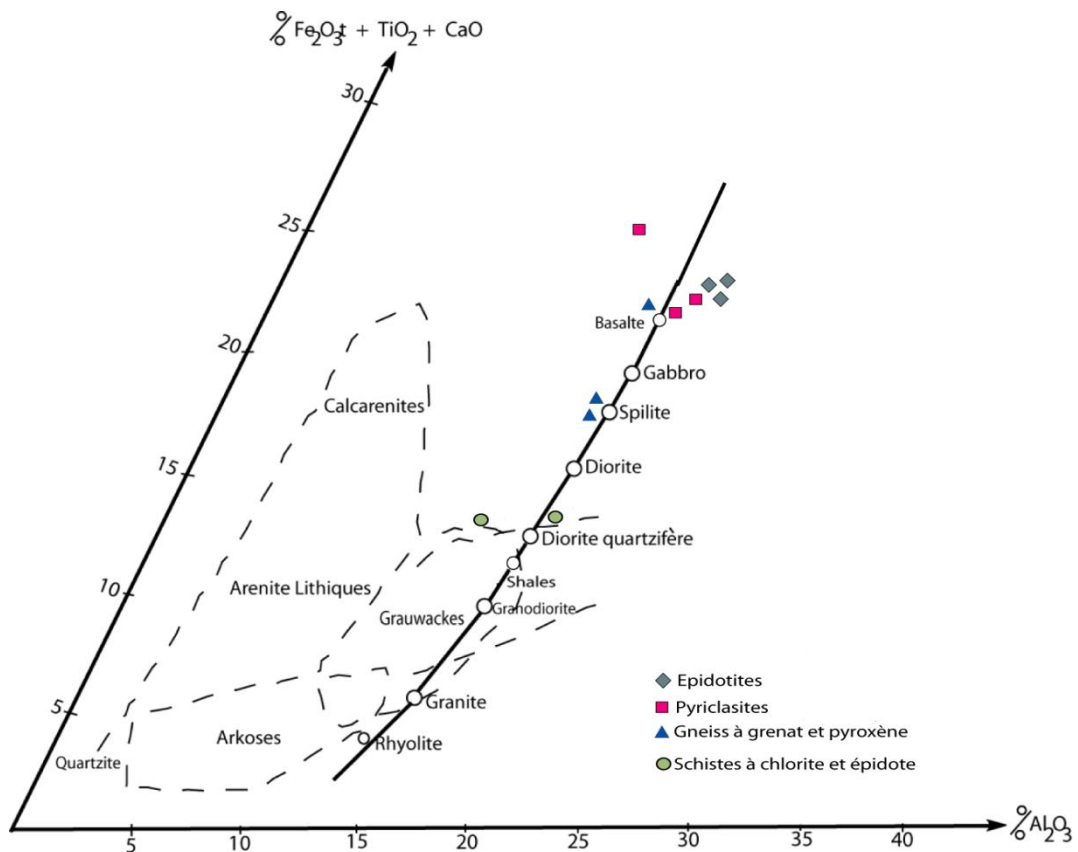


Figure 26. Diagramme de De la Roche (1965) montrant le protolite des différentes roches métamorphiques du secteur d'étude.

V.2.2. Métavolcanites

Les métavolcanites sont constitués d'épidotites, de pyriclasites et de gneiss à grenat et pyroxène. Leur composition chimique est consignée dans le tableau VII.

V.2.2.1. *Elements majeurs*

Les échantillons représentatifs des épidotites ont des teneurs élevées en SiO₂ (46,85 à 48,14 %) et moyennement élevée en Al₂O₃ (17,59 à 19,56 %). Leur teneur en Fe₂O₃ et TiO₂ varie de 9,22 à 10,51 %, et 0,90 % à 1,20 %, respectivement. Les roches montrent des teneurs moyennement élevée en CaO (11,97 à 12,82 %) et faibles en MgO (4,41 à 5,59 %). Les teneurs totales en alcalins (K₂O + Na₂O) sont très faibles (< 0,5%, excepté l'échantillon BRV7). Les teneurs en MnO (< 1 %) et Cr₂O₃ (< 0.02 %) sont négligeables.

Les pyriclasites ont une concentration plus élevée en SiO₂ (47,78-48,79 %), et des teneurs moyennes en Fe₂O₃ (13,30-14,65 %) et Al₂O₃ (13,55-17,31 %). Les teneurs en CaO et MgO sont respectivement de 9,19 à 11,24 % et de 7,28 à 8,99 %. L'on note de faibles concentrations en TiO₂ (0,67 et 1,12 %) et MnO (0,19 et 0,23 %). Ces roches sont relativement riches en alcalin (K₂O + Na₂O = 1,15-1,68 %).

Les gneiss à grenat et pyroxène sont caractérisés par des teneurs élevées en SiO₂ et moyennement élevées en Al₂O₃, variant respectivement de 53,86 à 59,05 % et de 15,13 à 16,78 %. Ces roches sont enrichies en Fe₂O₃ (14,68-18,66 %) et en MgO (5,38-5,86 %). Les gneiss à grenat et pyroxène ont des teneurs en alcalin (Na₂O + K₂O) et en CaO relativement élevées, variant de 2,24 à 3,23 % et de 1,95 à 2,20 % respectivement. Les autres éléments majeurs sont en faible concentration dans les échantillons analysés.

V.2.2.2. *Elements en trace*

Les épidotites sont très riches en éléments lithophiles tels que Sr (786,7 ppm), Zr (332,85 ppm) et V (173,5 ppm). Leur teneur en nickel sont également élevées (Ni : 63-120 ppm). Elles sont moyennement riches en Ba (43,25 ppm), pauvres en Sc (22 ppm) et en autres métaux de transition (Co ≈ 37,73 ppm et Ga ≈ 20,97 ppm).

Les échantillons de pyriclasite analysés sont plus riches en métaux de transition [V (268,66 ppm), Ni (163 ppm) et Co (59,86 ppm) qu'en éléments lithophiles [(Sr= 101,07 ppm), (Zr ≈ 47,83 ppm)].

Les données chimiques révèlent que les échantillons de gneiss à grenat et pyroxène sont enrichis en Sr (134,9 ppm), en Zr (126,4 ppm), en Ni (193 ppm), en V (177 ppm) et en Ba (451,33 ppm) et pauvres en Co (36,23 ppm) et Sc (24,66 ppm). Ils sont également très

appauvris en Ga (13,4 ppm), Th (2,3 ppm), Nb (6,16 ppm) et Hf (3,26 ppm). Le césium, l'uranium, le tungstène et le tantale ont des teneurs quasi nulles.

Les éléments en trace des metabasites sont normalisés en fonction de la composition moyenne du manteau primitif (PM), d'après Sun et McDonough, 1989 (Fig. 27). Dans ce diagramme (Fig. 27), les spectres multi-éléments montrent des échantillons d'épidotite plus enrichis en LILE (sauf pour Rb, Ba, K), HFSE et REE que des échantillons de pyriclasite et de gneiss à grenat et pyroxène. Les compositions moyennes des éclogites et metabasites de Nyong (Loose et Schenk, 2018 ; Bouyo Houketchang et al., 2019), et des métavolcanites de Ntem (Chombong et Suh, 2013) sont utilisées pour servir de comparaison. Les échantillons d'épidotite, comparés aux autres roches, sont fortement appauvris en Rb, Ba et K, mais enrichis en Sr, Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf et REE (Fig. 27). L'on remarque que l'échantillon BRV1 montre un pic en P et Th par rapport aux autres échantillons (Fig. 27).

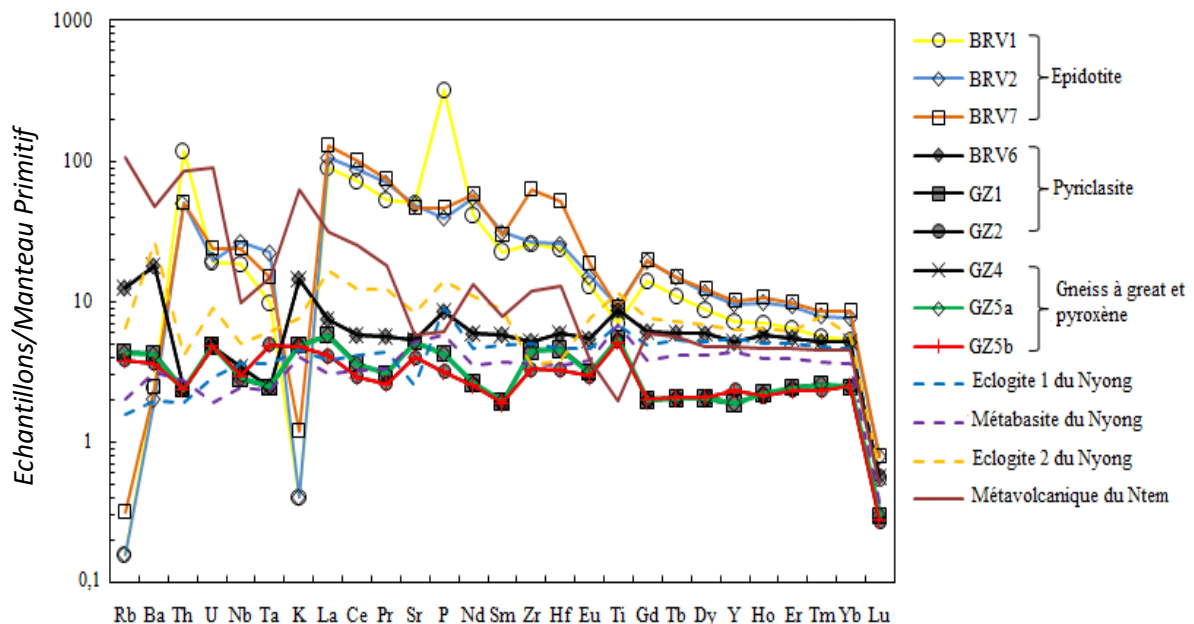


Figure 27. Spectres multi-éléments des métavolcanites comparés aux roches environnantes. Eclogite 1 et Métabasite du Nyong (Loose et Schenk, 2018). Eclogite 2 du Nyong (Bouyo Houketchang et al., 2019). Métavolcanites du Ntem (Chombong et Suh, 2013).

V.2.2.3. Terres Rares (REE)

Les épidotites sont caractérisés par des teneurs élevées en terres rares légères (Σ LREE= 326,753 ppm) et moyennement élevées en terres rares lourdes (Σ HREE= 70,43 ppm). Tandis que les pyriclasites ont de faibles teneurs en terres rares légères (Σ LREE= 19,12 ppm) et en terres rares lourdes (Σ HREE= 25,13 ppm). Les teneurs en terres rares légères

(Σ LREE= 67,157 ppm) sont moyennement élevées que celles des terres rares lourdes (Σ HREE= 14,173 ppm) dans les gneiss à grenat et pyroxène.

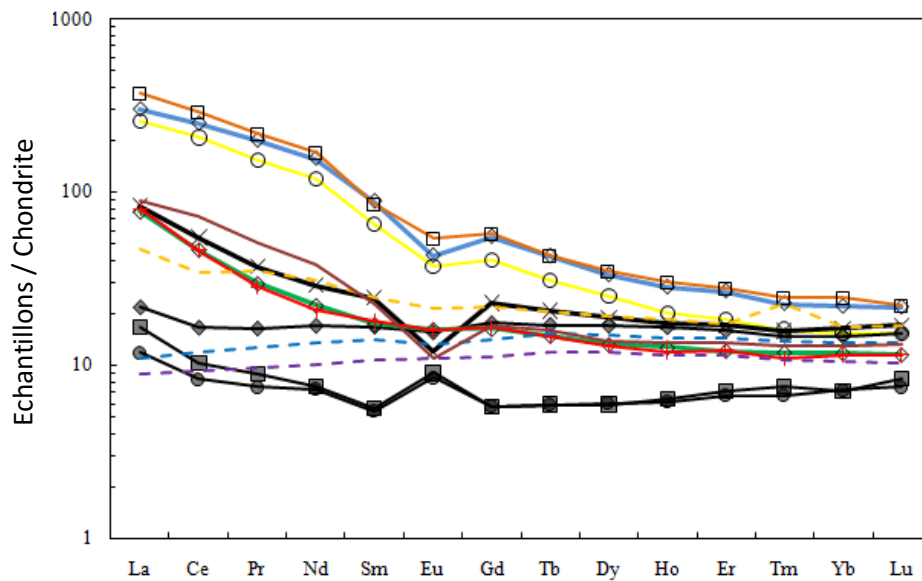


Figure 28. Spectres des REE des métavolcanites étudiés comparés aux roches environnantes. La légende est identique à celle de la figure précédente.

La différence de teneur en Σ REE dans ces roches revèlent une contamination crustale variable à nulle lors de leur formation (par exemple, [Armstrong et al., 1999](#)). Les REE des roches étudiées ont été normalisées (Fig. 28) à la chondrite ([Evensen et al., 1978](#)). La figure 28 montre un enrichissement significatif en terre rare légère (LREE) des échantillons d'épidotite par rapport aux échantillons de pyriclasites et de gneiss à grenat et pyroxène également par rapport à la moyenne des metabasites de Nyong et des métavolcanites de Ntem. Les échantillons d'épidotite et de gneiss à grenat et pyroxène présentent des anomalies négatives à nulles en Eu, tandis que les pyriclasites montrent des anomalies positives en Eu (Fig. 28).

V.2.3. Roches métasédimentaires

La composition chimique en éléments majeurs, traces et terres rares des schistes à chlorite et épidote est représentée dans le tableau VIII. Ce tableau montre aussi les données chimiques d'autres roches métasédimentaires du groupe Nyong, telles que les gneiss à grenat ([Soh et al., 2018](#)), les métasédiments (métasandstone et métasilstone) du groupe Ntem ([Chombong et al., 2013](#)).

Tableau VII. Moyenne des éléments chimiques des métavolcanites étudiées et ses environs.

Roches	Epidotite	Pyriclasite	Gneiss à grenat et pyroxène	Eclogite 1 du Nyong	Métabasite du Nyong	Eclogite 2 du Nyong	Métavolcanique du Ntem
Echantillons	Moyenne n=3	Moyenne n=3	Moyenne n=3	Moyenne (n=4)	Moyenne (n=2)	Moyenne (n=3)	Moyenne (n=4)
SiO ₂	47,67	48,21	57,24	49,04	49,29	49,21	74,53
TiO ₂	1,09	0,83	0,7	0,89	0,88	1,6	0,25
Al ₂ O ₃	18,33	15,94	15,69	13,74	14,05	13,94	12,25
Cr ₂ O ₃	0,01	0,05	0,06	13,87	13,54	0	0,01
Fe ₂ O ₃	9,99	13,95	16,05	13,87	13,54	15,97	3,18
MnO	0,09	0,2	0,12	0,23	0,21	0,27	0,06
MgO	5,13	8,27	5,55	8,15	7,58	6,74	1,61
CaO	12,44	9,95	2,03	11,94	11,95	10,79	1,5
Na ₂ O	0,93	1,27	1,72	1,85	2,04	1,46	3,71
K ₂ O	0,02	0,2	1,2	0,11	0,1	0,21	1,58
P ₂ O ₅	1,27	0,05	0,01	0,09	0,06	0,13	0,06
LOI	3,6	0,8	0,63	0	0,12	0,15	1,18
Total	99,67	99,77	99,82	99,89	99,79	100,47	99,9
Mg-number	33,87	37,19	25,82	40	38,5	45,93	0
Na ₂ O+K ₂ O	0,95	1,47	2,92	1,96	2,14	1,67	5,29
Co	33,03	59,87	36,23	65,33	57,3	62,88	11,28
Ni	64,33	163	193	187,5	116	119,79	32,3
Rb	0,13	4,33	29,43	1	1,28	2,37	66,98
Sr	1011,5	101,07	134,9	53,05	109,2	57,76	119,7
Cs	0,1	0,1	0,1	0,03	0,03	0,06	3,13
Ba	16	59,67	451,33	13,77	21,95	22,97	332,5
Sc	15,33	40	24,67	49,63	49,5	46,58	0
V	135,33	268,67	177	321,5	340	670,05	72
Ta	0,63	0,13	0,4	0,15	0,1	0,18	0,6
Nb	16,23	2,17	6,17	2,52	1,74	3,16	6,83
W	0,5	1	0,5	0,4	0,04	0,12	<0,5
Zr	424,5	47,83	126,4	55,58	40,25	39,28	129,63
Hf	10,33	1,4	3,27	1,43	1,07	1,25	3,95
Th	6,17	0,2	2,3	0,16	0,23	0,29	7,18
U	0,43	0,1	0,2	0,06	0,04	0,25	1,9
Y	40,57	14,03	21,1	24,83	19,7	24,24	21,45
Ga	22,73	15,27	13,4	16,53	16,55	17,49	12,98
La	73,33	3,93	19,03	2,59	2,09	3,96	21,2
Ce	151,53	7,17	30,03	7,33	5,64	10,59	44,48
Pr	17,99	1,03	3,01	1,21	0,91	1,65	4,85
Nd	69,07	4,93	11,2	6,26	4,67	8,24	17,98
Sm	12,23	1,42	3,04	2,16	1,65	2,59	3,45
Eu	2,6	0,64	0,85	0,77	0,63	0,89	0,64
Gd	10,46	1,98	3,8	2,91	2,27	3,2	3,46
Tb	1,45	0,36	0,62	0,57	0,45	0,6	0,59
Dy	7,9	2,44	3,79	3,78	3,01	3,95	3,47
Ho	1,48	0,55	0,79	0,82	0,65	0,85	0,76
Er	4,04	1,63	2,27	2,39	1,89	2,38	2,22
Tm	0,54	0,25	0,33	0,35	0,28	0,36	0,33
Yb	3,49	1,64	2,22	2,28	1,78	2,36	2,18
Lu	0,5	0,26	0,34	0,34	0,26	0,36	0,34
ΣREE	356,62	28,24	81,33	33,75	26,15	41,97	105,93
Nb/Th	2,63	10,83	0,32	26,99	8,16	18,94	1,04
Zr/Y	10,46	3,41	6,05	2,18	2,07	1,67	6,07
(La/Sm) _{CN}	3,87	1,79	4,13	0,75	0,82	0,97	3,97
(La/Yb) _{CN}	15,07	1,72	20,67	0,8	0,85	1,19	6,9
(Eu/Eu*) _{CN}	0,39	1,11	0,79	1	1,05	0,91	0,36

NB: Fe₂O₃^I, Fe total est utilisé comme Fe₂O₃. Indice CN : chondrite normalisée (Sun et McDonough, 1989);
 $(Eu/Eu^*)_{CN} = Eu_{CN} / \sqrt{Sm_{CN} \times Gd_{CN}}$.

V.2.3.1. Elements majeurs

Les analyses des schistes à chlorite et épidote révèlent des concentrations élevées en SiO₂ (58,35-60,05 %) et moyennement élevées en Al₂O₃ (14,56-15,64 %). Leurs teneurs en Fe₂O₃ sont relativement élevées, variant de 8,08 à 8,28 %. Ces roches montrent aussi des teneurs plus ou moins élevées en MgO (4,77 à 5,12 %) et en CaO (4,38 à 4,78 %). Les échantillons de schiste étudiés sont enrichis en Na₂O (2,30 à 2,90 %) par rapport au K₂O (1,37 à 1,41 %). Les autres éléments majeurs (Cr₂O₃, MnO, P₂O₅) ont des teneurs très faibles dans la roche. Le rapport K₂O/Na₂O (0,49 – 0,60) est inférieur à 1 ; ces schistes ressemblent aux grauwackes volcanogéniques pauvres en quartz (Taylor et McLennan, 1985). Le faible rapport TiO₂/Al₂O₃ (0,04 – 0,06) indique la présence d'une fraction argileuse.

V.2.3.2. Elements en trace

La roche est enrichie en Sr (104 à 213,40 ppm), Zr (101,50 à 243,50), V (115 à 184 ppm) et Ba (127 à 618 ppm). Cependant, les schistes à chlorite et épidote sont moins enrichis en Ni (43-50 ppm) que les gneiss à grenat-pyroxène (164-251 ppm). Les échantillons sont appauvris en autres éléments traces, à l'exception du Co, du Sc, de l'Y et du Ga.

V.2.3.3.REE

Les schistes à chlorite et épidote sont caractérisés par des teneurs élevées en Σ REE (104,81-123,30 ppm). Dans le diagramme des spectres des REE normalisés en fonction de la chondrite (Fig. 29a), l'on remarque que la roche est caractérisée par un enrichissement en terre rare légère (La/Sm_{CN} = 4,89-5,07 et La/Yb_{CN} = 9,45-13,46) et des anomalies en Eu nulles à légèrement positives variant entre 0,91-1,13.

Le spectre des schistes à chlorite et épidote normalisés en fonction de PAAS (McLennan, 1989) montre un léger enrichissement en LREE comparable à celui des roches métasédimentaires du Ntem et du gneiss à grenat de Nyong (Fig. 29b). Les schistes à chlorite et épidote montrent des anomalies positives en Eu [(Eu/Eu*)_{SN} = 1,40 à 1,72]. Les spectres des terres rares de ces schistes sont similaires à celles du gneiss à grenat de Nyong (Soh et al., 2018) ; et aussi aux spectres des échantillons des métavolcanites étudiées (sauf les pyriclasites) normalisés à la chondrite (Evensen et al., 1978); ce qui suggère que ces roches proviennent probablement de la même source ignée (Taylor et McLennan, 1985).

Le spectre des schistes à chlorite et épidote normalisés en fonction de PAAS (McLennan, 1989) montre un léger enrichissement en LREE comparable à celui des roches métasédimentaires du Ntem et du gneiss à grenat de Nyong (Fig. 29b).

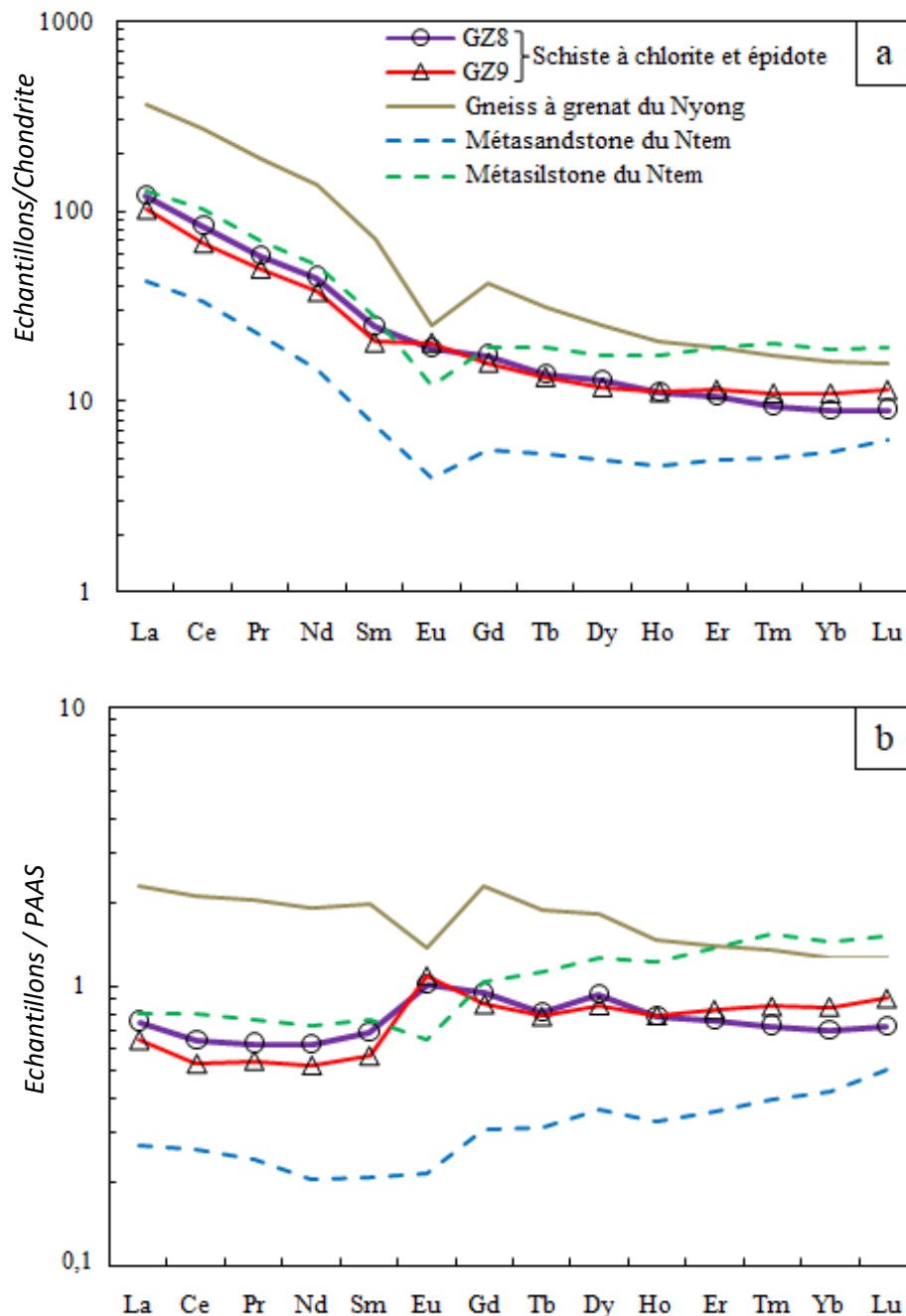


Figure 29. Spectres des terres rares des schistes à chlorite et épidote comparés aux métasédiments environnants. Spectre des REE normalisés a) à la chondrite (Evensen et al., 1978) et b) au PAAS (McLennan, 1989).

Tableau VIII. Moyenne de la composition chimique des schistes à chlorite et épidote étudiés comparés à quelques métasédiments environnants.

Roches	Schiste à chlorite et épidote	Gneiss à grenat	Metasandstone	Metasiltstone
Echantillons	Moyenne n=2	Moyenne n=5	NTM194	NTM194
SiO ₂	59,2	61,49	95,26	73,74
TiO ₂	0,72	0,75	0,15	0,13
Al ₂ O ₃	15,1	17,62	1,48	14,86
Cr ₂ O ₃	0,01		<0,002	<0,002
Fe ₂ O ₃	8,18	9,22	1,87	1,28
MnO	0,1	0,1	<0,01	0,01
MgO	4,95	3,23	0,06	1,82
CaO	4,58	2,16	0,02	0,11
Na ₂ O	2,6	2,09	0,02	0,3
K ₂ O	1,39	2,55	0,31	3,78
P ₂ O ₅	0,14	0,09	0,02	0,02
LOI	2,85	0,44	0,8	3,8
Total	99,83	99,74	99,99	99,85
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3,93	4,64	0,33	4,08
K ₂ O/Na ₂ O	0,54	3,56	64,36	4,96
Co	23,6	27,02	0,5	1,8
Ni	46,5	82,84	0,6	5,3
Rb	27,75	104,04	6,8	135,5
Sr	204,45	207,58	8,6	17
Cs	0,3	1,59	0,2	3,4
Ba	447	649	40	877
Sc	16,5	20,28		
V	127,5	140,8	11	9
Ta	0,35	0,88	0,2	1,1
Nb	6,25	13,86	3,2	10,9
W	0,5		<0,5	1,1
Zr	172,5	183,8	281	155,1
Hf	4,35	5,34	7,8	5,3
Th	1,15	36,56	2,5	13
U	0,4	2,96	0,9	3,3
Y	17,35	32,06	8,4	28,4
Ga	15,75	25,22	1,6	18,1
La	26,6	87,24	10,3	30,6
Ce	46,6	166,86	20,8	63,6
Pr	5,15	18,12	2,11	6,73
Nd	19,35	64,64	6,9	24,6
Sm	3,46	10,93	1,15	4,23
Eu	1,14	1,48	0,23	0,7
Gd	3,44	8,64	1,16	3,97
Tb	0,51	1,19	0,2	0,72
Dy	3,15	6,39	1,27	4,42
Ho	0,63	1,17	0,26	0,98
Er	1,83	3,23	0,82	3,17
Tm	0,26	0,45	0,13	0,51
Yb	1,7	2,8	0,92	3,2
Lu	0,26	0,41	0,16	0,49
ΣREE	114,06	373,54	46,41	147,92
K/Rb	50,51	27,93	45,59	27,9
Zr/Sc	0,19	10,25		
La/Sc	1,64	5,55		
Th/Sc	0,07	2,34		
Th/U	0,1	11,24	2,78	3,94
La/Th	24,88	2,45	4,12	2,35
(La/Sm) _{CN}	4,98	5,13	5,78	4,67
(La/Yb) _{CN}	11,45	35,38	8,03	6,86
(Eu/Eu*) _{CN}	1,02	0,6	0,61	0,52
Eu/Eu*) _{SN}	1,56	0,74	0,88	0,73

NB: Fe₂O₃^T, Fe total utilisé comme Fe₂O₃. Indice SN, normalisé au au PAAS (McLennan, 1989); (Eu/Eu*)_{SN} = [(Eu/(0.67Sm + 0.33 Tb))]_{SN}.
Indice CN, normalisé à la Chondrite (Sun and McDonough, 1989); (Eu/Eu*)_{CN} = Eu_{CN} / sqrt(Sm_{CN} × Gd_{CN}). Les espaces vides correspondent à des valeurs non déclarées à partir de références

V.3. PETROGENESE

V.3.1. Métavolcanites

Le diagramme Zr/TiO_2 en fonction de Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977) est couramment utilisé pour distinguer le protolite des roches volcaniques métamorphisées. Dans la figure 30a, les pyriclasites et les gneiss à grenat et pyroxène tombent dans le champ des basaltes.

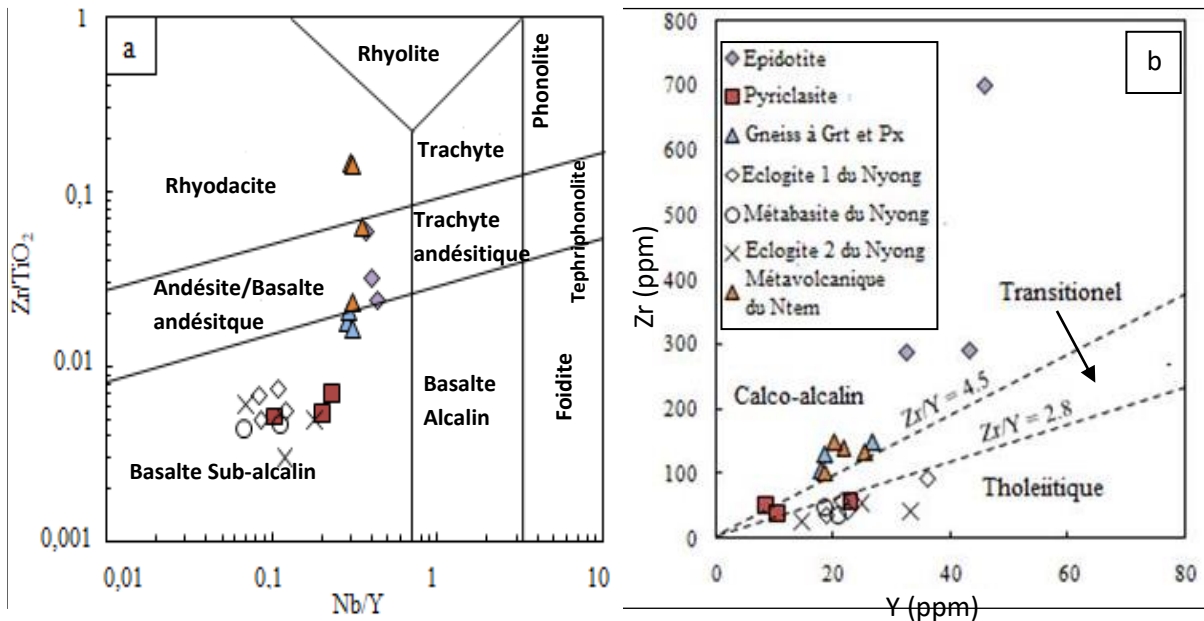


Figure 30. Source du protolite des métavolcanites du secteur d'étude. a) Diagramme Zr/TiO_2 en fonction de Nb/Y de Winchester et Floyd (1977) montrant l'origine des roches étudiées. b) Diagramme Zr en fonction Y de Ross et Bédard (2009) révélant leur domaine calco-alkalin.

Tandis que, les échantillons d'épidotite (excepté 1) tombent dans le champ des basaltes andésitiques. Les métavolcanites du secteur d'étude sont d'affinité tholeiitique à transitionnelle pour ce qui est des pyriclasites (Fig. 30b ; d'après Ross et Bédard, 2009) et calco-alkaline pour les épidotites et les gneiss à grenat et pyroxène.

V.3.2. Roches métasédimentaires

D'après le diagramme de discrimination de Herron (1988) (Fig. 31), les schistes à chlorite et épidote sont issus des argiles ferrifères. Plusieurs auteurs [(Floyd et al., 1989), figure 32a & b] ont mis au point une méthode pratique pour déterminer la source des métasédiments. Les échantillons des schistes repertoriés dans ces diagrammes tombent respectivement dans les champs de grauwackes et métagrauwackes.

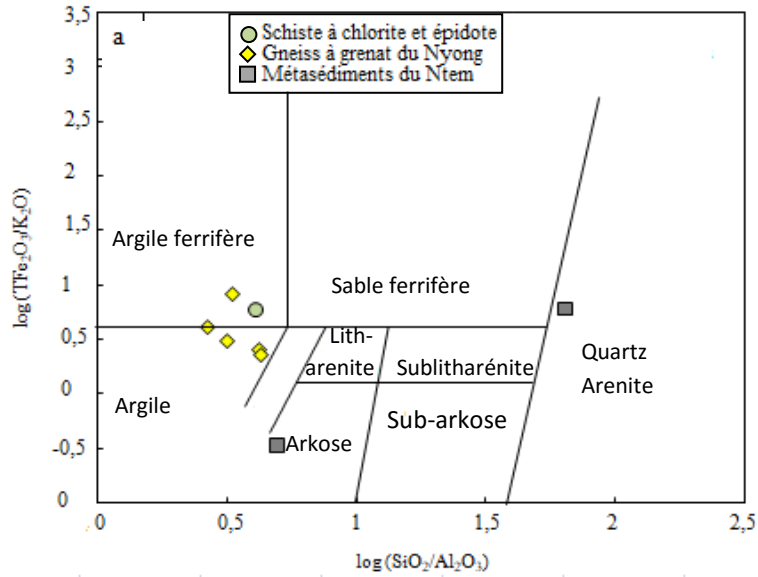


Figure 31. Origine des schistes à chlorite de la zone d'étude.

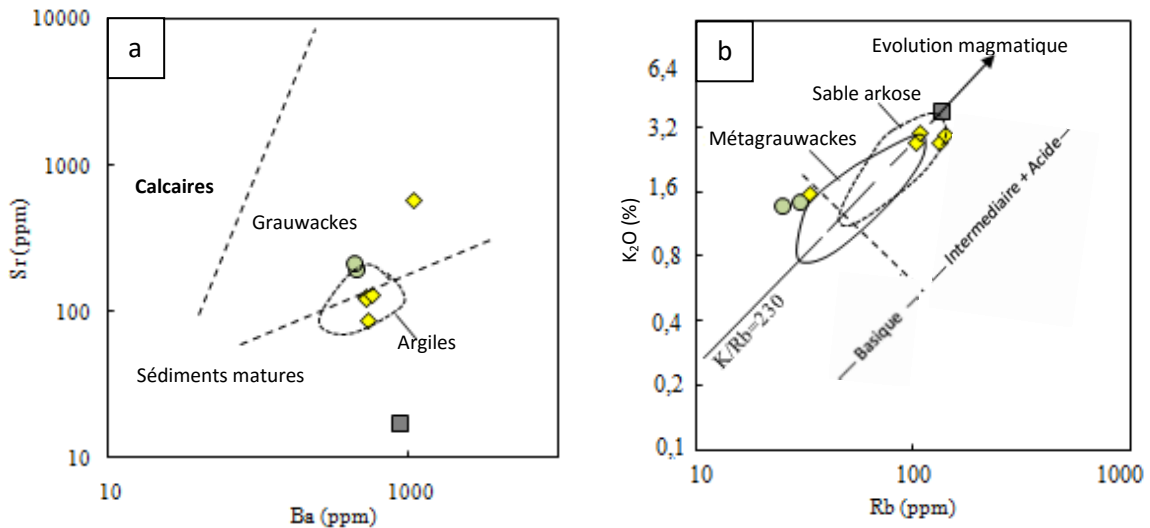


Figure 32. Source des schistes à chlorite et épidote. Classification d'après : a) et b) [Floyd et al. \(1989\)](#). La légende est la même que la figure précédente.

En conclusion, les roches qui forment l'encaissant des formations ferrifères dans la région d'étude sont constituées des métavolcanites et des métasédiments. Les métabasites sont faits d'épidotite, de pyriclasite, de gneiss à grenat et pyroxène et d'amphibolite épidotisée ; ces roches sont d'anciens basaltes (Fig. 30a) et montrent des affinités tholéïtite à calco-alcaline (Fig. 30b). Les métasédiments sont composés de schiste à chloritoïde et pyrite et de schiste à chlorite et épidote ; dans ce groupe, seul les échantillons de schistes à chlorite et épidote ont été analysés. Ces schistes proviennent des argiles ferrifères (Fig. 31). Les BIFs de Bipindi ont des teneurs moyennement élevées en SiO_2 (35,96-49,56 %) et en Fe_2O_3 (47,76-

61,39 %). Les faibles teneurs en Al_2O_3 (0,26-1,61 %) et TiO_2 (0,04-0,06 %) indiquent un apport détritique dans le milieu du dépôt. Les concentrations moins élevées en MgO (0,03-0,92 %) et CaO (0,04-0,81 %) dans ces BIFs sont dus à la présence d'une faible quantité de minéraux ferromagnésiens (clinopyroxène) dans les BIFs. Sur la base de la ΣREE , ces BIFs ont été divisées en deux : celles ayant des teneurs allant de 2,7 à 3,37 ppm et d'autres avec des teneurs comprises entre 59,57 à 100,43 ppm (tableau VI). Elles sont caractérisées par une faible anomalie positive en Eu ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{SN}} = 1,33\text{-}2,51$) similaires aux BIFs de l'Archéen-Paléoproterozoïque (par exemple, [Soh et al., 2018](#) ; [Ganno et al., 2017](#) ; [Planavsky et al., 2010](#)).

CHAPITRE VI.
INTERPRETATION ET DISCUSSION

Ce chapitre est consacré à l'interprétation et à la discussion des principaux résultats. Elles concernent l'origine et le potentiel économique des formations ferrifères du secteur d'étude et les aspects pétrographique, tectonique et géochimique des roches hôtes de la localité d'étude.

VI.1. FORMATIONS FERRIFERES

VI.1.1. Origine des formations ferrifères de la zone d'étude

L'étude pétrographique a montré que les roches ferrifères de Grand Zambézi sont bien rubanées et présentent une texture ganoblastique hétérogranulaire. Elles présentent de faibles concentrations en Al_2O_3 , CaO et MnO , ce qui indique une origine non volcanogénique. Des concentrations très faibles de Na_2O et K_2O confirment cette origine. La présence du rubanement dans ces roches peut indiquer leur structure sédimentaire primaire. Certains auteurs (Belevtsev et al., 1982 ; Hamade et al., 2003) suggèrent que les teneurs élevées en Fe et en Si des BIFs sont dues à une contamination crustale et de l'apport des fluides hydrothermaux sous-marins. Des méthodes permettant la distinction entre l'eau de mer et l'eau hydrothermale, les sources biogéniques et les sources détritiques sont basées sur des différences de composition minéralogique, chimique et isotopique. Le rapport Si/Al est utilisé dans l'étude des roches sédimentaires pour détecter un éventuel apport hydrogénique ou hydrothermal. Le rapport moyen Si/Al des BIFs étudiés est de 52,7, ce qui indique l'origine hydrothermale des BIFs de la zone d'étude. Dans le diagramme de discrimination Si-Al de Choi et Hariya (1992), les points représentatifs des BIFs étudiés tombent dans le champ hydrothermale, ce qui confirme leur nature hydrothermale (Fig. 33).

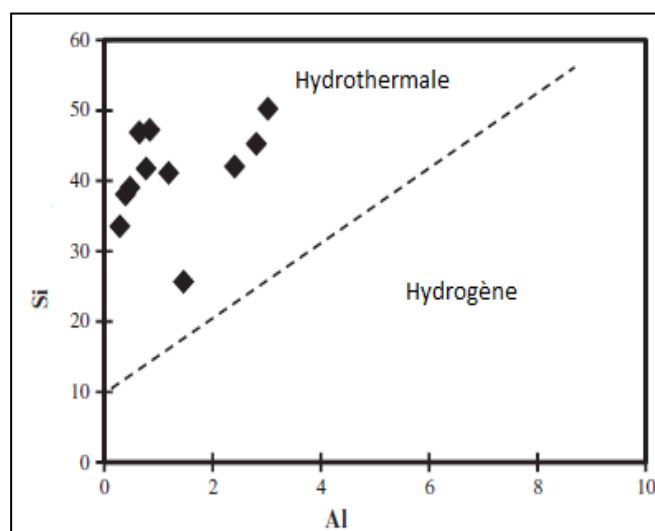


Figure 33. Diagramme de discrimination Si-Al (Choi et Hariya, 1992) montrant l'affinité hydrothermale des BIFs de Grand Zambézi.

Les dépôts hydrothermaux purs contiennent très peu d'Al et ont des rapports Al / Ti élevés (Marchig et al., 1982). La contamination de ces dépôts par des sédiments pélagiques et terrigènes de la mer profonde les enrichit en Ti et Al, ce qui entraîne une baisse drastique des rapports Fe/Ti et une augmentation du rapport Al / (Al + Fe + Mn). Dans le diagramme Fe/Ti vs. Al / (Al + Fe + Mn) de Barrett (1981), la majorité des échantillons des BIFs étudiées tombent dans les champs des gisements de la Côte Est Pacifique et des gisements hydrothermaux de la mer Rouge. Quelques échantillons (2) se situent à la limite supérieure de la courbe de mélange entre les dépôts hydrothermaux (représentés par les sédiments riches en métaux de la Côte Est Pacifique) et les sédiments pélagiques (Fig. 34). Cela suggère que les principaux composants (>80 %) des BIFs de la zone d'étude sont principalement d'origine hydrothermale. Ceci conduit à la conclusion que les BIFs (itabirite siliceuse) de la région d'étude seraient des sédiments formés à l'origine via des systèmes hydrothermaux et ensuite métamorphisés. Une origine hydrothermale similaire a été récemment proposée pour les BIFs de Elom dans le complexe du Ntem (Ganno et al., 2015).

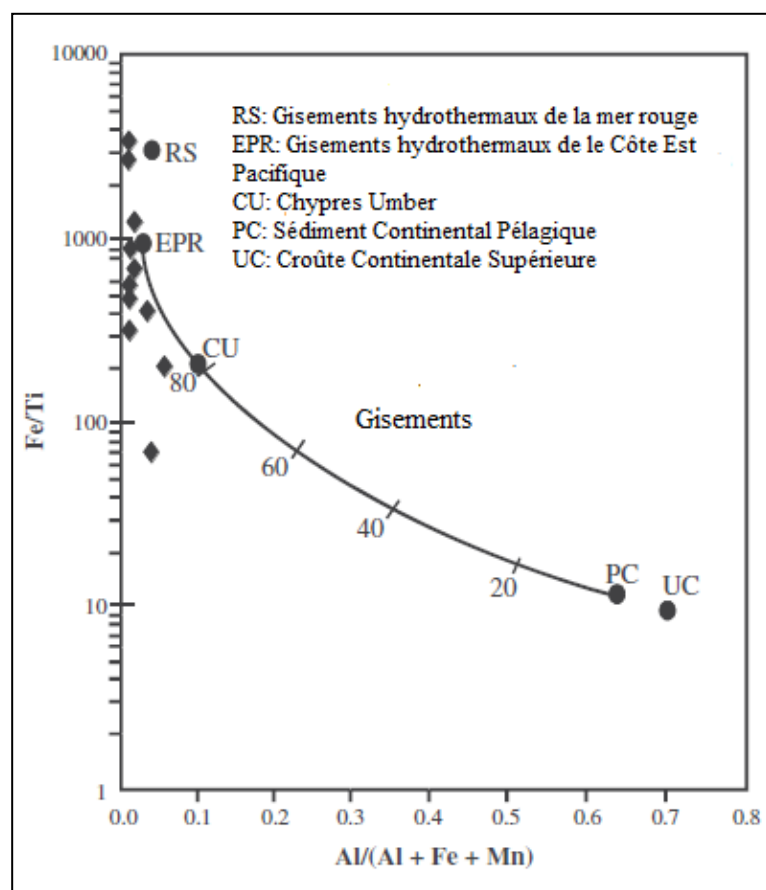


Figure 34. Diagramme de discrimination Fe/Ti vs. Al / (Al + Fe + Mn) de Barrett (1981) montrant l'affinité hydrothermale des BIFs étudiées.

VI.1.2. Potentiel économique de la zone d'étude

Les gisements de fer au sein des BIFs précambriens sont les sources les plus rentables du minerai de fer, ce qui en fait des cibles d'exploration très intéressantes (Duuring et al., 2012). Les minerais de fer exploités peuvent être divisés en trois classes en fonction de leur teneur en fer : (i) les minerais de fer de haute teneur avec des teneurs en Fe total supérieures à 65 % ; (ii) les minerais à teneur moyenne avec des teneurs en Fe variant entre 52 % et 65 % ; et (iii) les minerais à faible teneur avec des teneurs en Fe inférieures à 52 % (Belevtsev et al., 1991 ; Muwanguzi et al., 2012). Les échantillons de fer de la zone d'étude ont une faible teneur en Fe (allant de 30,61 à 49,61 %, tableau V). L'échantillon AKR141 a une concentration exceptionnellement élevée en Fe_2O_3 (70,57 % en poids d'oxyde ; équivalent à 49,61 % de Fe), suggérant la présence des BIFs affectés par certains processus de formation du minerai tels que l'enrichissement supergène par lixiviation du quartz (Hagemann et al., 2006). La teneur totale du gangue, exprimée comme la somme des teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 est élevée (27,11 à 53,27 %). Ce résultat, en plus de la teneur totale en Fe inférieure à 52 %, indique que les roches étudiées correspondent à du minerai de fer de faible teneur.

Le phosphore et le soufre représentent des contaminations dans le processus de fabrication de l'acier et sont des cibles spécifiques lors de l'enrichissement du minerai de fer (Guider, 1981). Plus spécifiquement, le phosphore abaisse la température de solidification, augmente la fluidité et rend le métal très fluide indirectement via la production d'un constituant à faible taux de fusion lors de la fabrication de l'acier (Semukaaya, 2007). De petites quantités de soufre dans le fer ont également des effets néfastes importants sur les propriétés finales des produits. La teneur en S des minerais peut être réduite par le grillage et le lavage lors de la préparation du matériau brut, à utiliser dans le processus de haut fourneau. Guider (1981) et Dobbins et Burnet (1982) ont proposé des spécificités générales des teneurs en P et en S du minerai de fer destiné au commerce. Selon ces auteurs, les teneurs acceptables en phosphore et en soufre des minerais commerciaux devraient être inférieures à 0,07 % P et 0,1 % S, respectivement. D'après les analyses des échantillons de fer provenant de la zone d'étude (Tableau IV & VI), on peut observer que la plupart des échantillons ont des teneurs en P légèrement élevées (0,16 % en poids en moyenne). Les teneurs en phosphore des formations ferrifères étudiées sont similaires à la teneur en P du gisement de minerai de fer du Minnesota aux États-Unis, du gisement de Tula en Russie et du gisement de Bailadila en Inde (Biswas, 2005).

Un programme de forage a été effectué durant l'année 2014. Ce programme a permis d'estimer efficacement les ressources dans le projet Zambi. Selon les infrastructures

existantes, le projet Zambé fait partie d'une province ferrifère émergente dans le sud du Cameroun, cette province comprend deux importants gisements de minerai de fer, à savoir Mballam et Nkout (Suh et al., 2008). Ce projet est situé très près (~40 km) du port en eau profonde de Kribi, un port minier du Cameroun. Cette proximité du port offre l'avantage de pouvoir extraire le minerai de fer sans avoir recours à d'énormes et coûteuses infrastructures de transport telles que le chemin de fer. L'autre avantage de l'emplacement du projet à proximité du port est la possibilité de transporter le minerai par le pipeline, ce qui est moins cher que le chemin de fer. Les résultats géochimiques obtenus et des infrastructures logistiques disponibles montrent clairement que le minerai de fer de la localité d'étude est un minerai magnétique de faible teneur qui peut être exploité de manière rentable pour la production de fer destiné à la production de l'acier.

Sur la base des travaux entrepris et disponibles dans ce projet minier, une convention entre la société minière G-Stone Resources S.A (propriétaire du projet minier Zambé) et le et l'Etat du Cameroun (représenté par le ministère des mines) a été signée le Jeudi 14 Novembre 2019 (Jeune Afrique, 2019). Cette convention est celle de l'exploitation minière du fer d'Akom II (permis Zambé) dans la région du Sud par la société G-Stone. La convention prévoit l'exploitation sur près de 40 ans de la mine sur 3 kilomètres pour une production de 2 millions de tonnes de concentré de fer par an. Le tout pour une enveloppe globale de 1,5 milliard de dollars, soit environ 900 milliards de FCFA. Ceci à travers une mine et une entité d'enrichissement qui portera les teneurs entre 65-68 % de Fe. Lesquelles teneurs sont commercialisables sur le marché international. Mais aussi constituent le minimum requis pour sa transformation en acier divers, dans le secteur de la sidérurgie.

VI.2. LITHOLOGIE

La région d'étude est constituée de formations ferrifères (BIF) et de roches hôtes. Ces roches sont composées d'un ensemble exclusivement métamorphique fait (i) des métasédiments notamment les schistes à chloritoïde et pyrite, les schistes à chlorite et épidote et (ii) des metabasites formés d'épidotite, de gneiss à grenat et pyroxène, de pyriclasite et d'amphibolite épidotisée. Leurs microstructures sont granoblastiques hétérogranulaires.

Plusieurs auteurs ont mis en exergue les métasédiments dans le craton du Congo (Soh et al., 2018, 2019 ; Teutsong et al., 2017 ; Ganno et al., 2016, 2017 ; Ndema et al., 2014 ; Chombong et al., 2013 ; Feybesse et al., 1987 ; Maurizot et al., 1986 ; Lasserre et Soba, 1976). Dans la région d'Edéa et d'Eséka (Ndema, 2016 ; Ndema et al., 2014), les métasédiments sont constitués de micaschistes et ont la composition des shales comparables

aux schistes de la localité d'étude. Les roches métamorphiques d'origine sédimentaire ont aussi été mis en évidence dans le panafricain, dans la région: de Yaoundé (Ngnotué et al., 2000 ; Nzenti et al., 1988), de Banyo (Nzenti et al., 2007); de Boumnyébel (Yonta, 2010); dans les séries de Poli et de Lom (Soba, 1989). Ces roches sont représentées par les métashales et les métapélites (Yaoundé, Ngnotué et al., 2012 ; Nzenti et al., 1988). Les travaux de Nzenti et al. (1999) ont montré que la bordure Nord du craton du Congo est recouverte de sédiments panafricains révélant un environnement de dépôt sous faible quantité d'eau en contexte extensif (Ngnotué et al., 2000 ; Nzenti, 1992, 1998b ; Nzenti et al., 1988 ; 1998 ; Nzenti et Tchoua, 1996). Les formations ferrifères ont été mis en évidence dans la série du Nyong notamment dans les secteurs de Grand Zambi (Ganno et al., 2016 ; Moudioh, 2013), Kouambo (Ganno et al., 2017), Kpwa-Atog Boga (Soh et al., 2018), Bipindi (Moudioh et al., 2020), Kelle Bidjoka (Nzepang et al., 2020), Gouap (Soh et al., 2020). Les roches ferrifères de la région affleurent sous forme de lentilles discontinues de direction NE-SW. Ces roches sont rubanées et l'on y note une alternance de bandes sombres faites d'oxyde de fer (magnétite) et de bandes claires riches en quartz. La source mafique des métasédiments de la zone d'étude est similaire aux métasédiments associés aux BIFs de Kouambo (Ganno et al., 2017). Les métavolcanites sont largement répandues dans la série du Nyong et ont fait l'objet de plusieurs études (Nga Essomba, 2020 ; Bouyo Houketchang et al., 2019 ; Loose and Schenk, 2018 ; Ndong Bidzang, 2017 ; Ndema et al., 2014 ; Chombong et Suh, 2013). Les métavolcanites (métabasites) d'Edéa et Eséka ont une double affinité : calco-alcaline et tholéiitique comparable aux métabasites étudiés. Cette double affinité leur confèrent une source mixte : crustale et mantellique ; ce qui montre que les métabasites de la localité d'étude proviennent d'une croûte archéenne datée à 2900 Ma (Ndema, 2016). Les métavolcanites affleurent dans le nord Cameroun (Toteu et al., 2001 ; Penaye et al., 1989) et dans la région de Banyo (Nzenti et al., 2007 ; Nzenti, 1994), Kombé-II et Meiganga (Ganwa et al., 2008; 2016), Tonga (Tanko Njiosseu, 2012), Bayomen (Tchakounté et al., 2007). Cependant, les métabasites dans le Panafricain sont faits des phases reliques anté-S₁. Les travaux de Danguene et al., 2014 ont mis en évidence les métabasites en RCA dans la région de Bossangoa-Bossembélé. L'on note des similitudes sur le plan pétrographique, structurale et géochimique entre les métabasites de la RCA et du NE Brésil (Neves et al., 2006) avec ceux de la série du Nyong.

De nombreuses études ont rapporté que les rapports des éléments des roches métasédimentaires, telles que K_2O / Na_2O et TiO_2 / Al_2O_3 , n'ont généralement pas été affectés par un métamorphisme régional de haut degré (Fralick et Kronberg, 1997 ; Roser et Korsch,

1986). Roser et Korsch (1986) ont également suggéré que l'utilisation d'un tel rapport, conjointement avec des données des éléments en trace, peut s'avérer utile pour distinguer l'origine et l'environnement tectonique. Les HFSEs (Th, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta) et les terres rares sont souvent considérés comme des éléments relativement immobiles (McLennan, 1989 ; Pearce, 1982 ; Taylor et McLennan, 1985), parce que ces éléments ne sont pas modifiés de façon significative pendant l'altération chimique et la diagenèse, de sorte que les informations enregistrées au cours de la genèse de la roche demeurent intact lorsque la roche est transformée. Ainsi, les éléments en traces tels que Zr, Nb, Hf, Ta, Th, U et Sc sont utiles pour distinguer les sources sédimentaires (McLennan et al., 1990, 1993 ; Taylor et McLennan, 1985). De plus, des rapports tels que Eu/Eu^* , La/Sc et Th/Sc sont radicalement différents dans les roches mères mafiques et felsiques et peuvent être utilisés pour déterminer avec précision la source des roches sédimentaires (Taylor et McLennan, 1985). En raison de leur comportement géochimique similaire et de leur faible solubilité dans l'eau, les terres rares se sont révélées un outil puissant pour caractériser les origines des roches sédimentaires (MacDaniel et al., 1994). Le rapport Th / Sc (0,07) des schistes étudiés se rapproche de 1, similaire à ceux des schistes stables de plate-forme signalé par McLennan et al., 1995. Th / U (3,30) des schistes étudiés est semblable aux fractions Th / U des métasédiments qui sont généralement supérieurs à 3,0 et s'accompagnent des teneurs relativement élevées de Th et d'U, ce qui est incompatible avec des sources du manteau appauvri des arcs volcaniques (McLennan et al., 1993). Les éléments de transition (Cr, V, Sc, Ti, Mn, Fe, Mg, Co et Ni), Y, Zr, Hf et les HFSEs (Th, Nb, Ta) présents dans les minéraux métamorphiques (amphibole et chlorite) conservent généralement la distribution géochimique originelle des roches même si elles sont soumises à l'altération hydrothermale. Certains auteurs (Lahaye et Arndt, 1996; Leshner et Stone, 1996 ; O'Hanley, 1997) ont montré que les LILEs (Cs, Rb, K, Na, Sr, Ba, Ca et Eu) ne sont pas concentrés dans les minéraux caractéristiques des roches métamorphiques mais sont concentrés dans la phase facilement altérée où ils sont mobiles.

Les roches du secteur d'étude sont comparables sur le plan pétrographique aux métasédiments et métavolcanites d'âge archéens et paléoprotérozoïque du NE Brésil (Neves et al., 2006).

VI.3. EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE

VI.3.1. Evolution métamorphique

Les formations métamorphiques de la série du Nyong à Bipindi ne possèdent pas les traces d'une histoire ancienne (absence de coronites).

Les métabasites sont les plus répandues dans la localité. Ces roches se sont formées dans les conditions métamorphiques différentes. L'analyse microscopique montre que les associations minérales majeures sont :

- (1) Grt + Pl + Bt + Qtz et (2) Px + Grt + Qtz + Pl + Op dans les gneiss à grenat et pyroxène;
- (3) Qtz + Pl + Cpx + Kfs + Rt ± Op dans les pyriclasites;
- (4) Hbl + Qtz + Pl + Ab et (5) Ep + Pl + Qtz + Chl + Op ± Py dans les amphibolites épidotisées
- (6) Qtz + Ep₁ + Kfs + Ap ± Ca dans les épidotites.

La présence de l'épidote et de la chlorite dans les schistes montrent que ces roches proviendraient d'anciens sédiments (shales) qui ont subi le métamorphisme dans les conditions de faible degré (faciès schistes vert). L'existence de deux générations de chlorite (Chl₁ et Chl₂) dans deux assemblages différents (Qtz + Ep + Ab + Chl₁; Chl₂ + Ep + Cc ± Op) montre que la roche a évolué dans deux domaines de stabilité différente. L'existence de la calcite et de la chlorite secondaire indiquent une réaction rétrograde.

Les gneiss à grenat et pyroxène se sont mis en place sous les conditions métamorphiques de faciès d'amphibolite de faible degré (1) et de haut degré (2). Ces assemblages montrent que la roche a été affectée par un métamorphisme rétrograde. Les pyriclasites du secteur d'étude se sont formés sous les conditions de faciès granulite (3). Les amphibolites épidotisées sont caractérisées par des assemblages du faciès amphibolite de faible degré (4) et du faciès schiste vert (5) indiquant un métamorphisme rétrograde. Les associations minérales mises en évidence dans les épidotites (6) correspondent au faciès schiste vert.

VI.3.2. Evolution tectonique

Dans la zone d'étude, les roches sont affectées par trois phases de déformation. La phase de déformation D₁ correspond à une phase compressive, de direction moyenne (1) N120E 50NW à Bipindi; (2) N110E 15SW à Grand Zambi et (3) N048E 68NW à Bibindi. Les associations minérales correspondantes à la D₁ sont (1) Cld + Qtz + Ab + Chl₁ + Py, dans les schistes à chloritoïde et pyrite; (2) Qtz + Ep + Ab + Chl₁, dans les schistes à chlorite et épidote; (3) Grt + Pl + Bt + Qtz, dans les gneiss à grenat et pyroxène; (4) Qtz + Pl + Cpx + Kfs + Rt + Op, dans les pyriclasites; (5) Qtz + Ep₁ + Kfs + Ap + Cc, dans les épidotites; (6) Hbl + Qtz + Pl + Ab, dans les amphibolites épidotisées; (7) Qtz + Mag ± Cc, dans les BIFs.

Ces assemblages indiquent que la phase D₁ s'est déroulée dans des conditions de métamorphisme de faible degré et de haut degré. Par ailleurs, les plans de foliation S₁ dans le stéréogramme (Fig. 18) révèlent que la localité est affectée par deux grands mécanismes de

déformation: la transtension et la transpression. La phase de déformation D_2 à un caractère cisailant de type rotationnel (cisaillement simple); elle est associée aux assemblages: (8) $Chl_2 + Qtz + Ab + Py$, dans les schistes à chloritoïde et pyrite; (9) $Chl_2 + Ep + Ser \pm Op$, dans les schistes à chlorite et épidote et (10) $Ep_2 + Kfs + Op + Cc$, dans les épidotites. Les associations minérales (7), (8) et (9) correspondent au faciès métamorphique des schistes verts. La phase de déformation D_2 s'est déroulée dans un seul domaine de stabilité. La phase D_3 montre le lien entre les fractures prises sur le terrain et les linéaments hydrographiques ; ceci indique une similitude entre les fractures mesurées et les linéaments hydrographiques. La D_3 est caractérisée par des éléments structuraux cassants liée à un évènement qui s'est déroulée en régime de tectonique cassant.

L'évolution tectonique dans la région révèle trois phases de déformations (D_1 , D_2 et D_3) associées à un métamorphisme polyphasé. Les boudins β_1 observé dans les schistes à chloritoïde étudiée sont caractéristiques de part leurs formes et la dimension de leurs axes aux boudins des zones de cisaillement tels que décrits par [Goscombe et al. \(2004\)](#) et [Goscombe et Paschier. \(2003\)](#). Ce qui montre que la roche a subie une déformation ductile. D'autre part, la structure en dôme définie dans la zone d'étude est similaire à celle décrite dans la localité de Yaoundé par [Nzenti et al., 1988](#). Les deux directions majeures du cisaillement C_2 : N 030E et N 138E prises sur le terrain correspondent respectivement à celles du Cisaillement Centre Camerounais (CCC ; [Nzenti et al., 1994, 1998, 2007](#) ; [Ngako et al., 2003](#) ; [Toteu et al., 2001](#)) et à l'orientation générale du cisaillement du graben de Tombel ([Njome et Suh, 2005](#)). Par ailleurs, les plis parasites P_2 identifiés sont similaires à ceux décrites dans les travaux de [Ramsay, 1962, 1967](#) et [Ramsay et Huber. \(1987\)](#). Les trois phases de déformations dans le secteur d'étude (D_1 , D_2 et D_3) sont similaires aux trois (03) phases de déformation décrites dans la série du Nyong ([Nga Essomba, 2020](#) ; [Bouyo Houketchang et al., 2019](#) ; [Soh et al., 2018, 2019](#) ; [Ndema et al., 2014](#) ; [Lerouge et al., 2006](#)); dans le domaine central de la CPNE, notamment dans les régions de Banyo ([Nzenti et al., 1994, 1998, 2007](#)), Bantoum ([Nzolang et al., 2003](#)), Maham III ([Tanko Njiosseu et al., 2005](#)), Bayomen ([Tchakounté et al., 2007](#)) ; Kombé-II, Meiganga ([Ganwa et al., 2008, 2016](#)), Bantadjé, Buffle Noir et Mbé ([Penaye et al., 1989](#) ; [Penaye, 1988](#)) et en RCA dans la région de Bossangoa-Bossembélé ([Danguene et al., 2014](#)). Contrairement aux phases de déformations mis en évidence dans le secteur d'étude, les domaines comparés sont faits des phases D_1 relictuelles. L'étude microtectonique s'est faite en se basant sur les travaux de [Passchier et al., 1992](#) qui distinguent plusieurs cristaux parmi lesquels les simples cristaux, les porphyroclastes, les polycristaux. Ces cristaux peuvent avoir diverses formes qui sont utilisées pour déterminer le sens du cisaillement et les paramètres de

la déformation. Les porphyroclastes, les sigmoïdes, les clastes et les minéraux en formes de “poisson” sont plus observés dans les environnements géologiques comportant des cataclasites (Cladouh, 1999a, 1999b) et des mylonites (Shelley, 1995 ; Hanmer, 1990, Passchier, 1987).

VI.4. EVOLUTION GEOCHIMIQUE

V.4.1. Mobilité des éléments métamorphiques et post-métamorphiques

Considérant que les effets du métamorphisme, notamment l'altération du fond marin et les processus post-métamorphiques (c'est-à-dire la déformation et l'altération hydrothermale du fond marin / de la croûte terrestre), ont pu modifier les principales caractéristiques géochimiques des roches du secteur d'étude, la mobilité des éléments doit être évaluée avec prudence avant toute autre interprétation (par exemple, Inkyeong et al., 2019 ; Ghosh et al., 2019 , Soh et al., 2018 ; Wang et al., 2017 ; Angerer et al., 2013)

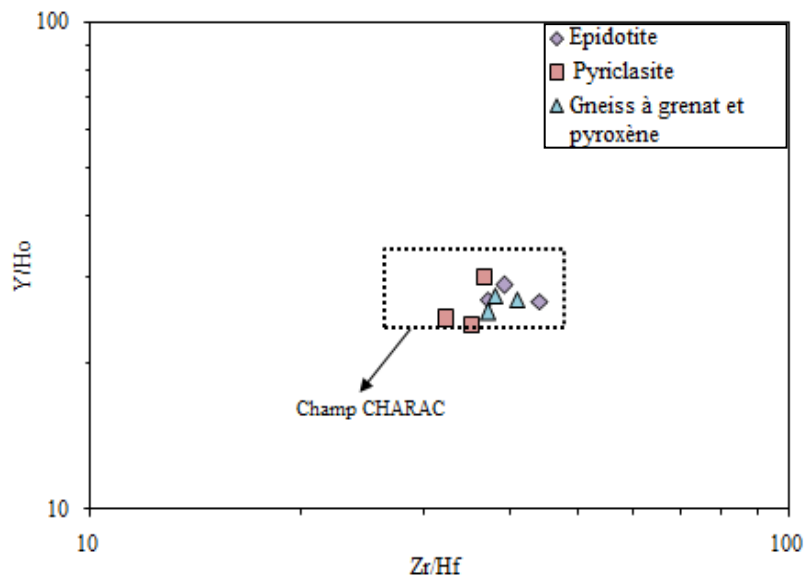


Figure 35. Y/Ho vs Zr/Hf d'après Bau (1996) montrant le degré d'altération des métavolcaniques étudiés.

Les études pétrographiques indiquent que les métavolcanites sont issues d'un métamorphisme de faible à fort degré et de l'altération hydrothermale telle que la sérinitisation et la chloritisation. Dans le diagramme Y/Ho vs Zr/Hf, les points représentatifs de ces roches tombent tous dans le champ de Charge et de Radian (CHARAC, Fig. 35). Ce qui révèle que l'intensité de l'altération hydrothermale n'a pas été assez suffisante pour modifier la composition chimique des métavolcanites du secteur d'étude. En général, les rapports Y/Ho et Zr/Hf présentent un comportement extrêmement cohérent et conservent leur rapport chondritique respectif puisqu'il s'agit de paires jumelles ayant des charges ioniques et des rayons similaires (Bau, 1996).

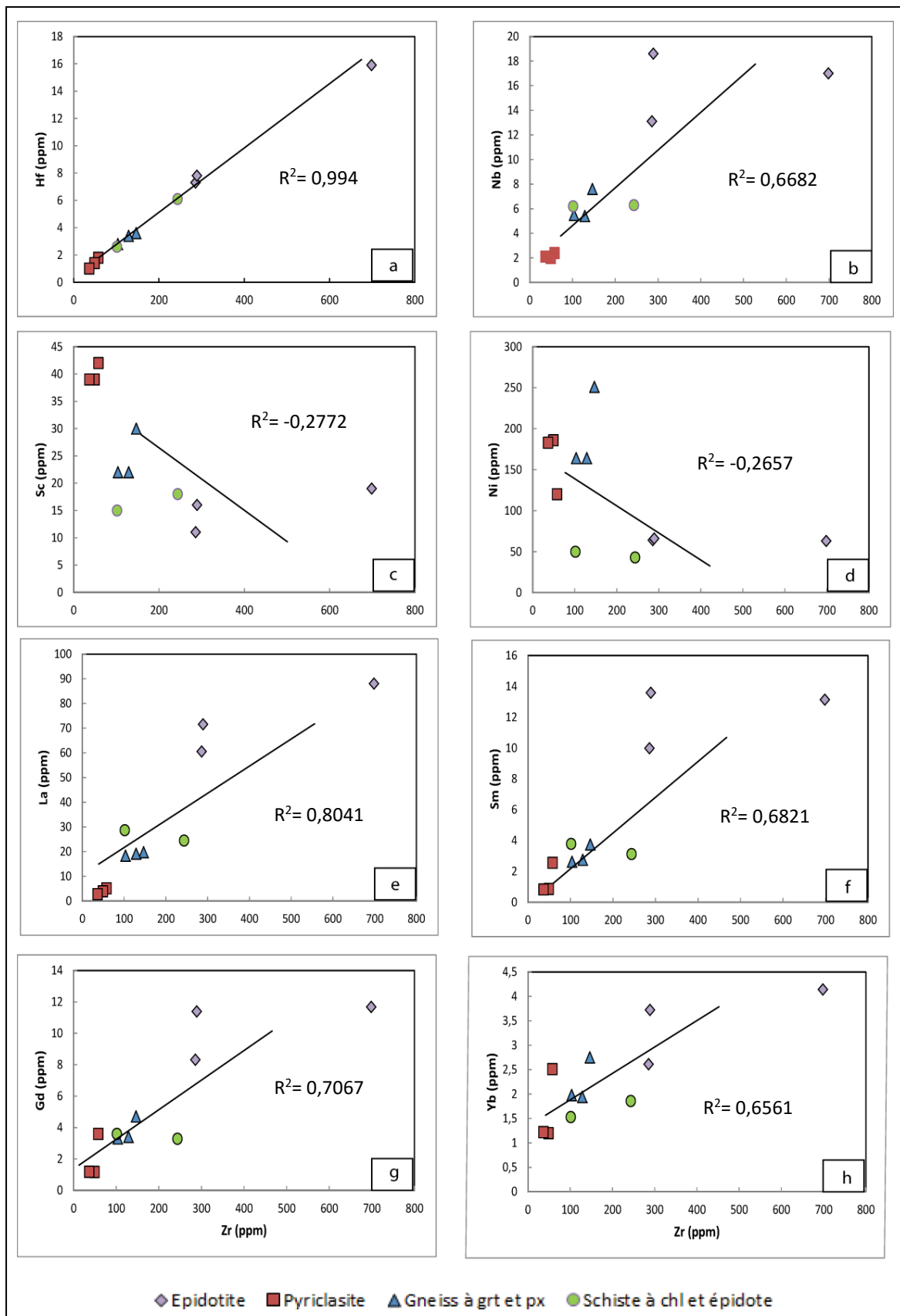


Figure 36. Diagrammes Sc, Ni, La, Sm, Gd, Yb en fonction Zr des métavolcanites et des roches métasédimentaires.

Ainsi, la disposition des échantillons des métavolcanites à l'intérieur du champ CHARAC (Fig. 35) confirme que le rapport chondritique (Y/Ho et Zr/Hf) de ces roches n'a pas été perturbé de manière significative par une altération secondaire. De plus, la mobilité des éléments des BIFs et des roches métasédimentaires étudiées a été évaluée à l'aide du rapport K/Rb, car ces éléments ne sont pas considérablement modifiés par le métamorphisme (par exemple, [Rudnick et al., 1985](#)). Par conséquent, le faible rapport K/Rb (11-100, 46, 23-54, 80) dans les BIFs et les schistes à chlorite et épidote suggère que ces roches n'ont pas subi de perte significative de K et Rb. Ce résultat concorde avec le rapport K/Rb moyen des BIFs du Kouambo (Ganno et al., 2017), des BIFs du Kpwa Atoga-Boga et des gneiss à grenat associés ([Soh et al., 2018](#)) (tableaux VI, VIII).

En outre, il est possible d'évaluer le comportement des éléments dans les roches de Bipindi pendant le métamorphisme grâce au diagramme binaire (Fig. 36a-d) des éléments réputés immobiles tels que : les HFSEs et les métaux de transition (par exemple, [Polat et Hofmann, 2003](#)) en fonction du Zr, qui est caractérisé comme un élément très immobile (par exemple, [Polat, 2009](#)). Hf, Nb présentent une bonne corrélation avec le Zr pour la majorité des échantillons de métavolcanites et des roches métasédimentaires. Une tendance similaire (Fig. 36e-h) a été observée entre les teneurs en Zr et les terres rares (REE ; par exemple, La, Sm, Gd, et Yb), qui sont modifiés lors de l'altération hydrothermale de la croûte terrestre ([Angerer et al., 2013](#)).

Bien que les points représentatifs d'échantillons d'épidotite soient disséminés dans les diagrammes binaires (Fig. 36) de Zr en fonction d'autres éléments sélectionnés (Nb, Sc, Sm, Gd et Yb) ; ce qui reflète une légère mobilité de ces éléments : presque toutes les roches étudiées montrent une composition chimique immobile de HFSE, des métaux de transition et des éléments en trace. D'après [Leshner et al. \(2001\)](#) il existe de corrélations positives entre la teneur en Zr et la plupart des éléments lithophiles (LILE), qui sont généralement mobiles pendant l'altération. Cela suggère donc que les LILEs ont probablement été maintenus immobiles dans ces roches métamorphiques. Les résultats obtenus montrent que les roches étudiées n'ont pas été affectées par un métamorphisme intense.

VI.5. SOURCE DU PROTOLITE DES ROCHES HOTES

VI.5.1. Métavolcanites

Les études géochimiques ont montré que les métavolcanites du secteur étudié sont d'anciennes roches basaltiques (Fig. 30a). Les métavolcanites du groupe du Ntem ([Chombong et Suh, 2013](#)) proviennent pour la plupart des andésites et ou basaltes andésitiques (excepté un

échantillon correspondant à la rhyodacite) semblable aux épidotites de la zone. Ceci dénote que les métavolcanites des groupes du Nyong et du Ntem pourraient avoir une source analogue. Toutefois, le diagramme Y vs Zr (Fig. 30b ; [Ross et Bédard, 2009](#)) révèle que les pyriclasites sont d'affinité tholéïitique à transitionnelle similaire à celle des métavolcanites du Nyong, alors que les épidotites et les gneiss à grenat et pyroxène sont de composition calco-alcaline identique aux métavolcanites du Ntem.

Il est important de considérer les effets de la contamination crustale sur les métavolcanites étudiées, car les magmas dérivés du manteau sont généralement contaminés par des composants de la croûte supérieure lors de l'ascension et de la mise en place. Par rapport aux échantillons de granulite mafique et de gneiss à grenat et pyroxène, tous les échantillons d'épidotite présentent un enrichissement significatif en Zr, Hf et LREE (Fig. 26 et 27) avec des rapports $(La/Sm)_{CN} > 1$ et $Nb/Th < 8$ (tableau VII), qui sont des caractéristiques typiques de la croûte continentale ([Rudnick et Gao, 2004](#)). Des anomalies variables en Nb et en Ta sont également observées dans les deux échantillons de roche. Ces signatures géochimiques indiquent que les protolites des épidotites et des gneiss à grenat et pyroxène étudiés ont probablement été contaminés par un composant crustal lors de leur mise en place, alors que les pyriclasites pourraient provenir des roches probablement non contaminées.

VI.5.2. Roches Métasédimentaires

D'après le diagramme (Fig. 31) de discrimination de [Herron \(1988\)](#), le protolite des schistes à chlorite et épidote sont des shales ferrifères, semblable aux gneiss à grenat de Nyong ([Soh et al., 2018](#)). Les métasédiments liés aux BIFs du Ntem ([Chombong et al., 2013](#)) tombent dans des champs d'arkose et d'arénite à quartz (Fig. 31). Le rapport SiO_2/Al_2O_3 des schistes à chlorite et épidote de la région est compris entre 3,21 et 4,12, similaire aux roches ignées (3-5), ce qui indique la nature légèrement immature de ces roches ([Roser et al., 1996](#)). Le rapport Al_2O_3/TiO_2 est un indicateur permettant de distinguer la source felsique et ou mafique des métasédiments ([Hayashi et al., 1997](#)). Les schistes à chlorite et épidote sont caractérisés par un rapport Al_2O_3/TiO_2 compris entre 17,54 à 26,07. Ceci suggère que les schistes à chlorite et épidote proviennent d'une source mafique (Fig 32a et b) ; ce qui est en accord avec leurs faibles rapports La/Sc (1,36-1,91) et Th/Sc (0,04-0,10) ([Amstrong-Altrin et al., 2004](#)). Par ailleurs, [Floyd et al. \(1989\)](#) a proposé l'utilisation des diagrammes Sr en fonction de Ba et K_2O en fonction de Rb (Fig 32a et b) pour mieux contraindre les caractéristiques de la source des métasédiments. Dans les diagrammes (Fig. 32a et b) les échantillons de schiste à chlorite et épidote tombent dans le champ d'argile et de

metagreywacke, respectivement. En revanche, le gneiss à grenat de Nyong (sauf un échantillon) et les métasédiments de Ntem se situent dans le champ d'argile et de sables arkosiques, ce qui suggère que ces roches sont des sédiments matures (Fig. 32a et b). Ainsi, les métasédiments du secteur d'étude pourraient provenir d'une source mafique plus précisément basique, contrairement aux métasédiments de Nyong et de Ntem qui proviendraient d'une source ignée acide intermédiaires (Fig. 32b), comme cela a été suggéré pour le protolite sédimentaire du gneiss à magnétite de Nyong (Chombong et al., 2017). D'autre part, les teneurs en Zr (172,50 ppm) et Sc (16,50 ppm) permettent de confirmer que les métasédiments de la localité proviennent d'une source mafique ignée (Floyd et al., 1991). Le rapport Th/Sc (0,04 – 0,10) est similaire à ceux des sédiments d'origine mafique (Armstrong-Altrin et al., 2004). En résumé, les schistes à chlorite et épidote de Bipindi présentent des caractéristiques géochimiques des roches mafiques différentes des autres métasédiments du groupe de Nyong et de Ntem.

VI.6. CONTEXTE GEOTECTONIQUE

a) Métavolcanites

Des métavolcanites associés aux BIFs des ceintures de roches vertes ont fait l'objet de plusieurs études dans le monde entier. En revanche, le contexte tectonique de ces roches demeure assez discutable et variable. Par exemple, Angerer et al. (2013) affirme que le cadre tectonique des BIFs et des roches volcaniques mafiques et ultramafiques interstratifiées de la ceinture de roche verte de Koolyanobbing dans le craton du Yilgarn est probablement associé à un panache mantéllique s'élevant dans une marge convergente. D'autre part, les BIFs et les roches métavolcanites interstratifiées de la ceinture de roche verte de Wutai dans le craton au Nord de Chine (Wang et al., 2014) ont été déposés dans un bassin d'arrière-arc. Un cadre géodynamique similaire a été suggéré pour la ceinture de Badampahar dans le craton du Singhbhum, en Inde orientale (Ghosh et Baidya, 2017) et pour celle de Pitangui dans le sud du craton de São Francisco, au sud-est du Brésil (Brando Soares et al., 2020).

Bien que les métavolcanites étudiés aient subi un métamorphisme de haut degré, le diagramme CHARAC de Bau (1996) (Fig. 35) et les graphiques binaires (Fig. 36a-h) démontrent que la plupart de leur suite d'éléments en trace (HFSE, LILE et REE) n'ont pas été significativement modifié. Ainsi les diagrammes de discrimination faites à partir des éléments en traces et REE ont été utilisé pour caractériser l'environnement géodynamique des roches volcaniques mafiques (par exemple, Hollocher et al., 2012 ; Pearce, 2008 ; Agrawal et al., 2008 ; Cabanis et Lécalle, 1989), et aussi pour contraindre les paramètres géodynamiques du

protolite des métavolcanites de la zone d'étude. Dans le diagramme (Fig. 37) de discrimination La/10-Nb/8-Y/15 de Cabanis et Lécalle (1989), les épidotites et les gneiss à grenat et pyroxène étudiés et des métavolcanites du Ntem (Chombong et Suh, 2013) tombent dans le champ de l'environnement d'arc (Fig. 37), ce qui indique un environnement syn-orogénique. D'autre part, les pyriclasites de la zone d'étude et les éclogites de Nyong 2 (Bouyo Houketchang et al., 2019) tombent pour la plupart près du champ d'arc tholéitique et des bassins arrière-arc, ceci indique que ces roches se sont mis en place dans un environnement tardif à post-orogénique (Fig. 37). Alors que les éclogites 1 et les metabasites de Nyong (Loose et Schenk, 2018) se situent dans le champ N-MORB, correspondant à des milieux non-orogéniques. Ces résultats sont en accord avec les différences géochimiques observées entre les métavolcanites étudiées (Fig. 26 et 27). En outre, la figure Th/Yb en fonction de Nb/Yb (Fig. 38a) de Pearce (2008) montre que les épidotites de Bipindi et les métavolcanites du Ntem se situent principalement dans la zone d'arcs continentaux, tandis que les pyriclasites et les gneiss à grenat et pyroxène sont disposés de façon orthogonale par rapport au manteau (affinités E-MORB et N-MORB), qui est similaire au cadre géodynamique des éclogites et des métavolcanites du Nyong.

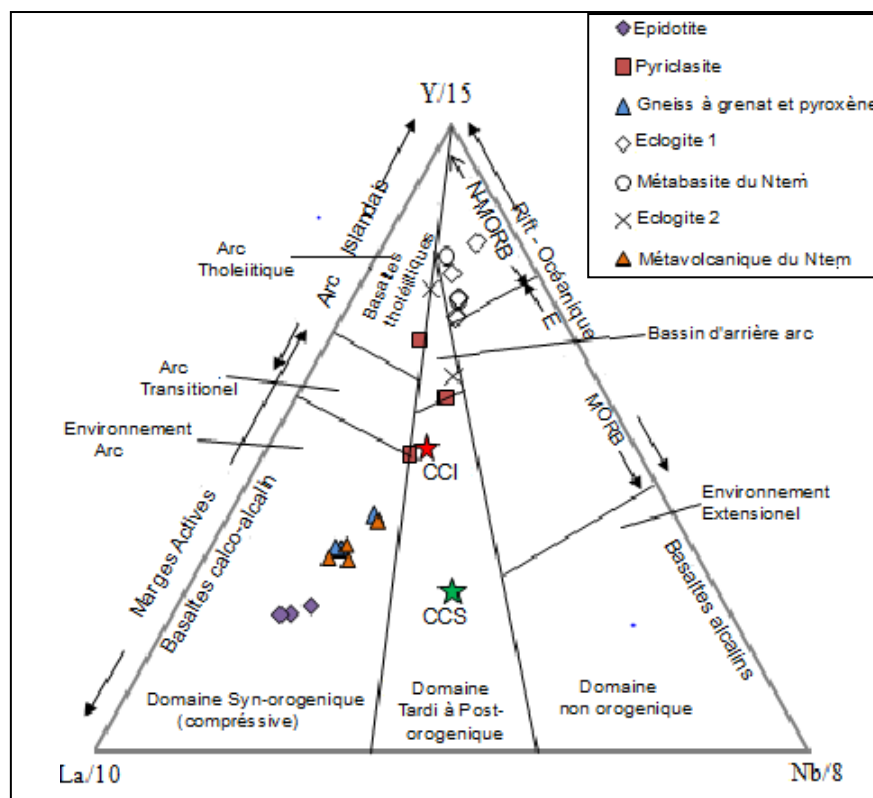


Figure 37. Diagramme de discrimination La/10-Nb/8-Y/15 montrant le contexte textonique des roches hôtes d'après Cabanis et Lécalle (1989). CCS : Croûte Continentale Supérieure ; CCI : Croûte Continentale Inférieure.

Ce résultat est également confirmé par le diagramme de discrimination tectonique Th/Nb en fonction de La/Yb (Fig. 38b) de [Hollocher et al. \(2012\)](#), qui montre que les épidotites, les gneiss à grenat et pyroxène étudiés et les métavolcanites du Ntem proviennent respectivement de l'arc insulaire et de l'arc continental. Tandis que les pyriclasites du secteur d'étude, les éclogites et metabasites du Nyong proviennent du manteau supérieur par le biais du MORB et des arcs insulaires océaniques (Fig. 38b). De plus, les diagrammes discriminants (DF_1 en fonction de DF_2) d'[Agrawal et al. \(2008\)](#) sont très utiles pour distinguer l'environnement géodynamique des roches volcaniques mafiques et ultramafiques grâce aux rapports de transformation logarithmique des éléments traces immobiles.

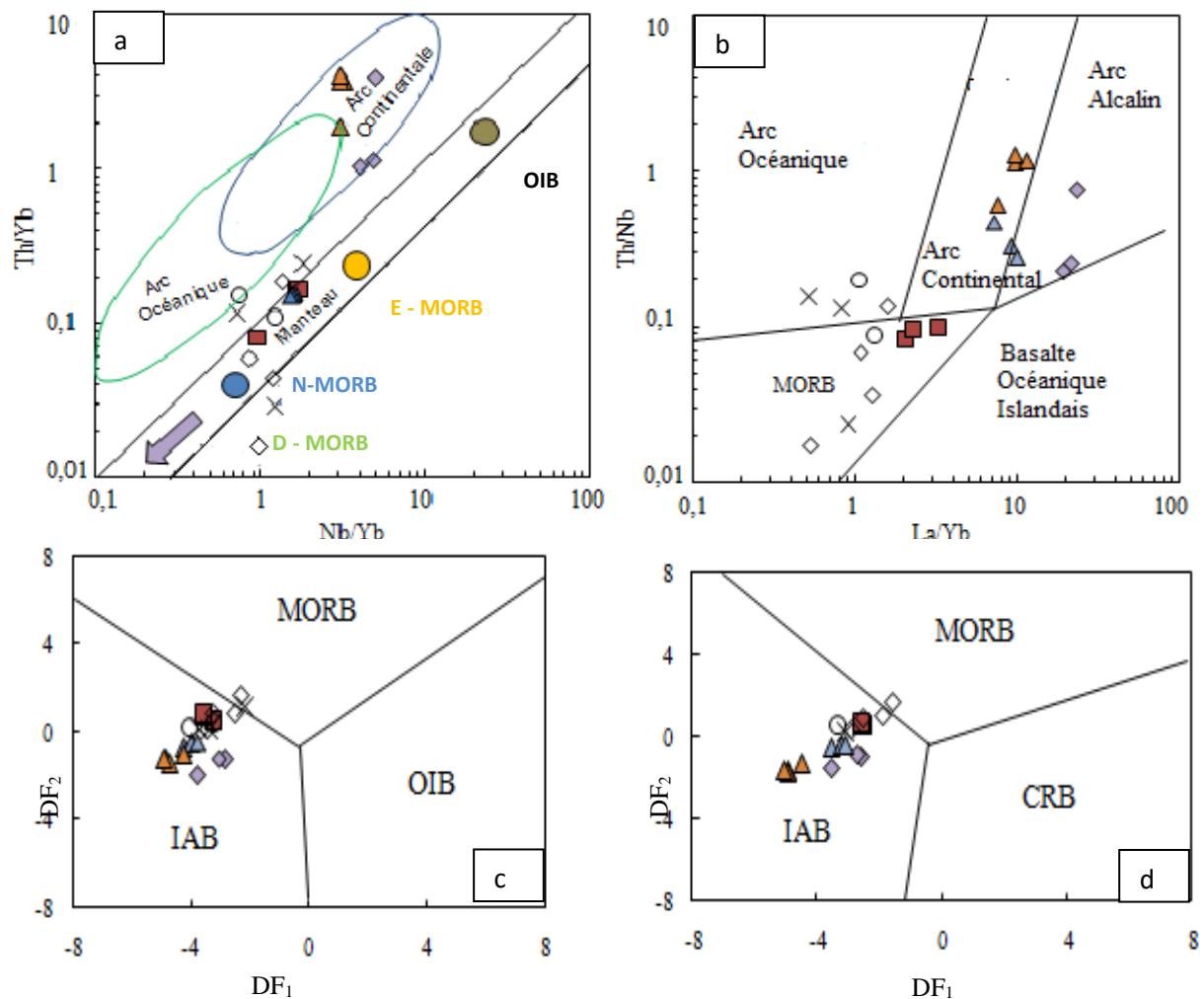


Figure 38. Diagrammes tectoniques. a) Th/Yb en fonction de Nb/Yb, de [Pearce \(2008\)](#). b) Th/Nb vs La/Yb d'après [Hollocher et al., 2012](#). c) et d) DF_1 en fonction de DF_2 selon [Agrawal et al. \(2008\)](#). OIB: Basalte Océanique Islandais ; MORB : Basalte des Rides Médio-Océaniques ; N-MORB : Basalte Normal des Rides Médio-Océaniques ; E-MORB : Basalte enrichie des Rides Médio-Océaniques ; D-MORB : Basalte profond des Rides Médio-Océaniques.

Ces diagrammes (Fig. 38c et d) montrent que les caractéristiques géochimiques des métavolcanites étudiées, des éclogites du Nyong et des métavolcanites du Ntem correspondent pour la plupart à un environnement d'arc insulaire. Cette conclusion est cohérente avec les études précédentes des BIFs de Kouambo (Ganno et al., 2017) ; ce qui permet de déduire que les métavolcanites du secteur d'étude se sont formées dans un cadre d'extension probablement lié à un environnement d'arrière-arc.

b) Roches métasédimentaires

Bien que les diagrammes K_2O/Na_2O en fonction de SiO_2 et SiO_2/Al_2O_3 en fonction K_2O/Na_2O (Roser et Korsch, 1986) aient souvent été utilisés pour distinguer les contextes

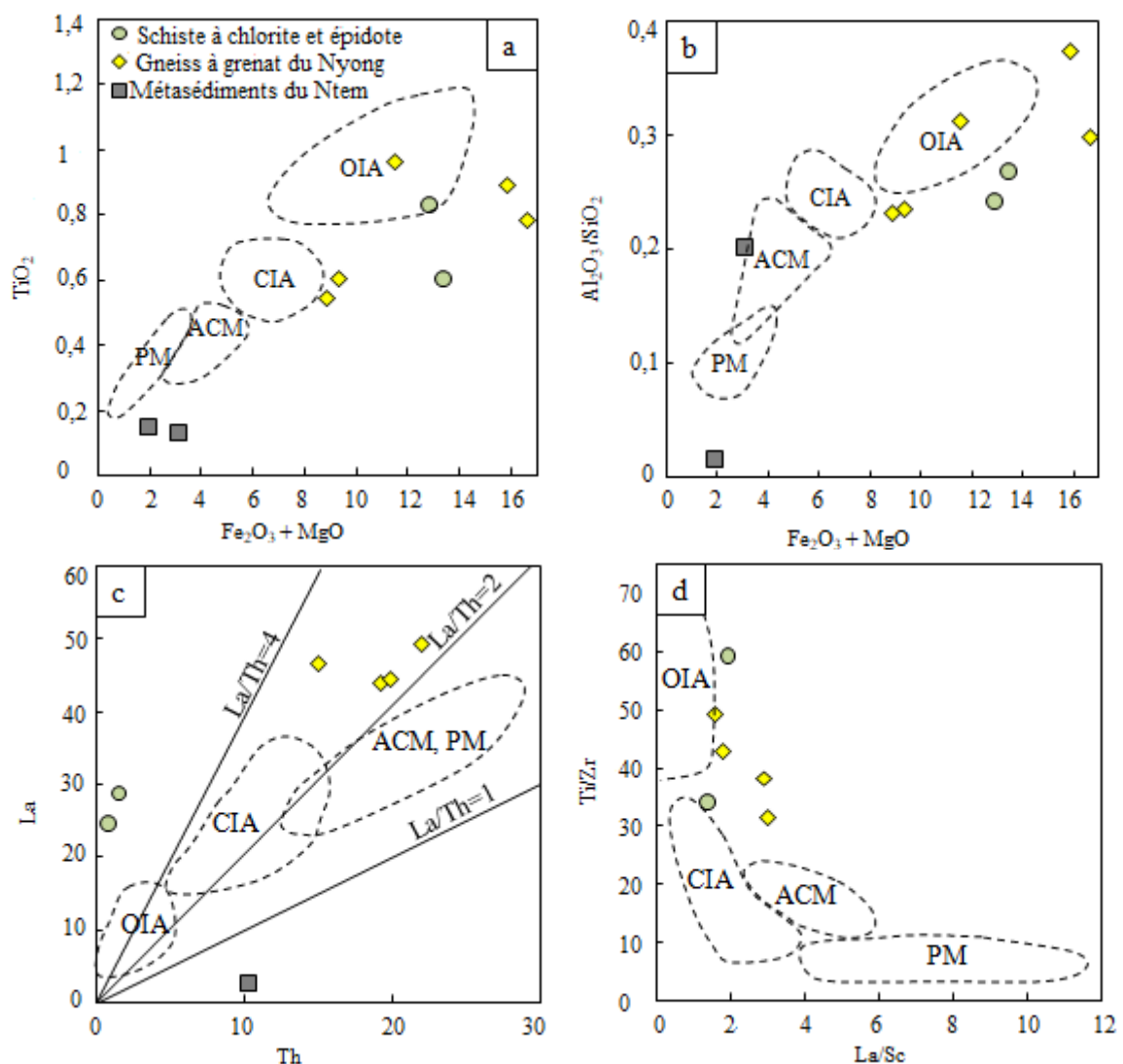


Figure 39. Contexte géodynamique des métasédiments. a) K_2O/Na_2O en fonction de SiO_2 et b) SiO_2/Al_2O_3 en fonction K_2O/Na_2O d'après Roser et Korsch. (1986). c) La en fonction de Th et d) Ti/Zr en fonction de La/Sc (Bhatia et Crook, 1986). OIA : Arc Océanique Islandais. CIA : Arc Continental Islandais. ACM : Marge Continentale Active. PM : Marge Passive.

géodynamiques des roches sédimentaires (par exemple, [Lin et al., 2019](#) ; [Soh et al., 2018](#)), la teneur en éléments immobiles (par exemple, Zr, Th et Sc) de ces roches permet de distinguer leurs environnements tectoniques ([Bhatia et Crook, 1986](#)). Etant donné que le protolite des métasédiments est lié au grauwacke (Fig. 31), les diagrammes de TiO_2 en fonction de Fe_2O_3+MgO et Al_2O_3/SiO_2 en fonction de Fe_2O_3+MgO de [Bhatia \(1983\)](#) sont utilisés pour déterminer l'environnement géodynamique.

Dans ces diagrammes (Fig. 39a et b), les échantillons de schiste à chlorite et épidote se regroupent près du champ de l'Arc Océanique Insulaire (OIA), comparable aux gneiss à grenat de Nyong ([Soh et al., 2018](#)), tandis que les métasédiments de Ntem se situent près du champ de la marge passive (PM) et de la marge (Fig. 39a et b) continentale active (ACM). Ce résultat est également confirmé par les diagrammes La en fonction de Th (Fig. 39c) et Ti/Zr en fonction de La/Sc (Fig. 39d) de [Bhatia et Crook. \(1986\)](#).

Plus récemment, les gneiss à grenat, albite et pyroxène associés aux BIFs de Kouambo ont fait l'objet d'une investigation. Leurs caractéristiques géochimiques (par exemple, les rapports moyens de Ti/Zr et La/Sc sont respectivement égales à 52,50 et 0,87) indiquent qu'ils proviennent d'un protolite mafique igné dans un arc océanique insulaire, ce qui suggère que les BIFs de Kouambo ont été déposés dans un bassin d'arrière-arc ([Ganno et al., 2017](#)). D'autre part, le Granite de la ceinture de roche verte de Kibali (RDC) comprend des conglomérats volcano-sédimentaires interstratifiés avec des BIFs, qui sont supposés être formés pendant le Néoarchéen dans des environnements d'eau profonde associée à une activité hydrothermale ([Bird, 2016](#)). Ces résultats ne concordent pas avec les études antérieures des BIFs et des métasédiments de Kpwa-Atog Boga ([Soh et al., 2018](#)), qui ont été déposés dans une marge continentale. Par conséquent, les métasédiments et les BIFs de Bipindi ont probablement été déposés dans un bassin d'extension d'arrière-arc et de marge continentale active.

c) Métamorphisme

Le métamorphisme des metabasites étudiés est lié à un environnement de subduction qui est à l'origine de la mise en place à 2100 Ma des éclogites et de péridotites serpentinisées dans le groupe du Nyong ([Bouyo Houketchang et al., 2019](#) ; [Nga Essomba et al., 2019](#) ; [Loose et Schenk, 2018](#)). L'existence synchrone d'un processus de subduction au sud du Craton du Congo (CC) a été récemment signalée dans le bloc du Kasai ([François et al., 2018](#)). De plus, les événements métamorphiques au Paléoproterozoïque, qui se situe entre 2500 et 2100 Ma,

est largement répandu dans le CC et le craton de l'Afrique de l'Ouest (François et al., 2018 ; Loose et Schenk, 2018 ; Lerouge et al., 2006). Ceci déduit que l'évolution tectonique dans la région d'étude et ses environs est à intégrer autour du Paléoprotérozoïque.

d) Formations Ferrifères

La classification de Gross (1980) a été largement utilisée pour distinguer les BIFs de type Algoma et de type Supérieur en fonction de leur environnement sédimentaire de dépôt.

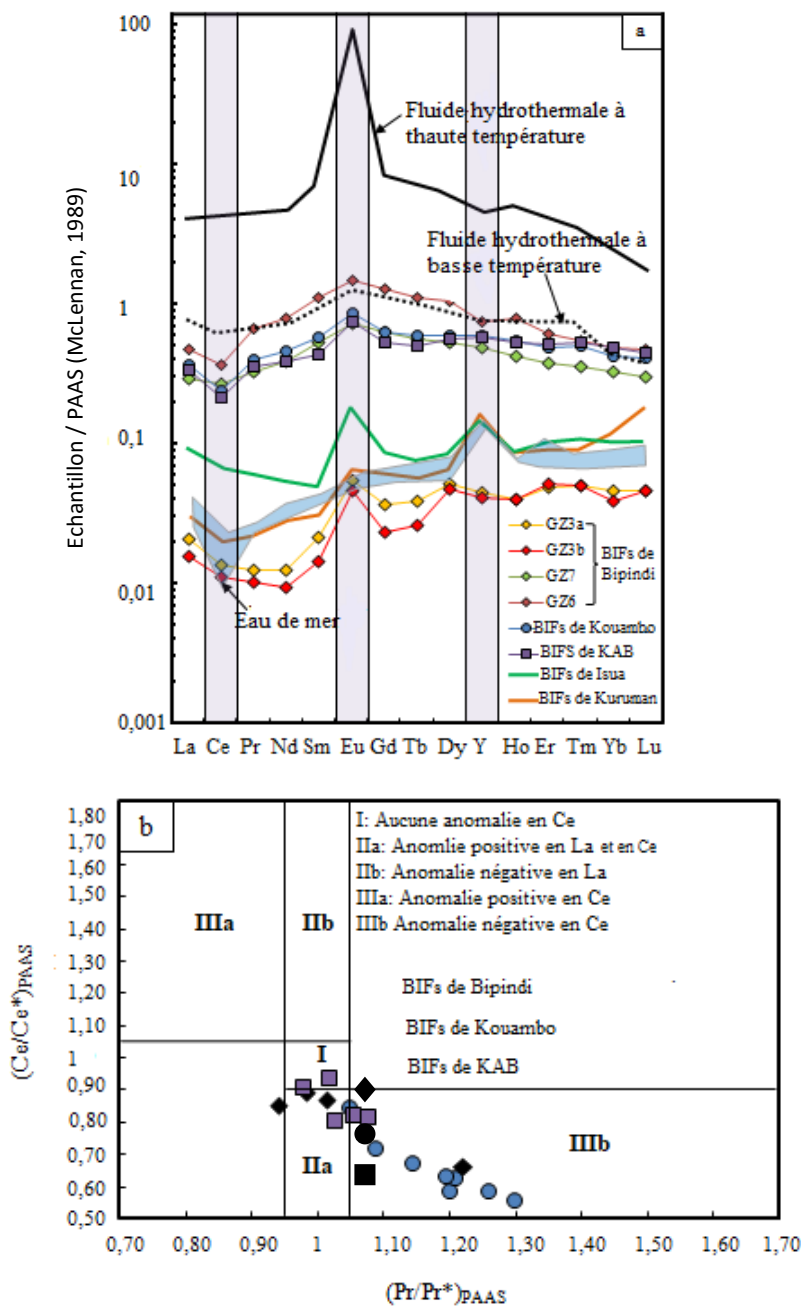


Figure 40. Caractéristiques des REE des BIFs de Bipindi d'après (Bau et Dulski, 1996). a) Spectres des REE normalisés en fonction de PAAS (McLennan, 1989) et comparé avec la

moyenne des BIFs de Kouambo, KAB, Issua et Kuruman. b) Anomalies positives et négative en La et Ce.

Les BIFs de type Algoma sont généralement interstratifiées aux roches volcano-sédimentaires dans les ceintures de roches vertes, tandis que les BIFs de type Supérieur comprennent des séquences de roches sédimentaires épaisses interstratifiées aux roches volcaniques moins épaisses formées dans des contextes de marge passive (Gross, 1980). Les BIFs étudiés sont situées dans la série néoarchéen-paléoproterozoïque du groupe du Nyong. Des études antérieures (Soh et al., 2018 ; Ganno et al., 2017) basées sur la géochimie révèlent que les BIFs de la série du Nyong sont de type Supérieur. Bien que les travaux de Ganno et al. (2017) montrent que les caractéristiques géochimiques des BIFs du Kouambo sont similaires aux BIFs du type Supérieur", ces auteurs ont proposé un environnement de dépôt dans la mer marginale continentale ou dans le bassin d'arrière-arc. Aussi, Soh et al. (2018) stipulent que les BIFs de Kpwa-Atog Boga (KAB) se sont mis en place dans la marge continentale. Malgré les caractéristiques géochimiques similaires entre les BIFs de Kpwa Atog-Boga et celles typiques du type Supérieur, les diagrammes tectoniques de Roser et Korsch (1986) des métasédiments ont été utilisés pour déterminer leur cadre géodynamique. Ainsi, les diagrammes tectoniques discriminants de Bhatia (1983) et de Bhatia et Crook (1986) réalisés dans ce travail révèlent que le protolite des métasédiments de Bipindi et de KAB est identique et provient d'un environnement d'arrière-arc.

En revanche, les BIFs de Bipindi sont associés à des séquences méta-volcano-sédimentaires provenant des protolites basaltiques d'affinités tholéiitique à calco-alcaline, et des shales ferrifères. Bien que la différence entre les formations ferrifères de type Algoma et Supérieur soit difficile à percevoir dans la plupart des ceintures de roches vertes du monde (Trendall, 2012), les caractéristiques géochimiques des roches métamorphiques associées à ces BIFs (par exemple, les profils de REE, les rapports Th/Nb, La/Yb et La/Sc) montrent que les BIFs étudiées ont été déposés dans un environnement d'arc insulaire lié à l'activité hydrothermale.

En outre, les BIFs du secteur d'étude sont caractérisés par un rapport positif en Eu/Eu faible (1,31-1,34) et légèrement élevé (2,00-2,51), respectivement typiques des BIFs de type Supérieur et Algoma (Huston et Logan, 2004).

Sur la base des études antérieures (Ganno et al., 2017 ; Soh et al., 2018), les BIFs du Nyong ont probablement été déposés dans un bassin arrière-arc ou dans un environnement océanique continental marginal, ceci pourrait en déduire que les BIFs de Bipindi ont été

déposés dans un bassin d'extension entre l'arrière-arc et la marge continentale, caractéristiques communes aux BIFs de type Algoma.

D'autre part, la plupart des BIFs de Bipindi montrent des spectres de REE-Y presque similaires (Fig. 40a) aux BIFs de Kouambo et Kpwa-Atog Boga du groupe Nyong (Ganno et al., 2017 ; Soh et al., 2018) aussi aux BIFs archéennes de l'Isua au Groenland (Bolhar et al., 2004) et aux BIFs de paléoprotérozoïque de Kuruman en Afrique du Sud (Klein et Beukes, 1989). Le diagramme (Fig. 40a) des REE normalisées en fonction de PAAS montre que le dépôt des BIFs étudiés a probablement été influencé par le mélange de l'eau de mer et de fluides hydrothermaux à basse température. De plus, la plupart des BIFs étudiées (sauf un échantillon) ne présentent pas d'anomalies négatives en Ce (Fig. 40b ; Bau et Dulski, 1996), comme les BIFs de Kpwa-Atog Boga (Soh et al., 2018). Alors que la plupart des échantillons de BIFs de Kouambo (Ganno et al., 2017) montrent des anomalies négatives en Ce (Fig. 40b). Ces résultats démontrent que les BIFs de Bipindi ont été précipités dans une eau de mer sub-oxygène à anoxique. L'appauvrissement des LREEs par rapport aux HREEs (Fig. 40a) indique un environnement de dépôt marin peu profond, anoxique. Les interprétations ci-dessus impliquent que les BIFs de la région d'étude se sont formées sous des conditions d'oxydo-réduction variées marquées par un fort cycle d'oxydo-réduction séparant un niveau marin oxygéné moins profond d'une couche marine plus profonde, sub-toxique à anoxique (Planavsky et al., 2010).

VI.7. COMPARAISON AVEC LES CHAINES ENVIRONNANTES

VI.7.1. Comparaison avec la chaîne de l'Ogooué au Gabon

Il est intéressant de comparer nos résultats avec les données disponibles de la chaîne de l'Ogooué. Ceci pourrait être utilisé pour la reconstruction paléogéographique de ces deux domaines cratoniques et permettra d'élucider l'évolution paléoprotérozoïque de la série du Nyong et de la série de l'Ogooué. Cette dernière est interprétée comme une zone de suture (Ledru et al., 1989). Nous remarquons que :

(1) Sur le plan lithologique, la région de Grand Zambi dans la série du Nyong et la série de l'Ogooué sont faits des metabasites et de métasédiments. Les formations du secteur d'étude sont calco-alkalines, intermédiaires et tholéitiques tandis que les metabasites du domaine orogénique de l'Ogooué sont plutôt basiques à acides (métavolcanites, Ledru et al., 1989). La localité de Bipindi et la série de l'Ogooué sont constituées des roches qui se sont

mis en place dans une zone orogénique active. Ces résultats montrent qu'antérieurement au développement du cycle panafricain, existait une croûte ancienne d'âge paléoprotérozoïque.

(2) L'évolution structurale de la région d'étude est polyphasée et est similaire à celle du système de l'Ogooué, avec trois phases de déformation dont une phase D₁, D₂ et D₃. Dans la zone étudiée, la D₁ est marquée par la foliation S₁ qui est soulignée par (i) un litage compositionnel et (ii) la schistosité. La S₁ a une orientation variable (NE-NW ; NE-SW). Cette foliation (NE-SW) est similaire à celle observée dans les domaines orogéniques de l'Ogooué. Ceci permet de conclure que dans le craton du Congo, la chaîne paléoprotérozoïque s'étend du SW Cameroun jusqu'au Gabon. L'état initial de la tectonique avait un caractère continental. Il correspond à la dislocation d'un craton archéen avec la présence d'une zone d'instabilité tectonique comportant les blocs dont les limites sont partiellement marquées par les bassins sédimentaires (Ogooué, Nyong, Ikobé-Waka) et les roches plutoniques mises en place entre 2515 et 2435 Ma ([Feybesse et al., 1998](#)).

À l'échelle de la chaîne, l'ubiquité d'un métamorphisme granulitique/amphibolitique de haut degré d'âge paléoprotérozoïque implique l'existence d'un craton paléoprotérozoïque pour l'ensemble des deux séries.

(3) Les séries du Nyong et de l'Ogooué ont un type de dispositif ayant des similitudes avec les dispositifs géométriques des chaînes modernes (Himalaya, Alpe, Ande, arc Ibérien-Armoricain). Dans les séries de l'Ogooué, ce dispositif géométrique est souligné par la superposition des structures plus profondes, ainsi l'architecture du Protérozoïque inférieur dont l'ensemble est caractérisé par des isogrades métamorphiques inverses attribués au chevauchement de direction Est. L'aspect structural de ce dispositif illustre un cadre tectonique de soulèvement diapirique qui a évolué vers l'Est dans les tectoniques tangentielles ([Ledru et al., 1989](#)). Ce dispositif géométrique n'a pas été mis en évidence dans la région de Bipindi mais est similaire à celui décrit dans les chaînes de collision continent-continent ([Dewey et Bird, 1970](#)). L'application d'un schéma unitaire de ce dispositif inspiré des tectoniques de type moderne nécessite d'après [Shackleton \(1986\)](#) trois étapes: (i) une étape pré- collision de résorption de la croûte océanique, (ii) une étape de collision entre deux segments de la croûte continentale et (iii) une étape post- collision des mouvements longitudinaux le long des frontières des plaques.

(4) Les domaines métamorphiques de l'Ogooué sont corrélés par [Ledru et al. \(1989\)](#) avec les séries du Nyong, avec les chaînes de collision de même âge représentées par la chaîne ubendienne (2000 Ma ; [Shackleton, 1986](#)) sur la marge Est du craton du Congo et avec

la chaîne transamazonienne. Ainsi les Séries du Nyong et de l'Ogooué doivent être considérées comme un ensemble continental d'âge paléoprotérozoïque repris par l'orogénèse panafricaine.

VI.7.2. Comparaison avec la chaîne de la RCA

La chaîne panafricaine en RCA est située au Sud du pays. Elle constitue avec les unités nord et intermédiaire les trois unités structurales majeures que comporte le socle centrafricain (Cornacchia et al., 1989; Lavreau, 1982 ; Poidevin et Pin, 1986 ; Poidevin, 1987 ; Lavreau et al., 1990; Nzenti et al., 1999). (1) Sur le plan lithologique, la chaîne panafricaine en RCA est constituée de micaschistes-quartzites et de séquences sédimentaires non métamorphiques déposées sur un socle ancien constitué: -d'un complexe métamorphique basique (amphibolites, pyroxénites, amphibolo-pyroxénites de Mbomou ; Lavreau et al., 1990); -de séries charnockitiques et gneissiques semblables aux charnockites du Ntem au Cameroun. - de roches vertes (komatiites), itabirites, grauwackes, tuffs rhyodacitiques et de granitoïdes (Cornacchia et Giorgi, 1989). La partie centrale de ce domaine sud est occupée par des séries schisto-quartzitiques dites «séries intermédiaires» avec des intercalations d'orthogneiss et d'ortho-amphibolites souvent migmatisés (Poidevin et Pin, 1986). Cornacchia et al. (1989) considèrent également les éclogites amphibolitiques de la Yaji et de la Pama (ceinture de roches vertes de Bogoin-Boali) comme des témoins d'une zone de suture d'âge antérieur au Panafricain, réactivés lors de l'orogénèse panafricaine. La lithologie dans la chaîne panafricaine en RCA est différente de celle mise en évidence dans la zone d'étude. En RCA, la région de Bossangoa-Bossembélé est incluse dans la chaîne panafricaine. Cette région comporte un ensemble magmatique et un ensemble métamorphique. Ces ensembles sont polycycliques. L'ensemble métamorphique montre les traces d'une évolution tectono-métamorphique ancienne avec une succession de paragénèses témoignant de stades prograde, paroxysmal granulitique et rétrograde (Danguene, 2012). (2) L'évolution structurale dans la partie centrale de la chaîne en Centrafrique est caractérisée par la similitude entre les séries gneissiques et charnockitiques de la partie centrale et celle du complexe du Ntem au Cameroun ; ce qui indiquerait une zone de collision entre le craton du Congo au sud et le socle de Bogoin-Boali au Nord (Cornacchia et al., 1989). Dans la région de Bossangoa Bossembele la déformation anté-panafricaine n'étant plus visible, seule une schistosité correspondant à une phase précoce est préservée dans les grenats et pyroxènes des amandes et des boudins, ainsi que dans les grenats des gneiss pélitiques à grenat et sillimanite. Mapoka et al., 2011 et Danguene (2012) distinguent deux phases de déformations majeures : la phase de déformation D₁ dite de tectonique tangentielle

dont le champ de raccourcissement est NNE-SSW et la phase D₂ essentiellement dominée par l'applatissage.

VI.7.3. Comparaison avec la chaîne orogénique transamazonienne du NE Brésil

La reconstruction d'un bloc continental paléoprotérozoïque exige des corrélations entre les aspects lithologiques et structuraux des principales provinces majeurs paléoprotérozoïques. Le continent africain et l'Amérique du Sud peuvent être comparés à cet effet en vue de dégager des corrélations car l'évolution paléoprotérozoïque des dépôts fluvio-deltaïques des cratons Ouest Africain, Guyane, Congo et São Francisco est associée à une collision orogénique datée à 2 Ga (Ledru et al., 1994). Ces formations reposent soit directement sur les blocs archéens soit sur la partie supérieure du paléoprotérozoïque. Le style tectonique de ces formations fluvio-deltaïques illustre une collision frontale entre le craton du Congo et les provinces de São Francisco. Les cratons Amazonien, Ouest Africain, Congo-São Francisco et les socles des provinces de l'Araguaia, Borborema, Nigéria et Cameroun appartenaient au supercontinent (Fig. 38) appelé Atlantique (Rogers, 1996 ; Rogers et Santosh, 2002 ; Neves et al., 2003, 2008), édifié à la fin du cycle Transamazonien-Eburnéen (vers 2 Ga). L'évènement Eburnéen ou Paléoprotérozoïque a fusionné le craton du Congo et le craton de São-Francisco pour former le grand craton du Congo-São Francisco d'âge Paléoprotérozoïque moyen (Pedrosa Soares et al., 2011 ; Ledru et al., 1994 ; Barbosa et Sabaté, 2002). Ces faits montrent que l'orogénèse Paléoprotérozoïque en Afrique centrale se prolonge dans la province de Borborema au NE Brésil par la chaîne transamazonienne (Neves et al., 2008). La chaîne transamazonienne du Brésil est constituée (1) de metabasites faits de roches de haut degré (gneiss, orthogneiss, migmatitiques), (2) de roches sédimentaires et métasédimentaires, (3) de roches plutoniques (granites, intrusions ignées), (4) de roches supracrustales (dépôts fluvio-deltaïques tardi-tectoniques D₂, des granitoïdes tardi à pré-tectoniques mise en place dans les zones de cisaillement (Ledru et al., 1994 ; Barbosa et Sabaté, 2002) et des roches (vertes et plutonites d'arrière-arc) qui montrent que la zone de subduction était active pendant le Transamazonien du NE Brésil. Ces aspects caractérisent les zones internes où les granulites (même les granulites de la série du Nyong) se sont formées avant leur chevauchement sur les nappes divergentes du craton pendant l'orogénèse transamazonienne (Ledru et al., 1994 ; Barbosa et Sabaté, 2002). La chaîne panafricaine au Sud Cameroun, Gabon, Congo et Angola représente les parties externes qui sont restées attachées au craton du Congo. Les orthogneiss et les roches supracrustales sont

respectivement groupés dans les complexes de Belém do São Francisco et Cabrobó (Medeiros, 1998 ; Gomes, 2001).

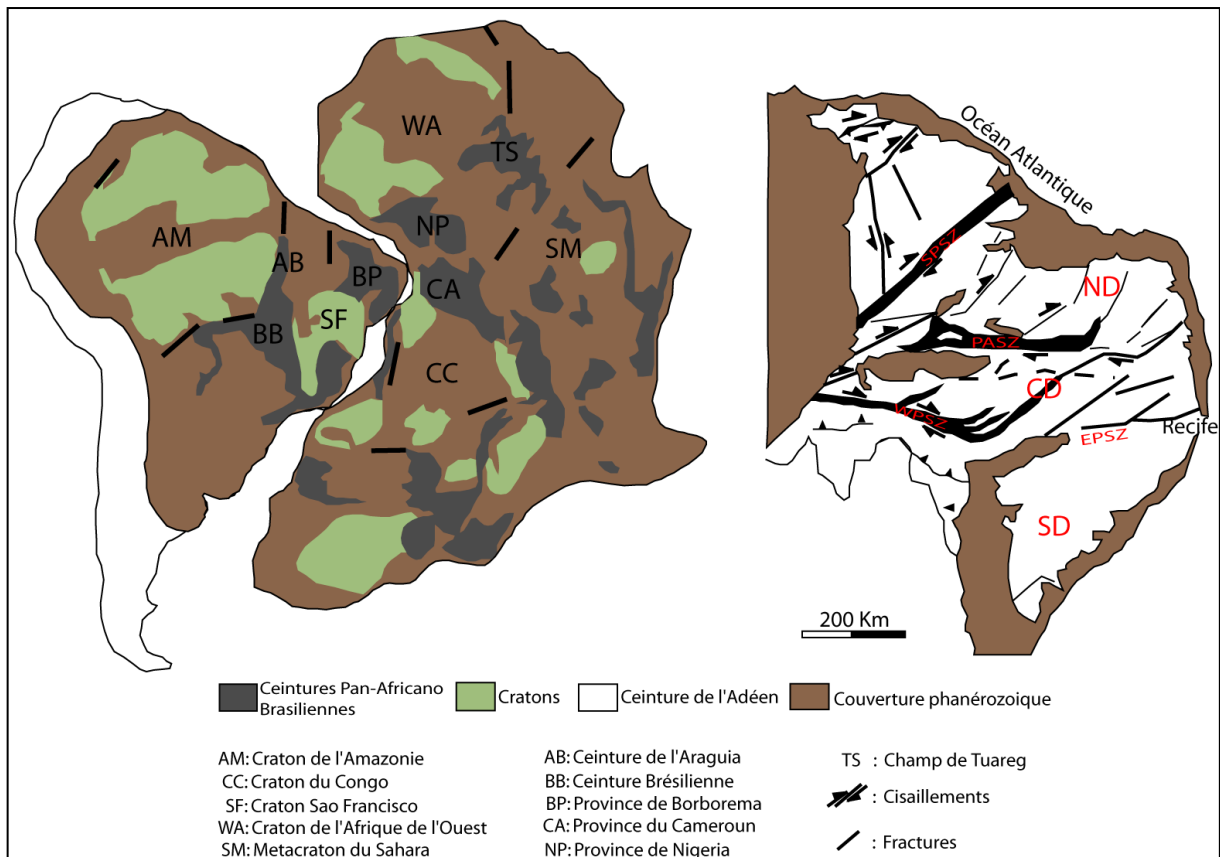


Figure 41. (a) Reconstitution des continents de l'Amérique du Sud et de l'Afrique avant la dérive, montrant la ceinture de l'Adéen, les cratons archéens/protérozoïques et les provinces brésiliennes/panafricaines du Gondwana de l'Ouest. BP: Province de Borborema ; CAOB : ceinture orogénique d'Afrique centrale. (b) Esquisse montrant la subdivision de la province de Borborema en domaines du nord (ND), du centre (CD) et du sud (SD). Zones de cisaillement : PaSZ, Patos ; EPSZ, Pernambouc Est ; WPSZ, Pernambouc Ouest ; d'après [Neves et al., 2015](#).

La lithologie de la chaîne transamazonienne montre des similitudes (roches supracrustales) avec celle de Ngovayang, cependant les métabasites, les métasédiments et roches sédimentaires sont présentes dans le Transamazonien et absentes dans la région d'étude.

Sur le plan structural, la chaîne transamazonienne est affectée par deux principaux épisodes de déformation ductile d'âge paléoprotérozoïque (2,08-2,07 Ga, [Silva et al., 2002](#)). Le premier épisode D₁ est caractérisé par une foliation plate S₁, les plis isoclinaux avec des axes horizontaux orientés N -S et des linéations d'étirements L₁. Le deuxième épisode D₂ a évolué dans un régime de tectonique transpressive, son modèle géométrique de déformation est partitionné entre un réseau plissé de direction NNW et des plongements subverticaux; obliques aux zones de cisaillement senestre ([Leite et al., 2009](#)). Les indicateurs cinématiques

(structures C-S, trajectoires de foliation asymétrique et linéation d'étirement L_2 oblique à subhorizontale) soulignent le transport tectonique de l'ESE vers WNW. L'évolution structurale de la chaîne transamazonienne montre des similitudes avec celle de la série du Nyong. En effet la foliation régionale S_1 de la chaîne transamazonienne est ubiquiste, subhorizontale et similaire à celle décrite dans la région d'étude, Ngovayang, d'Edéa et d'Eséka. Les structures géologiques décrites dans ces régions correspondent à une partie d'une chaîne collisionnelle N-S reconnues dans la chaîne panafricaine et dans la chaîne transamazonienne du NE Brésil (Ledru et al., 1994 ; Teixeira et Figueiredo, 1991 ; Van Schmus et al., 1995 ; D'Agrella-Filho et al., 1996 ; Almeida et al., 2000 ; Barbosa et Sabate, 2002). Ces observations permettent de considérer la série du Nyong comme une extension en Afrique centrale de la chaîne transamazonienne du Brésil.

CONCLUSION GENERALE

Dans ce travail, il était question de (1) déterminer la nature des formations métamorphiques de la localité ; (2) de mettre en évidence les formations ferrifères; (3) et le potentiel économique de ces roches ; (4) de déterminer leur protolite et paléo-environnements. Arrivé au terme de ce mémoire; les conclusions suivantes peuvent être retenues :

- Les BIFs du secteur d'étude sont d'anciens métasédiments ferrifères. Ces roches affleurent sous forme de lentilles discontinues de direction générale NE-SW. Les roches ferrifères ont été affectées par un métamorphisme du faciès de schiste vert au cours de la phase de déformation D_1 .

- Les BIFs étudiées ont une composition chimique simple, avec Fe_2O_3 et SiO_2 représentant plus de 96 % de la composition moyenne.

- Le rapport Si/Al (moyenne 73,81) indique l'origine hydrothermale des BIFs analysées. Ces BIFs sont des sédiments ferrifères métamorphiques qui se sont formés à l'origine par la remontée des fluides hydrothermaux d'où le terme, minéralisations métamorphogènes ; car les minéralisations en fer de la zone d'étude sont piégées dans le métamorphisme.

- Les BIFs de Grand Zambé ont une teneur en fer égale à 39,18% et des teneurs plus élevées en silice (42,24%). Ils sont caractérisés par de faibles concentrations en substances nocives (0,16 % P et <0,01 % S). La silice représente le principal minéral de la gangue.

- Les données géochimiques des BIFs révèlent que ces formations ferrifères d'origine hydrothermale ressemblent à celle des gisements de la Côte Est Pacifique et des gisements hydrothermaux de la mer Rouge.

- Les roches du secteur d'étude sont composées des métasédiments et des métavolcanites. Les métasédiments sont faits de schiste à chlorite et épidote et de schiste à chloritoïde et pyrite. Les métavolcanites quant à eux sont constitués de gneiss à grenat et pyroxène, de pyriclasite, d'épidotite et d'amphibolite épidotisée. Les métasédiments sont des anciens argiles ferrifères. Les métavolcanites proviennent d'anciens basaltes et ou des anciens basaltes andésitiques.

- Trois phases de déformation (D_1 , D_2 , D_3) ont affecté la région Bipindi

- La phase de déformation D_1 comportant la foliation S_1 , la linéation d'étirement minérale (L_{em1}) et les boudins (β_1) est ductile et de nature compressive.

-La phase D₂ est marquée par des plans de cisaillement C₂ et les structures plicatives P₂. Les déformations D₁ et D₂ sont non coaxiales et à régime de cisaillement simple.

-La troisième phase de déformation D₃ est essentiellement cassante, elle est marquée par des fractures et des linéaments hydrographiques.

Dans l'ensemble, la zone d'étude est affectée par une structure en dôme et cuvette. Ce qui révèle que les formations métamorphiques se sont mises en place à la faveur d'un double évènement tectonique notamment, la transpression (cisaillement et compression) et la transtension (cisaillement et extension).

- L'analyse microscopique indique l'existence d'une shear zone senestre dans localité d'étude avec des directions majeures qui s'apparentent respectivement à celles du Cisaillement Centre Camerounaise et du cisaillement du graben de Tombel.

- Les schistes hôtes sont des schistes de plate-forme. Ils proviendraient d'un milieu cratonique stable.

- Les metabasites formées d'épidotite, de pyriclasite et de gneiss à grenat et pyroxène sont d'affinité tholéïtiques à calco-alkalines traduisant ainsi une source mantéllique et crustale et un donc environnement distensif (affinité tholéïtique) et comprésif (calco-alkaline). Ces roches dériveraient d'un contexte d'arc continental.

- Sur le plan régional, les formations de l'Ogouée et les roches hôtes de Grand Zambé ont fait de métavolcanites et de métasédiments. Ces roches sont affectées par une déformation polyphasée et sont mis en place dans un domaine orogénique active.

- L'évolution sturcturale dans la partie centrale de la chaîne en Centrafrique montre des similitudes entre la partie centrale paléoprotérozoïque en Centrafrique et le complexe du Ntem.

- Dans l'ensemble la partie de la série du Nyong étudiée est similaire à la chaîne transamazonienne au NE Brésil sur les plans lithologique, tectonique et paléo-environnemental. L'unité du Nyong et le craton du Congo constituaient un seul bloc au Paléo-archéen.

- **Perspectives**

Le craton du Congo au Sud du Cameroun décèle des minéralisations (fer, or), qui outre à Grand Zambé, ont été aussi mise en évidence dans plusieurs localités telles que Bipindi, Kelle Bidjoka, Gouap, Mbalam, Metzimevin, Kribi, Djoum, Nkout, Akom II, Mewongo, Log Badjeck et Lolodorf. La région de Grand Zambé est constituée de formations ferrifères et de

leurs roches hôtes (métasédiments et métavolcaniques). La mise en évidence du contexte tectonique et du potentiel économique des formations ferrifères d'une part, de l'origine et du paléo-environnement des roches encaissantes d'autre part s'est faite via des travaux de pétrographie, de structurale et de géochimie sur roche totale. Il en ressort que, le minerai de fer de Grand Zambézi, bien que de faible teneur peut être utilisé pour la production de l'acier. Quant aux roches encaissantes, elles peuvent être utilisées en géomatériaux pour la construction et l'aménagement. Pour mieux circonscrire la géologie de la région de Grand Zambézi et les minéralisations qu'elle décelé, les travaux futurs peuvent être effectués sur :

- L'analyse des phases minérales dans les BIFs et les roches hôtes pour une meilleure connaissance des conditions P et T ;
- Les analyses isotopiques de Si, Fe, O, Sm-Nd et soufre pour mieux contraindre l'origine et le paléo-environnement des BIFs.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Agrawal, S., Guevara, M., Verma, S.P., 2008.** Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. *International Geology Review*, 50, 1057-1079.
- Almeida, F. F., Brito de Neves, B. B., Carneiro, C. D. R., 2000.** The origin and evolution of the south American Plaform. *Earth Science Review*, 50, 77-111.
- Amstrong-Altrin, J. S., Lee, Y. I., Verma, S. P., Ramasamy, S., 2004.** Geochemistry of sandstones from the upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *Journal of Sediment Resource*, 74, 285–297.
- Angerer, T., Doring, P., Hagemann, S., Thorne, W. P., McCuaig Campbell, T., 2014.** A mineral system approach to iron ore in Archaean and Palaeoproterozoic BIF of Western Australia. *Geological Society London Special Publications*, 393, 81-115.
- Angerer, T., Kerrich, R., Hagemann, S.G., 2013.** Geochemistry of a komatiitic, boninitic, and tholeiitic basalt association in the Mesoarchean Koolyanobbing greenstone belt, Southern Cross Domain, Yilgarn craton: Implications for mantle sources and geodynamic setting of banded iron formation. *Precambrian Research*, 224, 110-128
- Anonyme, 2008.** Plan d'aménagement, Concession 1081, UFAs 09 026 & 09 027. MINFOREST, 135 p.
- Anonyme, 2009.** Plan d'Action National de Gestion Intégrée des Ressources en Eau (PANGIRE), 235 p.
- Armstrong, H.A., Owen, A.W., Floyd, J.D., 1999.** Rare earth geochemistry of Arenig cherts from the Ballantrae Ophiolite and Leadhills Imbricate Zone, southern Scotland: implications for origin and significance to the Caledonian Orogeny. *Journal of Geological Society*, 156, 549-560.
- Bagnouls, L. et Gaussen, H., 1957.** Les climats biologiques et leur classification. *Annales de Géographie XXVI*, 355, 193-220.
- Barbey, P., Macaudière, J., Nzenti, J. P., 1990.** High pressure dehydration melting of metapelites: evidence from migmatites of Yaounde (Cameroon). *Journal of Petrology*, 31, 401–427.
- Barbosa, J. S. F. et Sabate, P., 2002.** Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco craton, Bahia, Brazil, A synthesis. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 74, 343–359.
- Barrett, T. J., 1981.** Chemistry and mineralogy of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Appenines, Italy. *Chemical Geology*, 34, 289–317.
- Bau, M., 1996.** Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contribution to Mineral. Petrology*, 123, 323-333.
- Bau, M. et Dulski, P., 1996.** Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman Iron Formation, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79, 37-55.
- Bhatia, M. R., 1983.** Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology* 91, 611-627.
- Bhatia, M. R. et Crook, K. A., 1986.** Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contribution to Mineral Petrology*, 92, 181-193.
- Belevtsev, Y. N., Belevtsev, R. Y., et Siroshtan, R. I., 1982.** The Krivoy Rog Basin. In Trendall, A. F., Morris, R. C. (eds.) *Iron formation: Facts and Problems*. Elsevier, Amsterdam, 211–252.

- Belevtsev, Y. N., Kravchenko, V. M., Kulik, D. A., Belevtsev, R. Ya., Borisenko, V. G., Drozdovskaya, A. A., Epatko, Y. M., Zankevich, B. A., Kalinichenko, O. A., Koval, V. B., Korzhnev, M. N., Kusheyev, V. V., Lazurenko, V. I., Litvinskaya, M. A., Nikolayenko, V. I., Pirogov, B. I., Prozhogin, L. G., Pikovskiy, E. Sh., Samsonov, V. A., Skvortsov, V. V., Savchenko, L. T., Stebnovskaya, Y. M., Tereshchenko, S. I., Chaykin, S. I. et Yaroshchuk, M. A., 1991.** Precambrian banded iron formations of the European part of the USSR. Genesis of iron-ores. Naukova Dumka Press, Kiev (IGCP UNESCO Project, N° 247 (in Russian).
- Bessoles, B. et Trompette, R., 1980.** Geologie de l'Afrique: La chaine panafricaine, zone mobile d'Afrique Centrale (partie Sud) et zone soudanaise. Memoire BRGM, 92 p.
- Bilong, P., Eno Belinga, S., Volkoff, B., 1992.** Séquence d'évolution des paysages cuirasses et des sols ferrallitiques en zones forestières tropicales d'Afrique centrale. Place des sols à horizons d'argile tachetée. Académie des Sciences de Paris, 314, 109-115.
- Bird, J.P., 2016.** Evolution of the Kibali Granite-Greenstone Belt, North East Democratic Republic of the Congo, and controls on gold mineralisation at the Kibali gold deposit. PhD Thesis, Kingston University, London.
- Biswas, A. K., 2005.** Principles of Blast Furnace Iron Making. SBA-Publications, Calcutta, India.
- Bolhar, R., Kamber, B.S., Moorbath, S., Fedo, C.M., Whitehouse, M.J., 2004.** Characterization of Early Archean chemical sediments by trace element signatures. Earth Planet Sciences Letter, 222, 43-60.
- Bouyo Houketchang, M., Penaye, J., Mouri, H., Toteu, S. F., 2019.** Eclogite facies metabasites from the Paleoproterozoic Nyong Group, SW Cameroon: mineralogical evidence and implications for a high pressure metamorphism related to a subduction zone at the NW margin of the Archean Congo craton. Journal of African Earth Sciences, 149, 215–234.
- Brando Soares, M., Vasconcelos Corrêa, N. A., Silva, W. F., 2020.** The development of a Meso- to Neoproterozoic rifting-convergence collision-collapse cycle over an ancient thickened protocontinent in the south São Francisco craton, Brazil. Gondwana Research, 77, 40–66.
- Cabanis, B., Lécalle, M., 1989.** Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. Comptes Rendues de l'Académie des Sciences Ser. IIA 309, 2023-2029.
- Caen-Vachette, M., Ekwueme, B. N., 1988.** Rb/Sr ages of schists in the metasedimentary belts in southeast Lokoja and their implications for the Precambrian evolution of central Nigeria. Journal of African Earth Sciences, 7, 127-131.
- Choi, J. H., Hariya, Y., 1992.** Geochemistry and depositional environment of Mn oxide deposits in the Tokoro Belt, northeastern Hokkaido, Japan. Economic Geology, 87, 1265–1274.
- Chombong, N. N. et Suh, C. E., 2013.** 2883 Ma commencement of BIF deposition at the northern edge of Congo craton, southern Cameroon: new zircon SHRIMP data constraint from metavolcanics. Episodes, 36, 47–57.
- Chombong, N.N., Suh, C.E., Ilouga, C.D.I., 2013.** New detrital zircon U-Pb ages from BIF-related metasediments in the Ntem Complex (Congo craton) of southern Cameroon, West Africa. Natural Science 5, 835-847.
- Chombong, N. N., Suh, C. E., Lehmann, B., Vishiti, A., Ilouga, D. C., Shemang, E. M., Tantoh, B. S., Kedia, A. C., 2017.** Host rock geochemistry, texture and chemical composition of magnetite in iron ore in the Neoproterozoic Nyong unit in southern Cameroon. Applied Earth Sciences. DOI: 10.1080/03717453.2017.1345507.
- Cladouhos, T. T., 1999a.** Shape preferred orientations of survivor grains in fault gouge. Journal of Structural Geology, 21, 419–436.

- Cladouhos, T. T., 1999b.** A kinematic model for deformation within brittle shear zones. *Journal of Structural Geology*, 21, 437–448.
- Cornacchia, M. et Giorgi, L., 1989.** Discordances majeures et magmatisme des séries précambriennes de la région de Bogoin. (Centre Ouest de la République Centrafricaine). *Journal of African Earth Sciences*, 9, 221-226.
- Cornacchia, M., Giorgi, L., Caruba, C., et Vivier, G., 1989.** Extension d'une zone de suture sur la marge Nord du Craton congolais (secteur de Bangui, Centre Ouest de la République Centrafricaine). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris*, 308, 107-110.
- Criaud, J., 1985.** Géographie du Cameroun. Nouvelle édition : les Classiques Africains.
- D'Agrella-Filho, M. S., Feybesse, J. L., Priani, J. P., Dupuis, D., N'Dong, J. E., 1996.** Paleomagnetism of Precambrian rocks from Gabon, Congo Craton, Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 22, 65–80.
- Danguene, P. E. Y., 2012.** Géologie de la région de Bossangoa-Bossembélé au Nord-Ouest de la République Centrafricaine (Chaîne Panafricaine Nord Equatorial) : Pétrogenèse, structurogenèse et géochronologie). Thèse de Doctorat/Ph.D., Université de Yaoundé I, 121 p.
- Danguene, P. E. Y., Ngnotue, T., Ganno, S., Biandja, J., Kankeu, B., Nzenti, J. P., 2014.** Paleoproterozoic Synkinematic Magnesian High-K Magmatism from the Tamkoro Bossangoa Massif, along the Bossangoa-Bossembele Shear Zone in North-Western Central African Republic. *Journal of Geosciences and Geomatics*, 2, 151-164.
- De la Roche, H., 1965.** Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises. *Geologische Rundschau*, 55, 274-301.
- Dewey, J. F. et Bird, J. H., 1970.** Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75, 2625-2647.
- Dobbins, M. S. et Burnet, G., 1982.** Production of an iron ore concentrate from the iron-rich fraction of power plant flyash. *Resource Conserves*, 9, 231–242.
- Duuring, P., Hagemann, S. G., Novikova, Y., Cudahy, T. et Laukamp, C., 2012.** Targeting iron ore in banded iron formations using ASTER data: weld range Greenstone Belt, Yilgarn Craton, Western Australia. *Economic Geology*, 107, 585–597.
- Edimo, A., 1985.** Le massif syénitique d'Akongo-Lolodorf, Interprétation des anomalies radiométriques. Comparaison avec l'arc syénitique Mont des éléphants-Rocher du Loup, Thèse 3^e cycle, Université Orléans, 156 p.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J., O'Nions, R. K., 1978.** Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 1199-1212.
- Feybesse, J. L., Johan, V., Maurizot, P. et Abossolo, A., 1987.** Évolution tectométamorphique libérienne et éburnéenne de la partie NW du craton zaïrois (SW Cameroun). *Curent. Research. In African Earth Sciences*. Matheis and Schanddelmeier (eds) Balkema, Rotterdam, 9-12.
- Feybesse, J. L., Johan, V., Triboulet, C., Guerrot, C., Mayaga Mikolo, F., Bouchot, V., Eko N'dong, J., 1998.** The West Central Africa Belt: a model of 2.5-2.0 Ga accretion and two phase orogenic evolution. *Precambrian Research*, 87, 191-216.
- Floyd, P. A., Shail, R., Leveridge, B. E., Franke, W., 1991.** Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination. *Geological Society*, 57, 173-188.

- Floyd, P.A., Winchester, J.A., Park, R.G., 1989.** Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, N.W. Scotland. *Precambrian Research*, 45, 203-214.
- Fralick, P. W. et Kronberg, B. I., 1997.** Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock sources. *Sedimentary Geology*, 113, 111-124.
- François, C., Debaille, V., Paquette, J.-L., Baudet, D., Javaux, E.J., 2018.** The earliest evidence for modern-style plate tectonics recorded by HP-LT metamorphism in the Paleoproterozoic of the Democratic Republic of th Congo. *Sciences Republic*, 8, 15452.
- Fuanya, C., Bolarinwa, A. T., Kankeu, B., Fouateu Yongue, R., Ngatcha, R. B., Tangko Tangko, E., 2019.** Morphological and chemical assessment of alluvial gold grains from Ako'ozam and Njabilobe, southwestern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 154, 111-119.
- Fuanya, C., Yongue, F. R., Kankeu, B., 2014.** Geological study of gold indices at Ako'ozam, Akom II region (South Cameroon). *Sciences Technologies et Développement*, 15, 98-106.
- Ganno, S., 2010.** La région de Kimbi aux confins du Cameroun et du Nigeria: une zone clé pour la compréhension de l'évolution tectonique de la Chaîne Panafricaine Nord Equatorial au contact de la Chaîne Panafricaine Trans-saharienne. Thèse de Doctorat/ Ph.D., Université de Yaoundé I, 161 p.
- Ganno, S., Moudioh, C., Nzina Nchare, A., Kouankap Nono, G. D., Nzenti, J. P., 2016.** Geochemical fingerprint and iron ore potential of the siliceous itabirite from palaeoproterozoic Nyong series, Zambi area, southwestern Cameroon. *Resources Geology*, 66, 71–80.
- Ganno, S., Ngnotue, T., Kouankap Nono, G. D., Nzenti, J. P., Notsa, F. M., 2015.** Petrology and geochemistry of the banded iron-formations from Ntem complex greenstones belt, Elom area, Southern Cameroon: implications for the origin and depositional environment. *Chemie Der Erde*, 75, 375–387.
- Ganno, S., Njiosseu Tanko, E. L., Kouankap Nono, G. D., Djoukouo Soh, A., Moudioh, C., Ngnotué, T., Nzenti, J. P., 2017.** A mixed seawater and hydrothermal origin of superior-type banded iron formation (BIF)-hosted Kouambo iron deposit, Palaeoproterozoic Nyong series, Southwestern Cameroon: Constraints from petrography and geochemistry. *Ore Geology Review*, 80, 860–875.
- Ganno, S., Tsozué, D., Kouankap Nono, G. D., Tchouatcha, M. S., Ngnotué, T., Gamgne Takam, R. and Nzenti, J. P., 2018.** Geochemical Constraints on the Origin of Banded Iron Formation-Hosted Iron Ore from the Archean Ntem Complex (Congo Craton) in the Meyomessi Area, Southern Cameroon. *Resource geology*, 68, 287-302.
- Ganwa, A. A., Frisch, W., Siebel, W., Ekodeck, G. E., Shang, C. K., Ngako, V., 2008.** Archean inheritances in the pyroxene–amphibole-bearing gneiss of the Méiganga area (Central North Cameroon): Geochemical and 207Pb/206Pb age imprints. *Compte Rendu de Géoscience*, 340, 211–222.
- Ganwa, A. A., Klötzli, U. S., Christoph, H., 2016.** Evidence for Archean inheritance in the pre-panafrican crust of central Cameroun: Insight from zircon internal structure and La/Mc ICP-MS U/Pb ages. *Journal of African Earth Sciences*, 120, 12-22.

- Ghosh, R., Baidya, T. K., 2017.** Mesoarchean BIF and iron ores of the Badampahar greenstone belt, Iron Ore Group, East Indian Shield. *Journal of Asian Earth Sciences*, 150, 25-44.
- Ghosh, R., Vermeesch, P., Gain, D., Mondal, R., 2019.** Genetic relationship among komatiites and associated basalts in the Badampahar greenstone belt (3.25–3.10 Ga), Singhbhum Craton, Eastern India. *Precambrian Research*. 327, 196-211.
- Gomes, H. A., 2001.** *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Pernambuco*. Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Minas e Metalurgia, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 127 p.
- Goscombe, B. et Passchier, C. W., 2003.** Asymmetric boudins as shear sense indicators an assessment from field data. *Journal of Structural Geology*, 25, 575-589.
- Goscombe, B. D., Passchier, C. W. et Hand, M., 2004.** Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures. *Journal of Structural Geology*, 26, 739–763.
- Gross, G.A., 1980.** A classification of iron formations based on depositional environments. *The Canadian Mineralogist*, 18, 215-222.
- Guider, J. W., 1981.** Iron ore beneficiation -key to modern steelmaking. *Mining Engineering*, 33, 410–413.
- Hagemann, S. H., Rosière, C. A., Lobato, L., Baars, F., Zucchetti, M. and Figueiredo Silva, R. C., 2006.** Controversy in genetic models for Proterozoic high-grade, banded iron formation (BIF)-related iron deposits-unifying or discrete model(s). *Applied Earth Sciences*, 115, 147–151.
- Hamade, T., Konhauser, K. O., Raiswell, R., Goldsmith, S., Morris, R. C., 2003.** Using Ge/Si ratios to decouple iron and silica fluxes in Precambrian banded iron formations. *Geological Society of America*, 31, 35–38.
- Hanmer, S., 1990.** Natural rotated inclusions in non-ideal shear. *Tectonophysics*, 176, 245–255.
- Hayashi, K. I., Fujisawa, H., Holland, H. D., Ohmoto, H., 1997.** Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from Northeastern Labrador, Canada. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 61, 4115–4137.
- Herron, M. M., 1988.** Geochemical Classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 820-829.
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E., Roberts, D., 2012.** Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren nappe in extensions west and southwest of Trondheim, western gneiss region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*, 312, 357-416.
- Huston, D. L. et Logan, G.A., 2004.** Barite, BIFs and bugs: evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere. *Earth Planet Sciences Letter*, 220, 41–55.
- Ilouga, C. D. I., Suh, C. E., Ghogomu, R. T., 2013.** Textures and rare earth elements composition of Banded Iron Formations (BIF) at Njweng prospect, Mbalam Iron Ore District, Southern Cameroon. *International Journal of Geoscience*, 4, 146–165.
- Inkyeong, M., Insung, L., Yang, X.Y., 2019.** Petrogenetic link between amphibolites and the banded iron formation of the Yishui region in the North China Craton: implications for Neoproterozoic plume. *International Geology Review*, 61, 2328-2343.
- Jeune Afrique, 2019.** Economie et finance. <http://www.jeuneafrique.com/mag/819575/economie/mines>, consulté le 30.01.07 à 11h32.
- Kankeu, B., 2008.** Anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM) et fabriques des roches Néoproterozoïques des régions de Garga-Sarali et Bétaré-Oya à l'Est Cameroun: implications

- géodynamiques pour l'évolution de la chaîne panafricaine d'Afrique Centrale. Thèse de Doctorat/Ph.D., Université de Yaoundé I, Faculté des Sciences, Yaoundé, 232 p.
- Klein, C. et Beukes, N.J., 1989.** Geochemistry and sedimentary of a facies transition from limestone to iron formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, 84, 1733–1774.
- Kornprobst, J., Cantagrel, J. M., Lasserre, M., Rollet, M. et Soba, D., 1976.** Existence au Cameroun d'un magmatisme alcalin ou plus ancien; la syénite néphélinique de Mboziite de Nkonglong: comparaison avec les roches connues dans la même région. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 18, 1295-1305.
- Kouankap Nono, G. D., 2011.** Etude du Cisaillement Centre Camerounais dans la région de Banefo-Mvoutsaha au NE Bafoussam, dans le domaine centre de la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale: Petrogenèse, Géochronologie et Structurologie des formations du socle. Thèse de Doctorat/ Ph.D., Université de Yaoundé I, 118 p.
- Lahaye, Y. et Arndt, N. T., 1996.** Alteration of a komatiite flow from Alexo, Ontario. *Journal of Petrology*, 37, 1261-1284.
- Lasserre, M. et Soba, D., 1976.** Age Libérien des granodiorites et des gneiss à pyroxènes du Cameroun Méridional. *Bulletin BRGM*, 2, 17–32.
- Lavreau, J. 1982.** The Archaean and lower Proterozoic of Central Africa. *Review 17 Brasil Geosciencias*, 12, 187-192.
- Lavreau, J., Poidevin, J. L., Ledent, D., Liegeois, J. P. et Weis, D., 1990.** Contribution to the geochronology of the basement of Central Africa Republic. *Journal of African Earth Sciences*, 11, 69-82.
- Ledru, P., Eko N'dong, J. E., Johan, V., Prian, J. P., Coste, B., Haccard, D., 1989.** Structural and metamorphic evolution of the Gabon orogenic belt collision tectonics in the lowerproterozoic. *Precambrian Research*, 16, 157-170.
- Ledru, P., Johan, V., Milesi, J. P., Tegye, M., 1994.** Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2.0 Ga continent evolving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research*, 69, 169–191.
- Leite, C de M. M., Barbosa, J. S. F., Goncalves, P., Nicollet, C., Sabaté, P., 2009.** Petrological evolution of silica-undersaturated sapphirine-bearing granulite in the Paleoproterozoic Salvador-Curaçá Belt, Bahia, Brazil. *Gondwana Research*, 15; 49-70.
- Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S. F., Penaye, J., Milési, J. P., Tchameni, R., Nsifa, E. N., Fanning, M., Deloele, E., 2006.** Shrimp U–Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-Western Cameroon: consequences for the Eburnean–Transamazonian belt of NE Brazil and Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 413–427.
- Leshner, C.M., Burnham, O.M., Keays, R.R., 2001.** Trace-element geochemistry and petrogenesis of barren and ore-associated komatiites. *The Canadian Mineralogist*, 39, 673-696.
- Leshner, C. M. et Stone, W. E., 1996.** Igneous Trace Element Geochemistry: Applications for Massive Sulphide Exploration, Short Course. *Geological Association of Canada*, 12, 153-204.
- Lin, N.H., Guo, Y.H., Wai, S.N., Soh Tamehe, L., Wu, Z.Y., Naing, N.M., Zhang, J.X., 2019.** Sedimentology and Geochemistry of Middle Eocene-Lower Oligocene sandstones from the western Salin Sub-Basin, the Central Myanmar Basin: Implications for provenance, source area weathering, paleo-oxidation and paleotectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 173, 314-335.

- Loose, D. et Schenk, V., 2018.** 2.09 Ga old eclogites in the EburnianTransamazonian orogen of southern Cameroon: significance for Palaeoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research*, 304, 1–11.
- Mapoka, H., Danguene, Y. P. E., Nzenti, J. P., Biandja, J., Kankeu, B. and Suh, C. E., 2011.** Major Structural Features and the Tectonic Evolution of the Bossangoa-Bossemebele Basement, Northwestern Central African Republic. *The Open Geology Journal*, 5, 21-32.
- Marchig, V., Gundlach, H., Möller, P. et Schley, F., 1982.** Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. *Marine Geology*, 50, 241–256.
- Maurizot, P., Abessolo, A., Feybesse, J. L., Johan, L. P., 1986.** Etude de prospection minière du Sud-Ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985. Rapport de BRGM, 85 p.
- McDaniel, D. K., Hemming, S. R., McLennan, S. M. et Hanson, G. N., 1994.** Resetting of neodymium isotopes and redistribution of REEs during sedimentary processes: The early Proterozoic Chelmsford Formation, Sudbury Basin, Ontario, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 931–941.
- McLennan, S. M., 1989.** Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. *Review Mineral*, 21, 169–200.
- McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K. et Hanson, G. N., 1993.** Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonic. Geological Society of America, special paper, 284.
- McLennan, S. M., Hemming, S. R., Taylor, S. R., et Eriksson, K. A., 1995.** Early Proterozoic crustal evolution: Geochemical and Nd-Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southern North America. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 1153–1177.
- McLennan, S. M., Taylor, S. R., McCulloch, M. T., Maynard, J. B., 1990.** Geochemical and Nd/Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 54, 2015-2050.
- Medeiros, V. C., 1998.** Folha Garanhuns (SC.24-Y-B): integração geológica. CPRM, Recife, unpublished internal report, 22 p.
- Milesi, J. P., Toteu, S. F., Deschamps, Y., Feybesse, J. L., Lerouge, C., Cocherie, A., Penaye, J., Tchameni, R., Moloto-A-Kenguemba, G., Hampunzu, H. A. B., Nicol, N., Duguey, E., Leistel, J. M., Saint-Martin, M., Ralay, F., Henry, C., Bouchot, V., Doumnang Mbaigane, J. C., Kanda Kula, V., Chene, F., Monthel, J., Boutin, P., Cailteux, J., 2006.** An overview of the geology and major ore deposits of Central Africa: Explanatory note for the 1:4,000,000 map “Geology and major ore deposits of Central Africa.” *Journal of African Earth Sciences*, 44, 571-595.
- Miyashiro, A., 1974.** Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274, 321-355.
- Moudioh, C., 2013.** Métamorphisme et minéralisations associées du secteur Grand Zambé (Région Sud Cameroun). Mémoire de Master, Université de Yaoundé I, 62 p.
- Moudioh, C., Soh, T. L., Ganno, S., Nzepang, T. M., Soares, M, B., Ghosh, R., Kankeu, B., Nzenti, J. P., 2020.** Tectonic setting of the Bipindi greenstone belt, northwest Congo craton, Cameroon: Implications on BIF deposition. *Journal of African Earth Sciences*, 171.

- Murray, R. W. et Leinen, M., 1993.** Chemical transport to the seafloor of the equatorial Pacific Ocean across a latitudinal transect at 135°W: Tracking sedimentary major, trace, and rare earth element fluxes at the Equator and the Intertropical Convergence Zone *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 57, 4141-4163.
- Muwanguzi, A. J. B., Karasev, A. V., Byaruhanga, J. K. et Jonsson P. G., 2012.** Characterization of chemical composition and microstructure of natural iron ore from Muko deposits. *International Scholarly Research Network*, 9, 174-803.
- Mvondo, H., Den Brok, S. W. J., Mvondo Ondo, J., 2003.** Evidence for extension and Evidence for extension and exhumation of the Yaounde nappe (Pan-African fold belt, Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 36, 215–231.
- Mvondo, H, Owona, S., Mvondo, O. J, Essono, J., 2007.** Tectonic evolution of the Yaoundé segment of the Neoproterozoic Central African Orogenic Belt in Southern Cameroon. *Canada Journal of Earth Sciences*, 44, 433-444.
- Ndema, M. J. L., 2016.** Évolution tectono-métamorphique de la série du Nyong à Edéa et Eséka. Thèse de Doctorat/Ph.D., Université de Yaoundé I, 179 p.
- Ndema, M. J. L., Ngnotue, T., Ngo Nlend, C. D., Nzenti, J. P., and Cheo Suh, E., 2014.** “Origin and Evolution of the Formation of the Cameroon Nyong Series in the Western Border of the Congo Craton.” *Journal of Geosciences and Geomatics*, 2, 62-75.
- Ndime, E. N., Ganno, S. et Nzenti, J. P., 2019.** Geochemistry and Pb–Pb geochronology of the Neoproterozoic Nkout West metamorphosed banded iron formation, southern Cameroon. *International Journal of Earth Sciences*. doi:10.1007/s00531-019-01719-5.
- Ndime, E. N., Ganno, S., Soh, T. L. et Nzenti, J. P., 2018.** Petrography, lithostratigraphy and major element geochemistry of Mesoarchean metamorphosed banded iron formation-hosted Nkout iron ore deposit, north western Congo craton, Central West Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 148, 80-98.
- Ndong, B. F., 2017.** Études pétrographique, structural, géochimique et géochronologique de la chaîne de Ngovayang à Lolodorf-Bibindi (Sud Cameroun). Thèse de doctorat/Ph.D., Université de Yaoundé I, 159 p.
- Nédélec, A., Macaudière, J., Nzenti, J. P. et Barbey, P., 1986.** Evolution structurale et métamorphisme des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Informations pour la structure de la zone mobile panafricaine d'Afrique centrale au contact du craton du Congo. *Comptes Rendus Académie des Sciences de Paris*, tome 303, 75-80.
- Nédélec, A., Minyem, D., Barbey, P., 1993.** High P–High T anatexis of Archean tonalitic grey gneisses: the Eséka migmatites, Cameroon. *Precambrian Research*, 62, 191–205.
- Nédélec, A., Nsifa, E. N., and Martin, H., 1990.** Major and trace element geochemistry of the Ntem plutonic complex (south Cameroon): petrogenesis and crustal evolution. *Precambrian Research*, 47, 35-50.
- Neves, S. P., 2003.** Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*, 22, 1031 p.

- Neves, S. P., Bruguier, O., Bosch, D., Silva, J. M. R. et Mariano, G., 2008.** U/Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): Timing of Brasiliano deformation and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 285-297.
- Neves, S. P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J. M. R. et Mariano, G., 2006.** Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): Implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, 149, 197-216.
- Neves, S. P., Lages, G. A., Roberta G. Brasilino, R. G., Miranda, A. W. A., 2015.** Paleoproterozoic accretionary and collisional processes and the build-up of the Borborema Province (NE Brazil): Geochronological and geochemical evidence from the Central Domain. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 165-187.
- Nforba, M. T., Kamgang Kabeyene, V., Suh, C. E., 2011.** Regolith Geochemistry and Mineralogy of the Mbalam Itabirite-Hosted Iron Ore District, South Eastern Cameroon. *Open Journal of Geology*, 1, 17-36. doi:10.4236/ojg.2011.12003.
- Nga Essomba, T. P., 2020.** Evolution tectono-métamorphique des formations précambriennes de Minlongo-lolodorf (Région du Sud-Cameroun). Thèse de Doctorat/Ph.D., Université de Yaoundé I, 205 p.
- Nga Essomba, T. P., Ganno, S., Tanko Njiosseu, E. L., Ndema Mbongue, J. L., Kamguia Woguia, B., Soh T. L., Nzenti, J. P., 2019.** Geochemical constraints on the origin and tectonic setting of the serpentized peridotites from the Paleoproterozoic Nyong series, Eseka area, SW Cameroon. *Acta Geochimica*. doi:10.1007/s11631-019-003684.
- Ngako, V., Affaton, P., Nnange, J. M., Njanko, T., 2003.** Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. *Journal of African Earth Sciences*, 36, 207-214.
- Ngako, V., Jégouzo, P., Nzenti, J. P., 1991.** Le Cisaillement Centre Camerounais. Rôle structural et géodynamique dans l'orogénèse panafricaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 313, 457-463.
- Ngnotué, T., Ganno, S., Nzenti, J. P., Schluz, B., Tchaptchet Tchato, D. I., Suh C. E., 2012.** Geochemistry and Geochronology of Peraluminous High-K Granitic Leucosomes of Yaoundé Series (Cameroon): Evidence for a Unique Pan-African Magmatism and Melting Event in North Equatorial Fold Belt. *International Journal of Geosciences*, 3, 525-548.
- Ngnotue, T., Nzenti, J. P., Barbey, P. et Tchoua, F. M., 2000.** The Ntui-Betamba high-grade gneisses: a Northward extension of the Pan-African Yaounde gneisses in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 31, 369-381.
- Ngo Bidjeck, L. M., 2004.** L'altération des roches basiques et ultrabasiques du Sud-Ouest Cameroun et ses implications métallogéniques. Cas du complexe d'Abiété-Yenjok. Thèse de Doctorat /Ph.D., Université de Yaoundé I, 267 p.
- Nguiessi, Tchankam, C., Nzenti, J. P., Nsifa, E. N., Tempier, P., Tchoua, F. M., 1997.** Les granitoïdes calco-alcalins, syn-cisaillement de Bandja dans la Chaîne Panafricaine Nord-Equatorial au Cameroun. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 325, 95-101.
- Njanko, T., Nedelec, A., Affaton, P., 2006.** Synkinematic high - K calc-alkaline plutons associated to the Pan-African Central Cameroon Shear Zone (W-Tibati area): Petrology and geodynamic significance. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 494-510.

- Njiekak, G., Dörr, W., Tchouankoué, J. P., Zulauf, G., 2008.** U–Pb zircon and microfabric data of (meta) granitoids of western Cameroon: Constraints on the timing of pluton emplacement and deformation in the Pan-African belt of central Africa. *Lithos*, 102, 4460-477.
- Njome, S. M. et Suh, C. E., 2005.** Tectonic evolution of the Tombel graben basement, southwestern Cameroon. *Episodes*, 28, 37-41.
- Nzenti, J. P., 1992.** Prograde and retrograde garnet zoning at high pressure and temperature in metapelitic and grenatite rocks from Yaounde (Cameroon Pan-African north-equatorial fold belt). *Journal of African Earth Science*, 15, 73-79.
- Nzenti, J. P., 1998a.** L'Adamaoua panafricain (région de Banyo) : une zone clé pour un modèle de la chaîne panafricaine nord-équatoriale au Cameroun. Thèse Doctorat d'État Université Cheikh Anta Diop – Université de Nancy I, 176 p.
- Nzenti, J. P., 1998b.** Neoproterozoic alkaline metamorphic igneous rocks from the Pan-african North Equatorial fold belt (Yaounde, Cameroon): biotites and magnetite rich pyroxenites. *Journal of Africa Earth Sciences*, 26, 37-47.
- Nzenti, J. P., Tchoua, F.M., 1996.** Les gneiss scapolitiques de la chaîne nord-équatoriale du craton du Congo. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 323, 289-294.
- Nzenti, J. P., Abaga, B., Suh, C. E., Nzolang, C., 2011.** Petrogenesis of peraluminous magmas from the Akum-Bamenda Massif, Pan-African Fold Belt, Cameroon. *International Geology Review*, 53, 1121-1149.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Bertrand, J. M. L. et Macaudiere, J., 1994.** La chaîne panafricaine au Cameroun: cherchons suture et modèle. In : S.G.F. édit., 15^e réunion des Sciences de la Terre, Nancy, France, 99 p.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Jegouzo, P. et Moreau, C., 1984.** Un nouvel exemple de ceinture granulitique dans une chaîne protérozoïque de transition: les migmatites de Yaoundé au Cameroun. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 299, 2, 1197-1199.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Macaudiere, J. et Soba, D., 1988.** Origin and evolution of late Precambrian high - grade Yaounde gneisses (Cameroon). *Precambrian Research*, 38, 91 – 109.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Tchoua, F. M., 1999.** Evolution crustale au Cameroun: éléments pour un modèle géodynamique de l'orogénèse néoproterozoïque. *Géologie et environnements au Cameroun. Collection Geocam*, 2, 397-407.
- Nzenti, J. P., Kapajika, B., Wörner, G., Ruananza Lubala, T., 2006.** Synkinematic emplacement of granitoids in a Pan-African shear zone in Central Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 45, 74–86.
- Nzenti, J. P., Njanko, T., Njiosseu, E. L. T. et Tchoua, F. M., 1998.** Les domaines granulitiques de la Chaîne Panafricaine Nord–Equatoriale au Cameroun. *Géologie et environnement au Cameroun. Collection Geocam*, 1, 255 –264.
- Nzenti, J. P., Njiosseu Tanko, E. L., Nzina, N. A., 2007.** The metamorphic evolution of the Paleoproterozoic high grade Banyo gneisses (Adamawa, Cameroon, Central Africa). *Journal of Camerounian Academic Sciences*, 7, 95–109.
- Nzepang, T. M., 2013.** Métamorphisme et minéralisations en fer associées du secteur Kpwa Atog-Boga (Région Sud Cameroun). Mémoire de Master, Université de Yaoundé I, 108 p.
- Nzepang, T. M., Ganno, S., Okunlola, O. A., Tanko N. E. L., Soh, T. L., Kamguia W. B., Mbita, A. S. M., Nzenti, J. P., 2020.** Petrogenesis and tectonic setting of the Paleoproterozoic Kelle Bidjoka iron formations, Nyong group greenstone belts, southwestern Cameroon.

Constraints from petrology, geochemistry, and LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology, *International Geology Review*, doi: 10.1080/00206814.2020.1793423.

- Nzolang, C., Kagami, H., Nzenti, J. P. et Holtz, F., 2003.** Geochemistry and preliminary Sr-Nd isotopic data on the Neoproterozoic granitoids from the Bantoum area, West Cameroon: evidence for a derivation from a paleoproterozoic to Archaean crust. *Polar Geosciences*, 16, 196-226.
- O'Hanley, D. S., 1997.** Serpentinites and rodingites as records of metasomatism and fluid history. *Oxford Monographs of Geology and Geophysics*, 35, 164-175.
- Owona, S., Mvondo Ondoa, J., Ekodeck, G. E., 2013.** Evidence of Quartz, Feldspar and Amphibole Crystal Plastic Deformations in the Paleoproterozoic Nyong Complex Shear Zones Under Amphibolite to Granulite Conditions (West Central African Fold Belt, SW Cameroon). *Journal of Geography and Geology*, 5, 2013.
- Owona, S., Schulz, B., Ratschbacher, L., Mvondo Ondoa, J., Ekodeck, G. E., Tchoua, M. F., Affaton, P., 2010.** Pan-African metamorphic evolution in the Southern Yaounde Group (Oubanguide Complexe, Cameroon) as revealed by EMP-Monazite dating and thermobarometry and garnet metapelites. *Journal of African Earth Sciences*, 59, 125-139.
- Passchier, C. W., 1987.** Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow: a study in vorticity analysis. *Journal of Structural Geology*, 9, 679-690.
- Passchier, C. W., Trouw, R., Zwart, H. J., Vissers, R. L. M., 1992.** Porphyroblast rotation: *Journal of Metamorphic Geology*, 10, 283-294.
- Pearce, J.A., 2008.** Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14-48.
- Pearce, J. A., 1982.** Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe RS (ed) *Andesites*. Wiley, Chidester, 525-548.
- Pedrosa-Soares, A. C. et Flecha, F. de Alkmim., 2011.** How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogeny. *Geonomos*, 19, 244-251.
- Penaye, J., 1988.** Pétrologie et structure des ensembles métamorphiques au Sud-Est de Poli (Nord-Cameroun). Rôles respectifs du socle protérozoïque inférieur et de l'accrétion crustale panafricaine. Thèse Doctorat de l'INPL, 196 p.
- Penaye, J., Kröner, A., Toteu, S. F., William, R., Van Schmus, C., Doumnang, J. C., 2006.** Evolution of the Mayo Kebbi region as revealed by zircon dating: An early (ca. 740 Ma) Pan-African magmatic arc in southwestern Chad. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 530-542.
- Penaye, J., Toteu, S. F., Michard, A., Bertrand, J. M. et Dautel, D., 1989.** Reliques granulitiques d'âge protérozoïque inférieur dans la zone mobile Panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun ; Géochronologie U-Pb sur zircon. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 309, 315-318.
- Penaye, J., Toteu, S. F., Michard, A., Van Schmus, W. R. et Nzenti, J. P., 1993.** U-Pb and Sm-Nd preliminary geochronologic data on the Yaoundé serie, Cameroon: reinterpretation of granulitic rock as the suture of the collision in the « Centrafricain » belt. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, 317, 789-794.
- Penaye, J., Toteu, S. F., Tchameni, R., Van Schmus, W. R., Tchakounte, J., Ganwa, A., Minyem, D., Nsifa, E. N., 2004.** The 2.1Ga West Centra African Belt in Cameroon: extension and evolution. *Journal of African Earth Sciences*, 39, 159-164.
- Planavsky, N., Bekker, A., Rouxel, O.J., Kamber, B., Hofmann, A., Knudsen, A., Lyons, T.W., 2010.** Rare Earth Element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe

- formations revisited: new perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 6387-6405.
- Polat, A., 2009.** The geochemistry of Neoproterozoic (ca. 2700Ma) tholeiitic basalts, transitional to alkaline basalts, and gabbros, Wawa Subprovince, Canada: implications for petrogenetic and geodynamic processes. *Precambrian Research*, 168, 83-105.
- Polat, A. et Hofmann, A.W., 2003.** Alteration and geochemical patterns in the 3.7-3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland. *Precambrian Research*, 126, 197-218.
- Poidevin, J. L., 1987.** La tectonique panafricaine à la bordure nord du craton congolais : Annale du Musée Royal d'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique. *Sciences Géologiques*, 91, 75 p.
- Poidevin, J. L. et Pin, C., 1986.** 2 Ga U/Pb zircon dating of Mbi granodiorite (Central Africa Republic) and its bearing on the chronology of the proterozoic of Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 5, 581-587.
- Pouclot, A., Tchameni, R., Mezger, K., Vidal, M., Nsifa, E. N., Shang, C. K., Penaye, J., 2007.** Archaean crustal accretion at the northern border of the Congo craton (South Cameroon). The charnockite-TTG link. *Bulletin of the Geological Society of France*, 178, 331-342.
- Ramsay, J.G., 1962.** The geometry and mechanics of formation of similar Q type folds. *Journal of Geology*, 70, 309-327.
- Ramsay, J. G., 1967.** Superimposed folding, in: Ramsay (Ed), *Folding and fracturing of rocks*, McGraw-Hill Book Company, 518-553.
- Ramsay, J. G., Huber, M. I., 1987.** Modern structural geology. *Folds and Fractures*. Academic Press of London, 2, 475-541.
- Rogers, J. J. W., 1996.** A history of continents in the past 3 billion years. *Journal of Geology*, 104, 91-107.
- Rogers, J. J. W. et Santosh M., 2004.** Continents and supercontinents. *Oxford University Press*.
- Rolin, P., 1992.** Présence d'un chevauchement ductile majeur d'âge panafricain dans la partie centrale de la République Centrafricaine : résultats préliminaires. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 315, 467-470.
- Roser, B. P., Korsch, R. J., 1986.** Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94, 635-650.
- Roser, B. P., Cooper, R. A., Nathan, S., Tulloch, A. J., 1996.** Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology Geophysics*, 39, 1-16.
- Ross, P. S., Bédard, J. H., 2009.** Magmatic affinity of modern and ancient sub-alkaline volcanic rocks determined from trace element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46, 823-839.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2004.** The composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *The Crust*. Elsevier-Pergamon, Oxford, 1-64 p.
- Rudnick, R.L., McLennan, S.M., Taylor, S.R., 1985.** Large ion lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terranes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 1645-1655.
- Semukaaya, R., 2007.** Characterisation of Muko Iron Ore Deposits for Iron and Steel Production, Makerere University Library, Kampala, Uganda.
- Shackleton, R. M., 1986.** Precambrian tectonics in Africa. In: M. P. Coward and A.C. Ries (Editors), *Collision Tectonics*. Geological Society Special Publisher, 19, 329-349.
- Shang C. K., Liégeois, J. P., Satir, M., Frisch, W., Nsifa, E. N., 2010.** Late Archaean high-K granite geochronology of the northern metacratonic margin of the Archaean Congo craton, Southern

- Cameroon: Evidence for Pb-loss due to non-metamorphic causes. *Gondwana Research*, 18, 337-355.
- Shang, C. K., Siebel, W., Satir, M., Chen, F., Mvondo, J. O., 2004b.** Zircon Pb–Pb and U–Pb systematics of TTG rocks in the Congo craton: constraints of crustal formation, crystallization and Pan-African lead loss. *Bulletin of Geosciences*, 79, 205–219.
- Shang, C. K., Satir, M., Nsifa, E. N., Liégeois, J. P., Siebel, W., Taubald, H., 2007.** Archaean high-k granitoids produced by remelting of earlier Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) in the Sangmelima region of the Ntem complex of the Congo craton, southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 96, 817-841.
- Shang, C. K., Satir, M., Siebel, W., Nsifa, E. N., Taubald, H., Liégeois, J. P. et Tchoua, F. M., 2004a.** TTG magmatism in the Congo craton; a view from major and trace element geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd systematics: case of the Sangmelima region, Ntem complex, Southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 40, 61-79.
- Shang, C.K., Satir, M., Siebel, W., Taubald, H., Nsifa, E.N., Westphal, M., Reitter, E., 2001.** Genesis of K-rich granitoids in the Sangmelima region, Ntem complex (Congo craton). *Terra Nostra*, 5, 60–63.
- Shelley, D., 1995.** Asymmetric shape preferred orientations as shearsense indicators. *Journal of Structural Geology*, 17, 509-517.
- Siivola, J., Schmid, R., 2007.** List of Mineral Abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: *Web version 01.02.07*, www.bgs.ac.uk/scmr/home.html.
- Silva, L. C., Armstrong, R., Noce, C. M., Pimentel, M., Pedrosa-Soares, A. C., Leite, C., Vieira, V. S., Paes, V. C., 2002.** Reavaliação U–Pb SHRIMP em terrenos pré-cambrianos brasileiros. Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32, 513–528.
- Soba, D., 1989.** La série de Lom- Etude Géologique et Géochronologique d'un bassin volcanosédimentaire de la Chaîne Panafricaine à l'Est du Cameroun. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris VI, 198 p.
- Soh, T. L., Chongtao, W., Ganno, S., Simon, S. J., Kouankap Nono, G. D., Nzenti, J. P., Lemdjou, Y. B., Lin, N. H., 2019.** Geology of the Gouap iron deposit, Congo craton, southern Cameroon: Implication for iron ore exploration. *Ore Geology Reviews*, 18, 169-1368.
- Soh, T. L., Ganno, S., Kouankap Nono, G. D., Ngnotue, T., Kankeu, B., Nzenti, J. P., 2014.** Stream sediment geochemical survey of Gouap-Nkollo prospect, Southern Cameroon: implications for gold and LREE exploration. *American Journal of Mineralogy and Metallogeny*, 2, 8–16.
- Soh, T. L., Nzepang Tankwa, M., Chongtao, W., Ganno, S., Ngnotue, T., Kouankap Nono, G. D., Simon, S. J., Zhang, J., Nzenti, J. P., 2018.** Geology and geochemical constrains on the origin and depositional setting of the Kpwa–Atog Boga banded iron formations (BIFs), northwestern Congo craton, southern Cameroon. *Ore Geology Reviews*, 95, 620–638.
- Soh, T. L., Wei, C., Ganno, S., Rosière, C. A., Nzenti, J. P., Ebotehouna, C. G., Lu, G., 2020.** Depositional age and tectonic environment of the Gouap banded iron formations from the Nyong Group, SW Cameroon: Insights from isotopic, geochemical and geochronological studies of drillcore samples. *Gosciences frontiers*, doi.org/10.1016/j.gsf.
- Suh, C. E., Cabral, A. R., Ndime, E., 2009.** Geology and ore fabric of the Nkout high-grade hematite deposit, southern Cameroon. *Proceedings of the 10th Biennial of Smart Science for Exploration and Mining*, 558–560.

- Suh, C. E., Cabral, A., Shemang, E. M., Mbinkar, L., Mboudou, G. G. M., 2008.** Two contrasting iron-ore deposits in the Precambrian mineral belt of Cameroon, West Africa. *Exploration and Mining Geology*, 17, 197–207.
- Sun, S. S., McDonough, W.F., 1989.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, vol. 42. Geological Society of London Special Publication, 313-345 p.
- Talla, T., Makoto, A., Kokonyangi, J., Dunkley, D. J., 2009.** Paleoarchaeon charnockite in the Ntem Complex, Congo Craton, Cameroon: insights from SHRIMP Zircon U-Pb ages. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 104, 1-11.
- Tanko Njiosseu, E. L., 2012.** Géologie de la région de Tonga dans la partie Sud du domaine centre de la chaîne au Cameroun évolution métamorphique, géochimie et géochronologie. Thèse de Doctorat Ph/D, Université de Yaoundé I, 170 p.
- Tanko Njiosseu, E. L., Nzenti, J. P., Njanko, T., Kapajika, B., Nédélec, A., 2005.** New U-Pb zircon ages from Tonga (Cameroon): Coexisting Eburnean-Transamazonian (2.1 Ga) and Pan- African (0.6 Ga) imprints: *Comptes Rendus Géosciences*, 337, 551–562.
- Taylor, S. R. et McLennan, S., 1985.** *The Continental Crust: Its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks.* Blackwell, Oxford, 312 p.
- Tchakounté, N. J., Eglinger, A., Toteu, S. F., Zeh, A., Nkoumbou, C. Mvondo, O. J., Penaye, J., De Wit M., Barbey, P., 2017.** The Adamawa-Yadé domain, a piece of Archaean crust in the Neoproterozoic Central African Orogenic belt (Bafia area, Cameroon). *Precambrian Research*, 299, 210–229.
- Tchakounté, N. J., Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., Deloule, E., Mvondo Ondoua, J., Bouyo Houketchang, M., Ganwa, A. A., White, W. M., 2007.** Evigence of ca. 1.6-Ga detrital Zircon in the Bafia Group (Cameroon): Implication for the chronostratigraphy of the Pan-African Belt north of the Congo craton. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 339, 132-142.
- Tchameni, R., 1997.** Géochimie et géochronologie des formations de l'Archéen et du Protérozoïque du sud-Cameroun (groupe du Ntem, Craton du Congo). Thèse Université d'Oléans, 395 p.
- Tchameni, R., Mezger, K., Nsifa, N. E. et Pouclet, A., 2001.** Crustal origin of Early Proterozoic syenites in the Congo Craton (Ntem Complex), Sud-Cameroun. *Lithos*, 57, 23-42.
- Tchameni, R., Mezger, K., Nsifa, N. E., Pouclet, A., 2000.** Neoproterozoic evolution in the Congo craton: evidence from K rich granitoids of the Ntem complex, Southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 30, 133-147.
- Teixeira, W. et Figueiredo, M. C. H., 1991.** An outline of early-Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil. *Precambrian Research*, 53, 1-22.
- Teutsong, T., Bontognali, T. R. R., Ndjigui, P. D., Vrijmoed, J. C., Teagle, D., Cooper, M., Vance, Derek., 2017.** Petrography and geochemistry of the Mesoarchean Bikoula banded iron formation in the Ntem complex (Congo craton), Southern Cameroon: implications for its origin. *Ore Geology Review*, 80, 267–288.
- Toteu, S. F., Michard, A., Bertrand, J. M. et Rocci, G., 1987.** U/Pb of Precambrian rock from North-Cameroon, Orogenic evolution and chronology of the Pan-African belt of central African. *Precambrian Research*, 37, 71-87.

- Toteu, S. F., Penaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W. R., Tchameni, R., 2006.** Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: Insights from U–Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaoundé Groups (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 44, 428-442.
- Toteu, S. F., Penaye, J. et Poudjom Djomani, Y., 2004.** Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, 73-85.
- Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., Michard, A., 2001.** New U-Pb and Sm-Nd data from North-Central Cameroon and its bearing on the pre-pan African history of Central Africa. *Precambrian Research*, 108, 45-73.
- Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J. et Nyobe, J. B., 1994.** U-Pb and Sm-Nb evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of Southern Cameroon. *Precambrian Research*, 67, 321-347.
- Trendall, A., 2012.** Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic and biospheric processes – A discussion. *Economic Geology*, 107, 377-380.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hackspacher, P., Babinski, M., 1995.** U/Pb and Sm/Nd geochronology studies of the Easter Borborema province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 267-288.
- Vicat J. P., 1998.** Bilan des connaissances acquises sur les séries de Dja (Cameroun), Nola (Centrafrique) et Sembé-Ouessou (Congo), in : Vicat J. P., Bilong P. (Eds.), *Géosciences au Cameroun*, Collect. GEOCAM, Press. Université. Yaoundé I, 1/1998, 69–383.
- Wang, C.L., Peng, Z.D., Tong, X.X., Huang, H., Zheng, M.T., Zhang, L.C., Zhai, M.G., 2017.** Late Neoproterozoic supracrustal rocks from the Anshan-Benxi terrane, North China Craton: new geodynamic implications from the geochemical record. *American Journal of Sciences*, 317, 1095-1148.
- Wang, C. L., Zhang, L. C., Lan, C. Y., Dai, Y. P., 2014.** Petrology and geochemistry of the Wangjiazhuang banded iron formation and associated supracrustal rocks from the Wutai greenstone belt in the North China Craton: Implications for their origin and tectonic setting. *Precambrian Research*, 255, 603-626.
- Winchester, J. A., Floyd, P. A., 1977.** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Yonta-Ngouné, C., 2010.** Le contexte géologique des indices de talc de la région de Boumnyebel (chaîne panafricaine d’Afrique Centrale, Cameroun). Unpublished thesis, Université de Yaoundé I: 221 p. zone (central north Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 131, 251- 271.

ANNEXES

- Articles publiés: 02
 1. Resource Geology / Impact factor: 1.418
 2. Journal of African Earth Sciences /Impact factor: 1.603