

REPUBLIQUE DU CAMEROUN

*Paix - Travail - Patrie*

\*\*\*\*\*

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

FACULTE 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

**ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE  
DES FORMATIONS PRÉCAMBRIENNES DU  
SECTEUR ESEKA -MINLONGO  
(Région du Sud-Cameroun)**

THESE

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

Par : **NGA ESSOMBA TSOUNGUI Philomène Estelle**  
Master en Sciences de la Terre

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

Année Académique : 2019-2020



**UNIVERSITE DE YAOUNDE I**  
**FACULTE DES SCIENCES**  
**CENTRE DE RECHERCHE**  
**ET FORMATION DOCTORALE**  
**EN SCIENCES, TECHNOLOGIES**  
**ET GEOSCIENCES**



**THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I**  
**FACULTY OF SCIENCE**  
**POSTGRADUATE SCHOOL**  
**IN SCIENCES, TECHNOLOGY**  
**AND GEOSCIENCES**

**DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE**  
**DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES**

**UNITE DE FORMATION ET DE RECHERCHE DOCTORALE**  
**EN GEOSCIENCES ET APPLICATIONS**

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

\*\*\*\*\*

**Spécialité Géosciences des Formations Profondes et Applications**  
**Option Pétrologie et Géologie Structurale**

**Nom et Prénoms du candidat : NGA ESSOMBA TSOUNGUI PHILOMENE ESTELLE**  
**Matricule : 03S223**

**Titre de la thèse : « Evolution Tectono-Métamorphique des Formations Précambriennes du secteur Eséka- Minlongo, Sud-Cameroun »**

**Date de soutenance : Jeudi, le 16 juillet 2020.**

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

En foi de quoi, la présente **Attestation de correction** lui est délivrée, pour servir et valoir ce que de droit.

**Le Président du Jury**

  
**Ndjigui Paul-Desiré**  
**Professeur**

**Les Membres**

  
**Azenti Jean Paul**  
**Docteur d'Etat ès-Sciences**  
**Professeur Titulaire Hors Echelle**

  
**Monique Fouateu Rose**  
**Professeur**

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

**ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE  
DES FORMATIONS PRÉCAMBRIENNES DU  
SECTEUR ESEKA -MINLONGO  
(Région 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

**NGA ESSOMBA TSOUNGUI Philomène Estelle**

*Master en Sciences de la Terre*

Matricule : 03S223

<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>NJILAH Isaac KONFOR</i>	<i>Professeur</i>	<i>Université de Yaoundé I</i>	<i>Examineur</i>
<i>GANWA Alembert Alexandre Maître de Conférences</i>	<i>Université de Ngaoundéré</i>		<i>Examineur</i>

*Année académique 2019-2020*

## **DÉDICACES**

**À ma mère Augustine AKONO**

**À ma tante Odile BANDOLO Epse BALENGLA**

**À mon fils Mathis Simon MELIKI OWONA**

**À ma grande sœur Martine Léonie AZOA Épse TCHETCHE**

**À mon petit frère Germain Kevin BEDIANG TSOUNGUI**

## REMERCIÉMENTS

L'achèvement de ce travail mené sur plusieurs années procure une grande satisfaction. Il est l'occasion de se remémorer les différentes embûches qu'il a fallu surmonter mais surtout les personnes qui m'ont permis d'en arriver là. Cette période, de doctorat aura été probablement l'un des plus beaux chapitres de ma vie. J'aimerais remercier ceux et celles qui, d'une manière ou d'une autre, ont participé à son écriture.

Je remercie donc :

Le Chef de Département des Sciences de la Terre, Professeur **Paul Désiré NDJIGUI** de l'Université de Yaoundé I, pour m'avoir accueilli dans cet illustre Département dont- il a la charge ; pour toute la confiance faite en ma personne en me recrutant comme vacataire.

Je tiens également à rendre hommage à l'ensemble du corps enseignant du Département des Sciences de la Terre, qui voue leur vie à transmettre un savoir qui les passionne et pour qui le plus important est la réussite de leurs étudiants.

Mes vifs remerciements à l'endroit du Professeur **Jean Paul NZENTI**, Chef de Laboratoire de Pétrologie et Géologie Structurale, pour la confiance qu'il m'a témoignée en acceptant la direction scientifique de mes travaux. Je lui suis reconnaissante de m'avoir fait bénéficier tout au long de ce travail de sa grande compétence, de sa rigueur intellectuelle, de son dynamisme et de son efficacité certaine que je n'oublierai jamais. Soyez assuré de mon attachement et de ma profonde gratitude.

Il m'est également agréable de remercier tous mes aînés en particulier et mes cadets de Laboratoire pour leur aide, leur soutien et leur gentillesse. Je souhaite également les remercier pour la confiance dont ils ont fait preuve à mon égard. Les rapports humains dont j'ai profité à leur côté. Qu'ils soient tous assurés de ma plus profonde gratitude et estime. J'exprime en particulier ma gratitude à Pr. **GANNO**, Dr **NONO**, **Donald**, **Lysiane**, **Patrick**, **Hermine**, **Cyriel**, **Alex**, **Marvine**, **Johnas**, **Guy**, **Mbita** pour toute l'aide qu'ils ont su m'apporter. Je souhaite également remercier tous mes camarades de promotion.

Je veux également remercier **Landry SOH**, qui a été présent tout au long de la partie pratique de cette thèse. Pour son aide précieuse, sans qui les analyses géochronologiques n'auraient pas pu être réalisées.

Je n'oublie pas mon binôme **Brice KAMGUIA WOGUIA** pour ta contribution, à la réalisation de ce projet depuis les campagnes de terrain jusqu'à la rédaction. Mon binôme, je souhaite faire autant pour toi. Trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.

Je voudrais également remercier toutes les personnes extérieures du domaine universitaire qui m'ont, à leur façon, apporté leur aide.

Je tiens à remercier **Mr Emmanuel NDJERE**, pour le soutien financier et les conseils.

Je voudrais également remercier mes frères **Mr Yves DICKSON EPOUPA** et **Mr Kevin TSOUNGUI BEDIANG**. Leur présence, leur écoute, leur confiance et leur soutien constant en moi m'assurent des bases solides me permettant de persévérer et de me surpasser.

À **Sylvie MAYAINPA** et **Marie Beatrice NANGA**, trouvez ici l'expression de mon affection pour votre sollicitude constante, votre soutien inconditionnel, les nuits et neuvaine de prière pour l'achèvement de ce projet.

**Mr et Mme ETEME AYISSI Mathieu**, Je vous prie de recevoir l'expression de ma gratitude pour toute l'attention apportée à ma modeste personne.

**Mr et Mme BALENGLA**, trouvez ici l'expression de ma gratitude pour vos encouragements, votre sollicitude, votre soutien indéfectible et inconditionnel.

À **Andy, Hermine** et **Tania** pour vous dire des choses qui ne sauraient s'exprimer en nos langues. Grace à vous j'ai eu le courage de réaliser ce travail ; recevez ici toute ma gratitude. Que cette œuvre soit pour vous un réel motif de satisfaction et de persévérance dans la vie.

À mon **Homonyme**, je te prie de trouver ici l'expression de ma gratitude pour ta sollicitude constante et ton soutien indéfectible.

À toute la famille **TCHETCHE** pour votre soutien inconditionnel, les encouragements, et pour l'affection que vous me portez. Je vous remercie pour avoir toujours été présents, pour avoir partagé les bons moments et pour avoir embelli les moments difficiles. Trouvez ici le témoignage de ma profonde affection.

Aux familles **ETOUNG, ATANGANA** et **OWONA TSOUNGUI Germain**, je vous prie de trouver ici l'expression de ma gratitude pour vos encouragements et soutien moral.

Ma reconnaissance spéciale à l'endroit de la grande famille TSOUNGUI dont l'amour a rendu la rédaction de cette thèse possible.

Je tiens à remercier tous ceux qui, de près ou de loin et dont j'oublie certainement les noms, ont contribué à la réalisation de cet ouvrage.

*Le temps met tout en lumière.*

*Thalès*

*La persévérance est un talisman pour la vie.*

*Proverbe africain ; Les proverbes et dictons africains*

*(1962).*

# TABLE DES MATIÈRES

<i>DÉDICACE</i> .....	<i>ii</i>
<i>REMERCIÉMENTS</i> .....	<i>iii</i>
<i>TABLE DES MATIÈRES</i> .....	<i>vi</i>
<i>LISTE DES FIGURES</i> .....	<i>x</i>
<i>LISTE DES TABLEAUX</i> .....	<i>xiii</i>
<i>LISTE DES ABRÉVIATIONS</i> .....	<i>xiv</i>
<i>RESUMÉ</i> .....	<i>xv</i>
<i>ABSTRACT</i> .....	<i>xvi</i>
<i>INTRODUCTION GÉNÉRALE</i> .....	<i>1</i>
<b>I. CONTEXTE DE L'ÉTUDE ET PROBLÉMATIQUE</b> .....	<b>2</b>
<b>II. BUTS DE L'ÉTUDE</b> .....	<b>5</b>
<b>III. STRUCTURE DE LA THÈSE</b> .....	<b>6</b>
<i>CHAPITRE I</i> .....	<i>7</i>
<i>CADRE NATUREL ET GÉNÉRALITÉS</i> .....	<i>7</i>
<b>I.1. CADRE NATUREL</b> .....	<b>8</b>
I.1.1. Localisation .....	8
I.1.2. Climat .....	9
I.1.3. Géomorphologie .....	10
I.1.3.1. Orographie .....	10
I.1.3.2. Hydrographie .....	12
I.1.4. Végétation et faune .....	12
I.1.5. Sols .....	14
I.1.6. Géographie économique et humaine .....	14
<b>I.2. CADRE GÉOLOGIQUE</b> .....	<b>14</b>
I.2.1. La Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale (CPNE) .....	14
I.2.2. Le domaine cratonique .....	20
<b>I.3. GÉNÉRALITÉS SUR LES ROCHES VERTES</b> .....	<b>25</b>
I.3.1. Répartition globale des roches vertes .....	26
I.3.2. Nature des roches vertes .....	27
I.3.3. Origine et contexte géotectonique .....	27
I.3.4. Intérêt économique des roches vertes .....	28
I.3.5. Roches vertes au Cameroun .....	29
I.3.5.1. Dans la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale .....	29
I.3.5.2. Domaine cratonique .....	30
<b>I.4. TRAVAUX ANTÉRIEURS</b> .....	<b>30</b>
<i>CHAPITRE II</i> .....	<i>33</i>
<i>MATÉRIELS ET MÉTHODES</i> .....	<i>33</i>
<b>INTRODUCTION</b> .....	<b>34</b>
<b>II.1. SUR LE TERRAIN</b> .....	<b>34</b>
II.1.1. Campagnes et levées de terrain .....	34

II.1.2. Observation directe .....	35
II.1.3. Description .....	35
II.1.4. Interprétation .....	35
<b>II.2. EN LABORATOIRE .....</b>	<b>35</b>
II.2.1. Confection des lames minces .....	36
II.2.2. Analyse pétrographique .....	36
II.2.3. Analyses géochimiques sur roche totale .....	36
II.2.4. Analyse chimico-minéralogique .....	37
II.2.5. Analyse géochronologique .....	37
II.2.6. Méthodologie d'étude des plis .....	38
<b>CHAPITRE III.....</b>	<b>41</b>
<b>INVENTAIRE LITHOLOGIQUE ET ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET ANALYSES CHIMICO-MINÉRALOGIQUES.....</b>	<b>41</b>
<b>INTRODUCTION.....</b>	<b>42</b>
<b>III.1. GNEISS.....</b>	<b>42</b>
III.1.1. Gneiss à grenat et pyroxène (Ech GN7) .....	42
III.1.2. Gneiss à grenat et biotite (Ech GN6, EGN4).....	47
III.1.3. Gneiss à biotite et épidote (Ech GN11) .....	49
<b>III.2. PYRIGARNITES.....</b>	<b>51</b>
III.2.1. Pyrigarnites symplectitique .....	51
III.2.1.1. Minéraux à couronne .....	51
III.2.1.2. Minéraux de la Se .....	51
III.2.2. Pyrigarnites coronitiques .....	54
III.2.2.1. Les minéraux à couronnes.....	54
III.2.2.2. Les minéraux sans couronnes.....	54
<b>III.3. ROCHES VERTES .....</b>	<b>58</b>
III.3.1. Roche vertes issues de la Serpentinisation .....	58
III.3.1.1. Serpentinites à relique d'olivine et de pyroxène (Ech, RV16, RV17, RV19, RV20).....	58
III.3.1.2. Serpentinites à trémolite (Ech RV1, RV3, RV5, RV6, RV10) .....	59
III.3.2. Roches vertes épidotisées (RV15, 15a) .....	61
III.3.2.1. Pyroxénites à épidote .....	62
III.3.2.2. Pyribolites litées à épidote .....	64
III.3.2.3. Pyribolites à épidote.....	65
III.3.2.4. Amphibolites à grenat et épidote.....	66
III.3.2.5. EPIDOTITES (RV 14a).....	68
III.3.3. Talcshistes (Ech TS7, TS3) .....	70
<b>CHAPITRE IV.....</b>	<b>75</b>
<b>ANALYSE DE LA DÉFORMATION ET ASSOCIATIONS MINÉRALES : CARACTÉRISATION DES ÉVÉNEMENTS TECTONIQUES ET MÉTAMORPHIQUES .....</b>	<b>75</b>
<b>INTRODUCTION.....</b>	<b>76</b>
<b>IV.1. ANALYSE STRUCTURALE .....</b>	<b>76</b>
IV.1.1. Phase de déformation D <sub>1</sub> .....	76
IV.1.1.1. Foliation S <sub>1</sub> .....	76
IV.1.1.2. Linéations L <sub>1</sub> .....	77
IV.1.1.3. Boudins β <sub>1</sub> .....	79
IV.1.1.4. Plis P <sub>1</sub> .....	80
IV.1.1.5. Associations minérales Anté- D <sub>1</sub> .....	83

IV.1.1.6. Associations minérales de la phase D <sub>1</sub> .....	84
IV.1.2. Phase de déformation D <sub>2</sub> .....	85
IV.1.2.1. Schistosité S <sub>2</sub> .....	85
IV.1.2.2. Plans de Cisaillement C <sub>2</sub> .....	86
IV.1.2.3. Plis P <sub>2</sub> .....	86
IV.1.2.4. Analyse géométrique des Plis P <sub>2</sub> .....	87
IV.1.2.5. Associations minérales de la phase D <sub>2</sub> .....	89
IV.1.3. Phase déformation tardi- D <sub>2</sub> .....	89
IV.1.3.1. Filons.....	90
IV.1.3.2. Microfailles.....	90
IV.1.3.3. Diaclases.....	90
<b>IV.2. ASSOCIATIONS MINÉRALES.....</b>	<b>91</b>
IV.2.1. Phase anté- D <sub>1</sub> .....	91
IV.2.2. Phase D <sub>1</sub> .....	96
<b>IV.3. ESTIMATIONS DES CONDITIONS P-T.....</b>	<b>98</b>
<b>CONCLUSION.....</b>	<b>100</b>
<b>CHAPITRE V.....</b>	<b>101</b>
<b><i>CARACTÈRES CHIMIQUES DES ROCHES : NATURE DES PROTOLITES, PALÉO- ENVIRONNEMENT ET AGE DES ÉVÉNEMENTS TECTONO-MÉTAMORPHIQUES.</i></b>	<b>101</b>
<b>INTRODUCTION.....</b>	<b>102</b>
<b>V.1. NATURE DES PROTOLITES.....</b>	<b>102</b>
V.2.1. Caractères géochimiques.....	103
V.2.1.1. Méta-ultramafiques.....	103
V.2.1.1.1. Serpentine à trémolite.....	104
V.2.1.1.1.1. Eléments majeurs (EMJ).....	104
V.2.1.1.1.2. Eléments en trace (ETr).....	107
V.2.1.1.1.3. Terres rares (ETR).....	109
V.2.1.1.2. Serpentinites à relique d'olivine et pyroxène.....	109
V.2.1.1.2.1. Eléments majeurs (EMJ).....	109
V.2.1.1.2.2. Eléments traces (ETr).....	109
V.2.1.1.2.3. Terres rares (ETR).....	110
V.2.1.1.3. Pyroxénites.....	111
V.2.1.1.3.1. Eléments majeurs (EMJ).....	111
V.2.1.1.3.2. Eléments en trace (ETr).....	111
V.2.1.1.3.3. Terres rares (ETR).....	112
V.2.2. Métafelsiques.....	112
V.2.2.1. Gneiss à grenat et pyroxène.....	113
V.2.2.1.1. Eléments majeurs (EMJ).....	113
V.2.2.1.2. Eléments en traces (ETr).....	113
V.2.2.1.3. Terres rares (ETR).....	114
V.2.2.2. Gneiss à biotite et épidote.....	115
V.2.2.2.1. Eléments majeurs (EMJ).....	115
V.2.2.2.2. Eléments en trace (ETr).....	116
V.2.2.2.3. Terres rares (ETR).....	117
V.2.3. Métabasites.....	118
V.2.3.1. Pyrigarnites.....	118
V.2.3.1.1. Pyrigarnites coronitique.....	118
V.2.3.1.1.1. Eléments majeurs (EMJ).....	118
V.2.3.1.1.2. Eléments en traces (ETr).....	119

V.2.3.1.1.3. Terres rares (ETR).....	119
V.2.3.1.2. Pyrigarnites symplectitique .....	119
V.2.3.1.2.1. Eléments majeurs (EMJ).....	119
V.2.3.1.2.2. Eléments Trace (ETr).....	121
V.2.3.1.2.3. Terres rares (ETR).....	122
V.2.3.1.3. Pyrigarnites sensu stricto.....	122
V.2.3.1.3.1. Elément majeurs (EMJ).....	122
V.2.3.1.3.2. Eléments traces (ETr).....	122
V.2.3.1.3.3. Terres rares (ETR).....	123
<b>CONCLUSION DES CARACTÈRES CHIMIQUES DES ROCHES .....</b>	<b>125</b>
<b>V.2. AGE DES EVENEMENTS TECTONO-METAMORPHIQUE.....</b>	<b>125</b>
V.2.1. Choix et étude des zircons .....	126
V.2.1.1. Morphologie des zircons analysés.....	126
V.2.1.1.1. Serpentinite à relique d'olivine et pyroxène (RV16).....	126
V.3.1.1.2. Gneiss à grenat et Pyroxène (GN7).....	128
V.3.1.1.3. Pyrigarnites symplectitique (PG1) .....	131
V.2.2. Interprétation de la Morphostructure des zircons .....	133
V.2.3. Résultats des analyses radiométriques.....	134
<b>CONCLUSION SUR LES ÂGES DES ÉVÉNEMENTS TECTONO-MÉTAMORPHIQUES</b>	
<b>137</b>	
<b>CHAPITRE VI .....</b>	<b>138</b>
<b>INTERPRÉTATION ET DISCUSSION DES RÉSULTATS .....</b>	<b>138</b>
<b>INTRODUCTION.....</b>	<b>139</b>
<b>VI.1. LITHOLOGIE .....</b>	<b>139</b>
<b>VI.2. EVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE .....</b>	<b>140</b>
VI.2.1. Paragenèses de la phase anté D <sub>1</sub> .....	140
VI.2.2. Paragenèse de la phase D <sub>1</sub> .....	140
<b>VI.3. GRANDS ENSEMBLES STRUCTURAUX.....</b>	<b>141</b>
VI.3.1. Archéen.....	141
VI.3.2. Paléoprotérozoïque.....	142
VI.3.3. Néoprotérozoïque.....	142
<b>VI.4. EVOLUTION GEOCHIMIQUE.....</b>	<b>143</b>
<b>VI.5. PÉTROGENÈSE.....</b>	<b>145</b>
<b>VI.6. CONTEXTE GÉOTECTONIQUE.....</b>	<b>148</b>
<b>VI.7. COMPARAISON AVEC LES CHAINES ENVIRONNANTES.....</b>	<b>150</b>
VI.7.1. Comparaison avec la chaîne de l'Ogooué au Gabon .....	150
VI.7.2. Comparaison avec la chaîne de la RCA .....	152
VI.7.3. Comparaison avec la chaîne orogénique transamazonienne du NE Brésil .....	153
<b>CONCLUSION GÉNÉRALE .....</b>	<b>159</b>
<b>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>	<b>160</b>
<b>ANNEXES .....</b>	<b>160</b>

## LISTE DES FIGURES

<b>Figure 1.</b> Carte de localisation du secteur Eséka- Lolodorf. ....	8
<b>Figure 2.</b> Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gaussen (1957) appliqué aux données climatiques du secteur d'étude .....	9
<b>Figure 3.</b> Carte des unités morphologiques de la zone d'étude générée à partir du logiciel ArcGis 10.2.1 .....	11
<b>Figure 4.</b> Carte hydrographique de la région d'étude générée à partir du logiciel ArcGis 10.2.1 .....	13
<b>Figure 5.</b> Carte de reconstitution des domaines panafricains NE brésilien et Ouest africain montrant la continuité entre les chaîne de Sergipano et Nord Équatoriale (d'après Castaing et al., 1994, modifiée par Ganno et al., 2010). ....	15
<b>Figure 6.</b> Carte géologique du Cameroun (Nzenti et al., 2011) montrant la localisation de la région de Lolodorf et les principaux domaines lithotectoniques .....	19
<b>Figure 7.</b> Carte géologique Sud Ouest Cameroun (modifiée d'après Shang et al., 2010 ; Maurizot et al., 1986) montrant les principales formations lithologiques. ....	21
<b>Figure 8.</b> Carte géologique d'Eséka – Lolodorf extrait de la carte du Sud- Ouest Cameroun de Maurizot 1986. ....	22
<b>Figure 9.</b> Carte d'échantillonnage du secteur d'étude .....	43
<b>Figure 10.</b> Caractères macroscopique et microscopique des gneiss à grenat et pyroxène.....	46
<b>Figure 11.</b> Caractères macroscopique et microscopique des gneiss à grenat et biotite .....	48
<b>Figure 12.</b> Caractères macroscopique et microphotographique des gneiss à biotite et épidote.....	50
<b>Figure 13.</b> Aspects macroscopique et microscopique des pyrigarnites à microstructure symplectitique .....	53
<b>Figure 14.</b> Aspects macroscopique et microscopique des pyrigarnites à coronites.....	57
<b>Figure 15.</b> Caractères macroscopique et microphotographique des serpentinites à relique d'olivine et pyroxène .....	60
<b>Figure 16.</b> Caractères macroscopique et microscopique des serpentinites à trémolite.....	62
<b>Figure 17.</b> Caractères macroscopique et microscopique des pyroxénites à épidote de Song-Hot.....	63
<b>Figure 18.</b> Aspect microscopique des pyribolites litées à épidote .....	64
<b>Figure 19.</b> Aspect microscopique des pyribolites à épidote: A .....	66
<b>Figure 20.</b> Aspect microscopique des amphibolites épidotisées .....	68
<b>Figure 21.</b> Caractères macroscopique et microscopique des épidotites de la localité de Song-Hot.....	69
<b>Figure 22.</b> Caractères macroscopique et microscopique des talcshistes.....	71
<b>Figure 23.</b> Quelques éléments structuraux de la phase D <sub>1</sub> .....	78
<b>Figure 24.</b> Diagramme stéréographique de la S <sub>1</sub> .....	79
<b>Figure 25.</b> Enclave d'amphibolite boudinée dans les gneiss à grenat d'Eséka.....	79
<b>Figure 26.</b> Photographie des Boudins incomplets .....	80

<b>Figure 27.</b> Plis intrafoliaux $P_1$ dans les gneiss de Milongo .....	81
<b>Figure 28.</b> Classification des plis $P_1$ d'après la méthode de Bézier .....	82
<b>Figure 29.</b> Diagramme de classification des plis (R vs E) de Lisle et al. (2006) montrant la géométrie en hyperbole des plis $P_1$ du secteur d'Eséka-Lolodorf. ....	83
<b>Figure 30.</b> Schistosité $S_2$ admettant $P_2$ comme schistosité de plan axial.....	85
<b>Figure 31.</b> Cisaillement $C_2$ senestre sur une dalle de gneiss dans la localité de Minlongo. Notez-le rebroussement des surfaces $S_1$ par les plans $C_2$ .....	86
<b>Figure 32.</b> Plis $P_2$ dans le secteur d'étude $D_2$ .....	87
<b>Figure 33.</b> Classification des plis $P_2$ d'après la méthode des courbes de Bézier a)- Diagramme R vs. L ; b) Diagramme R vs. $S_n$ .....	88
<b>Figure 34.</b> Classification des plis $P_2$ dans le diagramme Rvs E.....	89
<b>Figure 35.</b> A-Microfailles à décrochement senestre dans les gneiss à grenat. B-Diaclases dans les gneiss à grenat, C- Diaclase dans les roches vertes .....	90
<b>Figure 36.</b> Composition des pyroxènes dans le diagramme de classification de Morimoto, (1988)..	92
<b>Figure 37.</b> Estimation des conditions du métamorphisme granulitique de la phase anté -D1 et de la phase D1 dans les pyrigarnites symplectitiques .....	99
<b>Figure 38.</b> Diagramme Pression-Température montrant les conditions métamorphiques maximales des pyrigarnites symplectitiques.....	100
<b>Figure 39.</b> Position des méta-ultramafiques d'Eséka –Lolodorf dans les diagrammes ternaires A et B de coleman (1977).....	102
<b>Figure 40.</b> Position des roches d'Eséka – Lolodorf dans le triangle des roches totales $Fe_2O_3 + TiO_2 + CaO$ vs $Al_2O_3$ (De la Roche, 1965) .....	103
<b>Figure 41.</b> Position des méta-ultramafiques d'Eséka- Lolodorf dans le diagramme $FeO^* - FeO^*/MgO$ de Miyashiro, (1974). ....	104
<b>Figure 42.</b> Diagramme de variation des éléments majeurs en fonction du MgO des méta-ultramafiques d'Eséka - Lolodorf.....	106
<b>Figure 43.</b> Spectre des Terre Rares (A) et multi-éléments (B) des méta-ultramafiques d'Eséka – Lolodorf.....	107
<b>Figure 44.</b> Diagramme de variation de quelques éléments traces en fonction de MgO des méta-ultramafiques d'Eséka – Lolodorf. ....	108
<b>Figure 45.</b> Position des méta- ultramafiques d'Eséka –Lolodorf dans le diagramme $FeO^* - FeO^*/MgO$ de Miyashiro, 1974.....	111
<b>Figure 46.</b> Diagramme $K_2O/Al_2O_3$ vs $Na_2O/Al_2O_3$ de distinction entre origine sédimentaire et magmatique des métafelsiques et des metabasites d'Eséka-Lolodorf (Garrels and Mackenzie, 1971).....	112
<b>Figure 47.</b> Diagramme $TiO_2$ vs $FeO^*/MgO$ de Miyashiro (1974) montrant le double caractère Tholéiitique et calco- alcalin des métafelsiques et des metabasites d'Eséka – Lolodorf. ....	113
<b>Figure 48.</b> Diagramme de variation de quelques éléments majeurs en fonction de MgO dans les métafelsiques et les metabasites .....	115

<b>Figure 49.</b> Spectres de terres rares (A) et multiéléments (B) des gneiss normalisés par rapport chondrites (Jahn et al., 1980).....	116
<b>Figure 50.</b> Diagramme de variation de quelques éléments traces en fonction de MgO des métafelsiques et des metabasites d'Eséka- Lolodorf.....	117
<b>Figure 51 .</b> Spectres des terres (A) et multiéléments (B) des pyrigarnites d'Eséka – Lolodorf. ....	121
<b>Figure 52.</b> Images cathodoluminescence (CL) des zircons des serpentinites (Ech.RV16) .....	128
<b>Figure 53.</b> Images cathodoluminescence (CL) des zircons des gneiss de grenat et de pyroxène (Ech.GN7) .....	130
<b>Figure 54.</b> Images cathodoluminescence (CL) des zircons pyrigarnites (Ech.PG1) .....	133
<b>Figure 55.</b> Diagramme Concordia ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) des zircons de l'échantillon de serpentinite à relique d'olivine et pyroxène. ....	134
<b>Figure 56.</b> Diagramme Concordia ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) des zircons de l'échantillon de Gneiss à grenat et pyroxène. ....	135
<b>Figure 57.</b> Diagramme Concordia ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) des zircons de l'échantillon de Pyrigarnite Symplectite .....	136
<b>Figure 58.</b> Diagramme des trajectoires Pression – Température (P-T-t) montrant l'évolution métamorphique des pyrigarnites symplectitiques d'Eséka-Lolodorf.. ....	140
<b>Figure 59.</b> La/Sm vs La/Ta d'après Said et al. 2012 illustrant les différentes directions de fusion du manteau avec contamination crustale.....	145
<b>Figure 60.</b> Diagramme de source des ultrabasites et metabasites Dy/Yb vs. La/Yb (Jung et al., 2006). P.....	146
<b>Figure 61.</b> Diagramme Th/Yb Vs Nb/Yb discriminant le contexte géotectonique (Pearce, 2008) des ultrabasites, de metabasites et de métafelsiques d'Eséka-Lolodorf.....	149
<b>Figure 62.</b> Diagramme Th/Yb Vs Nb/Yb discriminant le contexte géotectonique de Pearce (2008) utilisant le rapport Th-Nb comme approximation des données sur la croûte terrestre. ....	150
<b>Figure 63.</b> A- Carte synthétique des différents cratons et chaîne de l'Amérique du Sud et de l'Afrique (Ledru et al., 1994 ; Kusky et al., 2003) montrant la ceinture orogénique Eburnéo-Transamazonien (ETB) et des roches Paléoprotérozoïques d'Eséka-Lolodorf.....	155
<b>Figure 64.</b> Esquisse de la carte géologique d'Eséka-Lolodorf (digitalisée à partir du logiciel Arcmap 10.0, 32bits).....	158

## LISTE DES TABLEAUX

<b>Tableau 1.</b> Données climatiques moyennes sur 112 ans (1901-2013). .....	9
<b>Tableau 2.</b> Caractéristiques pétrographiques des roches avec minéraux à couronnes de la région d'étude.....	73
<b>Tableau 3.</b> Caractéristiques pétrographiques des roches monocycliques de la région d'Eséka-Lolodorf .....	74
<b>Tableau 4.</b> Paramètres morphologiques des plis obtenus par la méthode des Courbes de Bézier. ....	81
<b>Tableau 5.</b> Paramètres morphologiques des plis P <sub>1</sub> obtenus par la méthode des sections coniques ....	83
<b>Tableau 6.</b> Paramètres morphologiques des plis obtenus par la méthode des courbes de Bézier .....	88
<b>Tableau 7.</b> Paramètres morphologiques des plis P <sub>2</sub> obtenus par la méthode des sections coniques. ...	89
<b>Tableau 8.</b> Analyses chimiques des grenats dans les pyrigarnites coronitiques (PG4).....	93
<b>Tableau 9.</b> Analyses chimiques des plagioclases dans les pyrigarnites coronitiques (PG4).....	93
<b>Tableau 10.</b> Analyse chimique des pyroxènes omphacitiques dans les pyrigarnites coronitiques (PG4) .....	94
<b>Tableau 11.</b> Analyses des Antigorites des Serpentinites à relique d'olivine et pyroxène .....	95
<b>Tableau 12.</b> Analyses des Antigorites des serpentinites à trémolite .....	95
<b>Tableau 13.</b> Analyses chimiques des grenats des pyrigarnites symplectitiques (PG1).....	96
<b>Tableau 14.</b> Analyses des oxydes opaques des pyrigarnites symplectites .....	97
<b>Tableau 15.</b> Analyses chimiques des pyroxènes des pyrigarnites symplectitiques (PG1) .....	97
<b>Tableau 16.</b> Relation tectonique et métamorphisme du secteur d'Eséka-Lolodorf.....	98
<b>Tableau 17.</b> Analyses chimiques des Serpentinites à trémolite d'Eséka-Lolodorf .....	105
<b>Tableau 18.</b> Analyses géochimiques des échantillons de serpentinites à relique d'olivine et pyroxène et des pyroxénites d'Eséka -Lolodorf .....	110
<b>Tableau 19.</b> Analyses géochimiques des échantillons de gneiss d'Eséka -Lolodorf.....	114
<b>Tableau 20.</b> Analyses géochimiques des pyrigarnites coronitiques .....	120
<b>Tableau 21.</b> Analyses géochimiques des échantillons de Pyrigarnites à microstructure symplectitiques et pyrigarnite sensu stricto .....	123
<b>Tableau 22.</b> Comparaison des moyennes des tholéïtes d'Eséka-Lolodorf avec d'autres moyennes de tholéïtes de la Chaîne panafricaine Nord équatorial (CPNE). .....	124
<b>Tableau 23.</b> Données LA-ICP-MS U-Pb sur zircon des Serpentinites (Ech.RV16). .....	134
<b>Tableau 24.</b> Données LA-ICP-MS U-Pb sur zircon des gneiss à grenat et pyroxène (Ech.GN7). ...	135
<b>Tableau 25.</b> Données LA-ICP-MS U-Pb sur zircon des Pyrigarnites (Ech.PG1). .....	136

## LISTE DES ABRÉVIATIONS

### Abréviations des minéraux (d'après Whitney et Evans, 2010)

<b>Bt</b> : Biotite	<b>Qz</b> : Quartz
<b>Chl</b> : Chlorite	<b>Srp</b> : Serpentine
<b>Cpx</b> : Clinopyroxène	<b>Omp</b> : Omphacite
<b>Ep</b> : Épidote	<b>Atg</b> : Antigorite
<b>Hbl</b> : Hornblende	<b>Tr</b> : Trémolite
<b>Kfs</b> : Feldspath potassique	<b>Ol</b> : Olivine
<b>Opq</b> : Minéraux opaques	<b>Ap</b> : Apatite
<b>Opx</b> : Orthopyroxène	<b>Zrn</b> : Zircon
<b>Pl</b> : Plagioclase	

### AUTRES ABRÉVIATIONS

<b>CCC</b> :	Cisaillement Centre Camerounais
<b>CPNE</b> :	Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale
<b>FA</b> :	Faille de l'Adamaoua
<b>FS</b> :	Faille de la Sanaga
<b>FTB</b> :	Faille de Tibati – Banyo
<b>HFSE</b> :	High Field Strength Elements (Eléments à fort potentiel ionique)
<b>HREE</b> :	Heavy Rare Earth Element (Terres Rares Lourdes)
<b>LREE</b> :	Light Rare Earth Element (Terres Rares Légères)
<b>RCA</b> :	République Centrafricaine
<b>REE</b> :	Rare Earth Element (Terres Rares)
<b>TTG</b> :	Trondjémite, Tonalite, Granodiorite
<b>ZCRL</b> :	Zone de Cisaillement du Rocher du Loup

## RESUMÉ

La zone d'Eséka-Minlongo appartient au domaine cratonique (Unité du Nyong). Les études détaillées de pétrographie, de géochimie, de géochronologie, d'analyse structurale, de chimico-minéralogie ainsi qu'une corrélation régionale avec la chaîne de l'Ogooué au Gabon, la RCA et le craton de São Francisco permettent de mettre en évidence ses principaux traits distinctifs et son évolution tectono-métamorphique.

La zone d'étude est constituée de : (i) méta-ultramafiques composées de serpentinites à reliques d'olivine et pyroxène, de serpentinites à trémolite, de pyroxénites et de talcshistes ; (ii) métamafiques constituées de pyrigarnites coronitiques, symplectitiques et sensu stricto ; (iii) de métafelsiques composés de gneiss à grenat et pyroxène, de gneiss à biotites et épidotes, de gneiss à grenat et biotite et d'amphibolites à épidote. Les zircons des méta-ultramafiques donnent un âge archéen à  $2752 \pm 20$ Ma impliqué dans un événement métamorphique d'âge Paléoprotérozoïque ( $1738\text{Ma} \pm 170\text{Ma}$ ). Les zircons des métamafiques quant à eux sont d'âge Paléoprotérozoïque ( $2086\text{Ma} \pm 26\text{Ma}$ ) d'affinité tholéïitique compatible avec un environnement distensif et (ii) des métafelsiques archéennes ( $2695\text{Ma} \pm 10\text{Ma}$ ) d'affinité calco-alcaline et caractéristique des domaines orogéniques compressifs

Le secteur Eséka- Minlongo présente une évolution tectonique et métamorphique polycyclique, plurifaciale, polyphasée marquée par deux principales phases de déformation. Ces phases sont associées à des phases de recristallisations anté- $D_1$  et  $D_1$ . Les phases anté -  $D_1$  sont archéennes et correspondent aux reliques d'une schistosité antérieure à la schistosité  $S_1$ . Elles sont marquées dans les pyrigarnites par les associations les plus anciennes qui sont préservées en inclusion dans les porphyroblastes de grenat et de pyroxène, tandis que dans les serpentinites, on les retrouve dans les minéraux primaires (olivine et pyroxène). L'évènement tectonique  $D_1$  correspond à une phase de tectonique tangentielle, qui aurait débuté au Paléoprotérozoïque. Elle comporte une foliation mylonitique  $S_1$  subhorizontale de direction NE-SW à NNE-SSW. Cette orientation est similaire à celle de la zone de Cisaillement du Rocher du Loup (NNE-SSW). La phase de déformation  $D_2$  est cisailante. Les recristallisations anté-  $D_1$  et  $D_1$  montrent que les roches du secteur Eséka -Lolodorf possèdent les traces d'une histoire ancienne (archéenne), correspondant à un cycle métamorphique complet anté- $D_1$ , souligné par un métamorphisme granulitique-éclogitique d'âge paléoprotérozoïque ( $942-1002^\circ\text{C}$ , 15-18Kbar). Les teneurs élevées en  $\text{TiO}_2$  et Cr suggèrent un magma généré dans un environnement lié à la subduction. Ainsi donc, l'unité du Nyong au Cameroun représente une zone de suture paléoprotérozoïque entre le craton du Congo et le craton de São Francisco.

**Mots clés** : Eséka, Minlongo, Craton du Congo, Tectonique Tangentielle, Suture

## ABSTRACT

Eseka-Minlongo area belongs to the cratonic domain (Nyong Unit). Detailed petrography, geochemistry, geochronology, structural analysis and a regional correlation with the Ogooué belt in Gabon, CAR and the São Francisco craton highlight its main distinctive features and its tectono-metamorphic evolution.

The study area consists of: (i) meta-ultramafic composed of serpentinites with olivine and pyroxene remnants, tremolite serpentinites, pyroxenites and talcshists; (ii) metamafiques constituted of coronitic, symplectic and pyrigarnites sensu stricto; and (iii) metafelsics composed of garnet pyroxene gneisses, biotite epidote gneisses, garnet biotite gneisses and epidote amphibolites. Zircon from meta-ultramafic rocks yielded Archean age of  $2752 \pm 26$  Ma involved in metamorphic event of Paleoproterozoic age ( $1738 \pm 170$  Ma). Zircons from metamafic rocks yielded Paleoproterozoic age ( $2086 \pm 26$ Ma) of tholeiitic affinity compatible with a distensive environment and Archean metafelsiques ( $2695 \pm 10$ Ma) of calc-alkaline affinity and characteristic of compressive orogenic domains.

The study area shows a polycyclic, plurifacial, polyphase tectonic and metamorphic evolution marked by two main deformation phases. These events are associated with recrystallizations phases pre- $D_1$  and  $D_1$ . The –pre-  $D_1$  phases are Archean and correspond to the relics of a schistosity prior to  $S_1$  schistosity. They are marked in pyrigarnites by the oldest associations that are preserved as inclusions in garnet and pyroxene porphyroblasts; while in serpentinites, they are found in primary minerals (olivine and pyroxene). Tectonic event  $D_1$  corresponds to a tangential tectonic phase which would have started during the Paleoproterozoic. It includes a sub-horizontal mylonitic foliation  $S_1$  with NE-SW to NNE-SSW direction. This orientation is similar to the rocher du Loup shearing (NNE-SSW)s. The second deformation phase  $D_2$  is shearing. The pre- $D_1$  and  $D_1$  recrystallizations show that rocks from Eseka-Minlongo area have marks of an ancient (Archean) history, corresponding to a complete metamorphic cycle pre- $D_1$ , underlined by a Paleoproterozoic granulitic - eclogitic metamorphism ( $942-1002^\circ\text{C}$ , 15-18 Kbar).

The high  $\text{TiO}_2$  and Cr contents suggest magma generated in a subduction environment. Thus, the Nyong unit in Cameroon represents a Paleoproterozoic suture zone between the Congo craton and the São Francisco craton.

**Key words:** Eseka, Minlongo, Congo Craton, Tangential tectonic, Suture

# **INTRODUCTION GÉNÉRALE**

## I. CONTEXTE DE L'ÉTUDE ET PROBLÉMATIQUE

Le secteur étudié (Eséka- Minlongo) fait partie intégrante de la bordure Nord-Ouest du craton du Congo au Cameroun. La plupart des cratons se sont formés au cours de l'ère précambrienne (Clifford, 1970; Goodwin, 1976; Groves et al., 1987; Giresse, 1990; McDonald et al., 1995). Thiart et de Wit. (2006) proposent environ onze cratons dans le Gondwana, dont sept en Afrique, deux en Amérique du Sud et deux en Australie. Les sept cratons qui forment l'ossature du continent africain sont: le craton du Congo, le craton de Kaapvaal, le craton Tanzanien, le craton Ouest-africain, le craton saharien, le craton de l'urio et le craton Uweinat-tchadien (Schlüter, 2006). Les différents modèles de croissance continentale montrent que plus de 70 % de la croûte s'est formée pendant l'Archéen (Enjolvy, 2008). La croûte continentale s'étend sur 130 millions de kilomètres carrés, 30 millions (24 %) appartiennent aux roches précambriennes dont 10 millions (8%) aux cratons archéens (Pearson, 2007). De plus Windley (1973) pense que ces noyaux Archéens seraient généralement constitués de deux grands types de formations notamment, les ensembles métamorphiques de haut degré (gneiss et migmatites) et les ensembles archéens de type granite-roches vertes. Celles-ci sont devenues très célèbres dans la littérature géologique à la fin des années 1960 avec les travaux de Goodwin (1968b); Anhoessner et al. (1969) et Viljoën et Viljoën (1969a).

Les ceintures de roches vertes forment habituellement des structures allongées composées principalement de métavolcanites et métasédiments qui, avec les granitoïdes et les charnockites sont des constituants des cratons archéens et protérozoïques (Candie, 1994b ; de Wit, 2004; Enjolvy, 2008; Furnes et al., 2013; Deshmukh et al.,2017). Les ceintures de roches vertes les mieux étudiées se retrouvent principalement au Canada, en Afrique et en Australie. Les meilleures illustrations en termes de minéralisations se retrouvent quant à elles dans les cratons du Zimbabwe, de Pilbara en Australie et de Kapvaal en Afrique du Sud (Pearson, 2007).

Les roches vertes sont un ensemble de roches basiques à ultrabasiques, métamorphisées ou non contenant des minéraux verts tels que la chlorite, l'actinote et l'épidote (Burke, 1997, Furnes et al., 2013). De plus, la plupart des études réalisées au sein des formations cratoniques ont révélé que ces roches vertes regorgent de nombreuses minéralisations notamment : fer, nickel, cuivre, or, argent, zinc et plomb (Hutchinson, 1981 ; Kochemasov, 1983 ; Durrheim et al., 1994 ; Nitescu et al.,2006 ; Altigani et., al 2016).

Signalons que dans la plupart des cas, la nature, l'origine et l'évolution géotectonique de ces roches vertes restent très peu débattues (Enjolvy, 2008).

Au Cameroun, le socle précambrien est constitué de deux grandes entités lithostructurales. (i) La Chaîne Panafricaine Nord Équatoriale (CPNE: Nzenti et al., 1988) couvrant environ les deux tiers du territoire. La CPNE a fait l'objet de plusieurs travaux (Nzenti et al., 1984;1998; Njanko, 1999; Danguene 2014). (ii) Le craton du Congo qui affleure dans la partie Sud du pays sous l'appellation de complexe du Ntem (Maurizot et al., 1986; Pouclet et al., 2007) appartient au domaine archéen. Contrairement à la CPNE, il demeure cependant peu connu pour des raisons multiples telles que : les difficultés d'accès, la rareté des affleurements, les discontinuités non précises, l'épais couvert végétal, l'insuffisance des travaux de reconnaissance et d'exploration. Pourtant la découverte et l'observation de nouvelles formations permettront une meilleure cartographie ainsi que l'établissement d'une nomenclature plus précise de ces formations précambriennes.

Les travaux réalisés dans le domaine cratonique montrent qu'il aurait été affecté par deux orogénèses principales à savoir : l'orogénèse Archéenne et l'orogénèse Paléoproterozoïque (Trompette, 1997; Thiart et De Wit, 2006; Teixeira et al., 2010). De même que les autres cratons archéens au monde, il se distingue par la présence des roches vertes «greenstones».

Subdivisé en trois sous-unités (unité du Ntem, unité du Nyong et unité de l'Ayna), le complexe du Ntem est constitué de roches vertes «greenstones» dont la nomenclature, la nature, ainsi que les mécanismes de mises en place (conditions P et T etc.) restent encore peu connues.

L'essentiel des travaux réalisés jusqu'ici sur les formations rocheuses constituant les ceintures de roches vertes, ainsi que les autres types lithologiques du craton au Cameroun se sont intéressés essentiellement aux manteaux d'altération ( Ngo Bidjeck, 2004 ; Ebah Abeng et al., 2012; Aye et al., 2017; Ako et al.,2015), aux minéralisations ferrifères (Suh et al., 2008 ; 2009; Nforba et al., 2011, Ilouga et al., 2013 ; Ganno et al., 2015a; Ganno et al.,2017; Tessontsap et al., 2017; Chambong et al., 2017, Soh et al.,2018) et aux minéralisations aurifères associées (Mimba et al., 2014,, Soh et al., 2014).

L'unité du Nyong se définit comme une unité de roches métasédimentaires et métaplutoniques mises en place au cours d'un événement tectono-métamorphique de haut degré vers 2050 Ma (Toteu et al., 1994; Ndema et al., 2014; Lerouge et al., 2006). Cette unité repose sur le craton du Congo comme une nappe éburnéenne (Feybesse., 1987; Toteu et al., 1994), comprenant à la fois des matériaux archéens et paléoproterozoïques associés aux

formations ferrifères ou BIF (Banded Iron Formation), aux plutonites (TTG, charnockites, dolérites, syénites alcalines...) et aux roches vertes. Plusieurs auteurs (Maurizot et al., 1986; Vicat, 1998; Ngo Bijeck, 2004) dans les localités de Lolodorf-Ngomedzap et d'Abiete-Yenjok décrivent une ceinture de roches vertes qui serait constituée d'amphibolites (kfs+Px+Grt+Hbl±Qtz), de péridotites (Ol+Px+Amp+Chl+Ser+Op), de gabbros (Amp+Bt+Qtz+Chl+Op±Px±Pl) de grenatites (Qtz+Pl+Px+Amp+Grt+Op), d'amphibolopyroxénites (Px+Hbl+Grt+Pl+Qtz), de quartzites ferrifères (Qtz+Mgt) et de granulites. Vicat (1998) pense que les roches basiques de la ceinture de roches vertes de Lolodorf-Ngomedzap sont des ortho-amphibolites (Hbl+Px +Grt+Pl+OP) qui proviendraient des dolérites et des gabbros, montrant une association de séquence tholéitiques et calco-alcalines. Cette nomenclature est contradictoire à celle de l'IUGS, l'association minérale n'est pas typomorphique des assemblages du faciès amphibolite. Les travaux de Lerouge et al. (2006) mettent en évidence (i) au Sud d'Eséka des métasédiments (BIF, gneiss à orthopyroxène et gneiss à grenat) d'âge Mésoarchéen à Paléoproterozoïque ( $2423 \pm 4$ Ma; âge U-Pb sur zircon) qui seraient l'âge maximum de dépôt dans la série du Nyong; (ii) à Bonguen des granodiorites mis en place à  $2066 \pm 4$ Ma (âge U-Pb sur Zircon); (iii) à Lolodorf des métasyénites mis en place à  $2055 \pm 5$  Ma (âge U-Pb sur Zircon) avec des empreintes archéennes à  $2836 \pm 11$  Ma (âge U-Pb sur Zircon).

Il y a une décennie, lors des missions de prospection de la société *Legend mining* sur la chaîne du Ngovayang, des métamorphites (basique à ultrabasiques) ont été découverts dans le secteur Eséka – Lolodorf, plus précisément dans les villages Song-Hot et Ngog Tos. Ces métamorphites sont caractérisées par une coloration verdâtre due certainement à la prédominance des minéraux verts (épidote, actinote, chlorite ...). Ces dernières pourraient être des «roches vertes» d'après la définition de Burke, 1997; Furnes et al., 2013. Cette découverte dans ce secteur suscite un certain nombre d'interrogations et d'intérêts.

-Quelles sont : la nature, la typologie et le mode de formation de ces métamorphites d'Eséka - Lolodorf?

- Sont-elles vraiment des «roches vertes»? Si oui quelle est leur signification géodynamique ?

- Quel est leur modèle de mise en place ? Et quelle est la relation qui existerait entre ces «roches vertes» et les autres formations métamorphiques associées?

- Forment-elles une suite de roches impliquant une zone de suture ou seraient-elles de simples intrusions mantelliques métamorphisées ?

- Quelle est l'évolution tectono-métamorphique des roches vertes d'Eséka- Minlongo ? Permettrait-elle de contraindre celle des roches vertes de l'unité du Nyong en particulier, celle du complexe du Ntem et du craton du Congo en général?

Par ailleurs, s'il est vrai que les roches vertes sont le siège de minéralisations dans les formations cratoniques, qu'en est-il de celles d'Eséka-Minlongo ?

Plusieurs problèmes d'ordre pétrologique, géochimique, tectonique et géochronologique restent ainsi sans réponses dans cette localité en particulier et dans la série du Nyong en général. Comprendre les processus géologiques associés au développement des roches vertes, leur nature et leur origine font donc de la zone d'Eséka-Minlongo un cadre idoine à l'étude de l'évolution crustale dans cette partie du craton.

## **II. BUTS DE L'ÉTUDE**

L'objectif principal de ce travail est de déterminer la nature, l'origine et l'évolution tectono-métamorphique des roches vertes d'Eséka- Minlongo en vue de reconstituer l'histoire géologique de cette région d'une part et d'autre part de l'intégrer dans le craton du Congo en général. Il sera donc question de proposer un modèle géodynamique permettant de caractériser ces roches vertes.

Pour parvenir à nos fins, notre étude se propose de faire:

- un inventaire lithologique et une étude pétrographique détaillés du secteur d'étude, en vue d'une meilleure cartographie de la localité.

- une analyse géométrique, et cinématique de la déformation qui a affecté les principaux ensembles lithologiques;

- une étude chimico-minéralogique afin de caractériser les différentes phases minérales ainsi que les conditions P et T de leurs formations, en vue de reconstituer l'évolution tectono-métamorphique de la région ;

- une analyse géochimique sur roche totale dans l'optique de déterminer la nature des protolites et le paléo-environnement des différentes roches;

- une étude géochronologique âge U-Pb sur (zircon) pour dater les différents évènements tectono-métamorphiques;

- une corrélation de nos travaux et ceux des travaux sous régionaux et régionaux.

### III. STRUCTURE DE LA THÈSE

Ce travail comportera outre l'introduction générale six chapitres.

- **Le chapitre 1** porte sur le cadre naturel et les généralités de l'étude.
- **Le chapitre 2** présente les techniques d'acquisition des données sur le terrain et au laboratoire, ainsi que le matériel utilisé.
- **Le chapitre 3** est l'inventaire lithologique et l'étude pétrographique des différentes formations rencontrées dans la zone d'étude ;
- **Le chapitre 4** intègre les aspects géométriques, cinématiques et chronologiques des différents éléments structuraux.
- **Le chapitre 5** est consacré à la géochimie, la nature des protolites et le paléo-environnement et la datation par la méthode U-Pb sur Zr des événements tectonométamorphiques de la région d'Eséka- Lolodorf.
- **Le Chapitre 6** interprète et discute des principaux résultats en relation avec les autres contextes sous régionaux et régionaux.

Ce travail s'achève par une conclusion générale où nous rappelons les principaux résultats obtenus, ainsi que la formulation des perspectives.

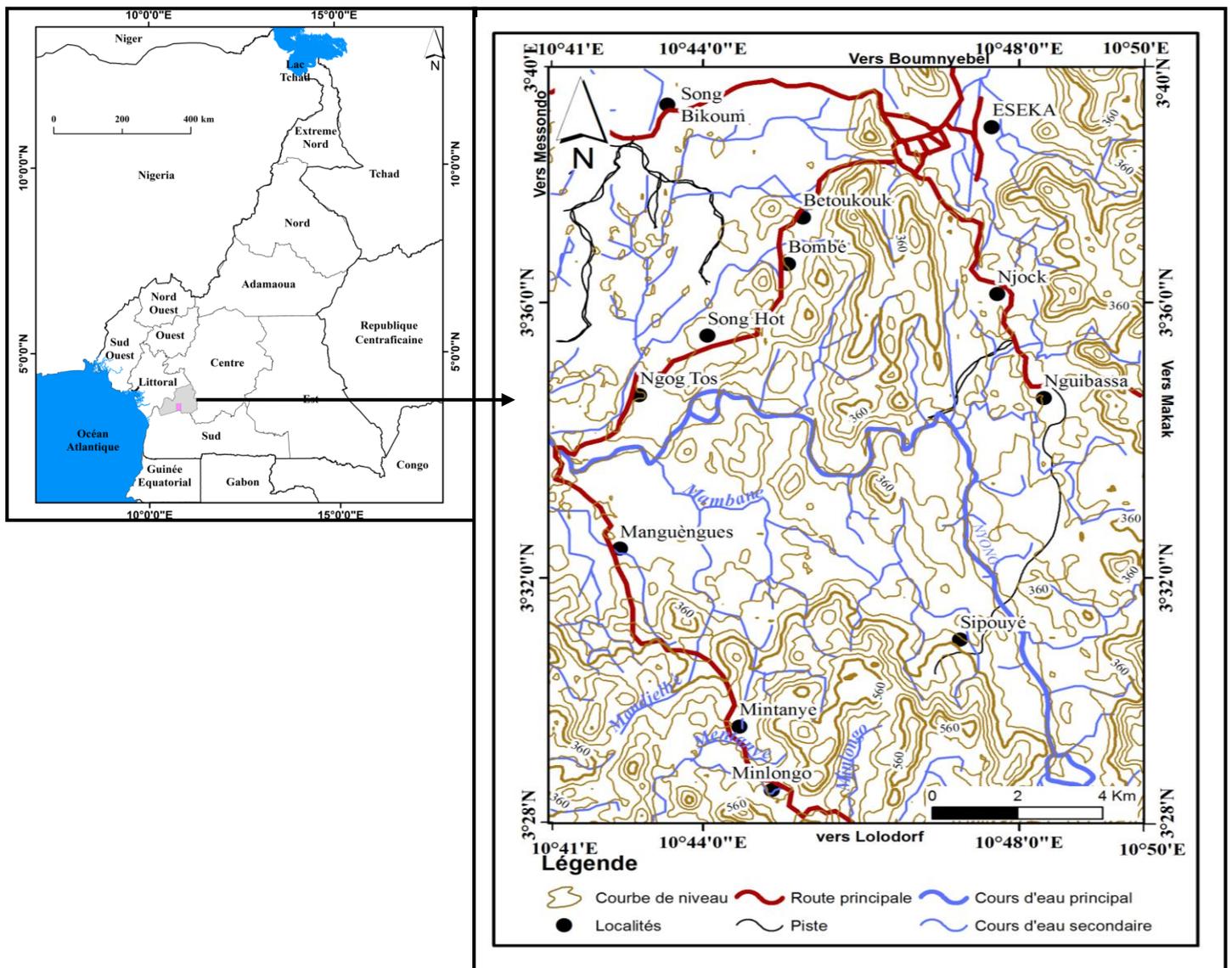
## **CHAPITRE I**

### **CADRE NATUREL ET GÉNÉRALITÉS**

## I.1. CADRE NATUREL

### I.1.1. Localisation

La zone d'étude est comprise entre les villes d'Eséka dans la région du Centre et de Minlongo dans la région du Sud Cameroun. Elle comprend les villages Bombé, Song-Hot, Ngog-Tos et Mintanyé. Elle s'étend entre les parallèles 03°28' et 03°40' de latitude Nord et les méridiens 10°41' et 10°50' de longitude Est. Elle s'étend sur une superficie d'environ 285 km<sup>2</sup> (Fig.1).



**Figure 1.** Carte de localisation du secteur Eséka- Minlongo. A) Carte administrative du Cameroun montrant le secteur d'étude ; B) Carte topographique du secteur d'étude (extraite de la carte forestière d'Edéa). Courbes de niveaux générées à partir de l'image SRTM N°f03\_n003e010.

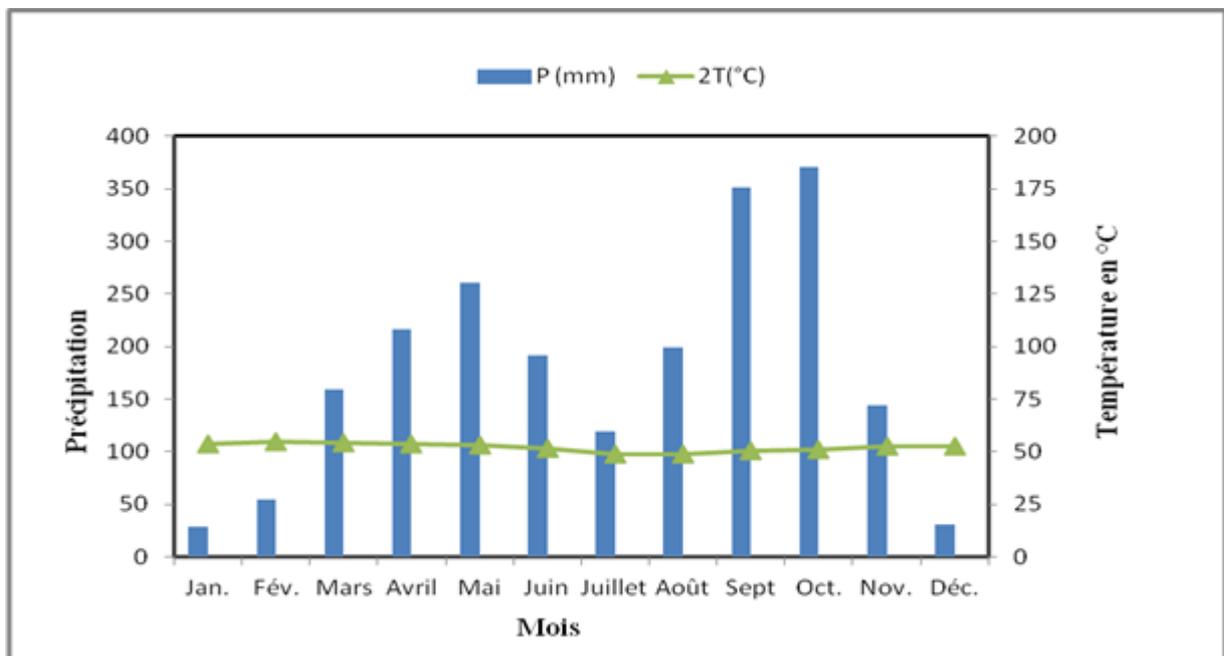
### I.1.2. Climat

Les données climatiques du secteur d'étude sur une période de 112 ans (1901 à 2013) sont consignées dans le tableau 1. D'après ce tableau, les précipitations moyennes annuelles s'élèvent à 2128 mm avec des maxima observés pour les mois d'octobre (371mm) et septembre (351,6 mm). De très faibles quantités de précipitations sont enregistrées entre les mois de décembre, janvier et février, correspondant aux mois écologiquement secs. Pour ce qui est des températures, les relevés mensuels sur la même période sont relativement constants tout au long de l'année et oscillent autour de 26,1°C.

**Tableau 1.** Données climatiques moyennes sur 112 ans (1901-2013).

Mois	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Dec	Moy
P(mm)	28,4	54,6	159,3	216,7	260,6	192	119,5	199,1	351,6	371	144,2	31	2128
T(°C)	26,8	27,5	27,2	26,9	26,5	25,7	24,5	24,4	25,1	25,4	26,3	26,3	26,1

Source : [www.weatherbase.com](http://www.weatherbase.com), Consulté le 21-10-2015 à 22h22.



**Figure 2.** Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gaussen (1957) appliqué aux données climatiques du secteur d'étude

Le diagramme ombrothermique (Fig.2) obtenu à partir du tableau précédent montre que la région est soumise à un régime climatique de 4 saisons à savoir : deux saisons de pluies de Mars à Juin et de Septembre à Novembre, deux grandes saisons sèches de Décembre à Février et de Juillet à Août. Toutes ces données caractérisent le climat équatorial de type guinéen (Suchel, 1987; Oslily, 2001).

Toutefois, il serait important de relever que les travaux réalisés jusqu'en 2008 montrent que le secteur d'étude est soumis à un régime climatique à 4 saisons, ce qui n'est plus d'actualité à ce jour. Ceci étant probablement dû à des perturbations liées aux changements climatiques dont l'écosystème terrestre fait face.

### **I.1.3. Géomorphologie**

#### ***I.1.3.1. Orographie***

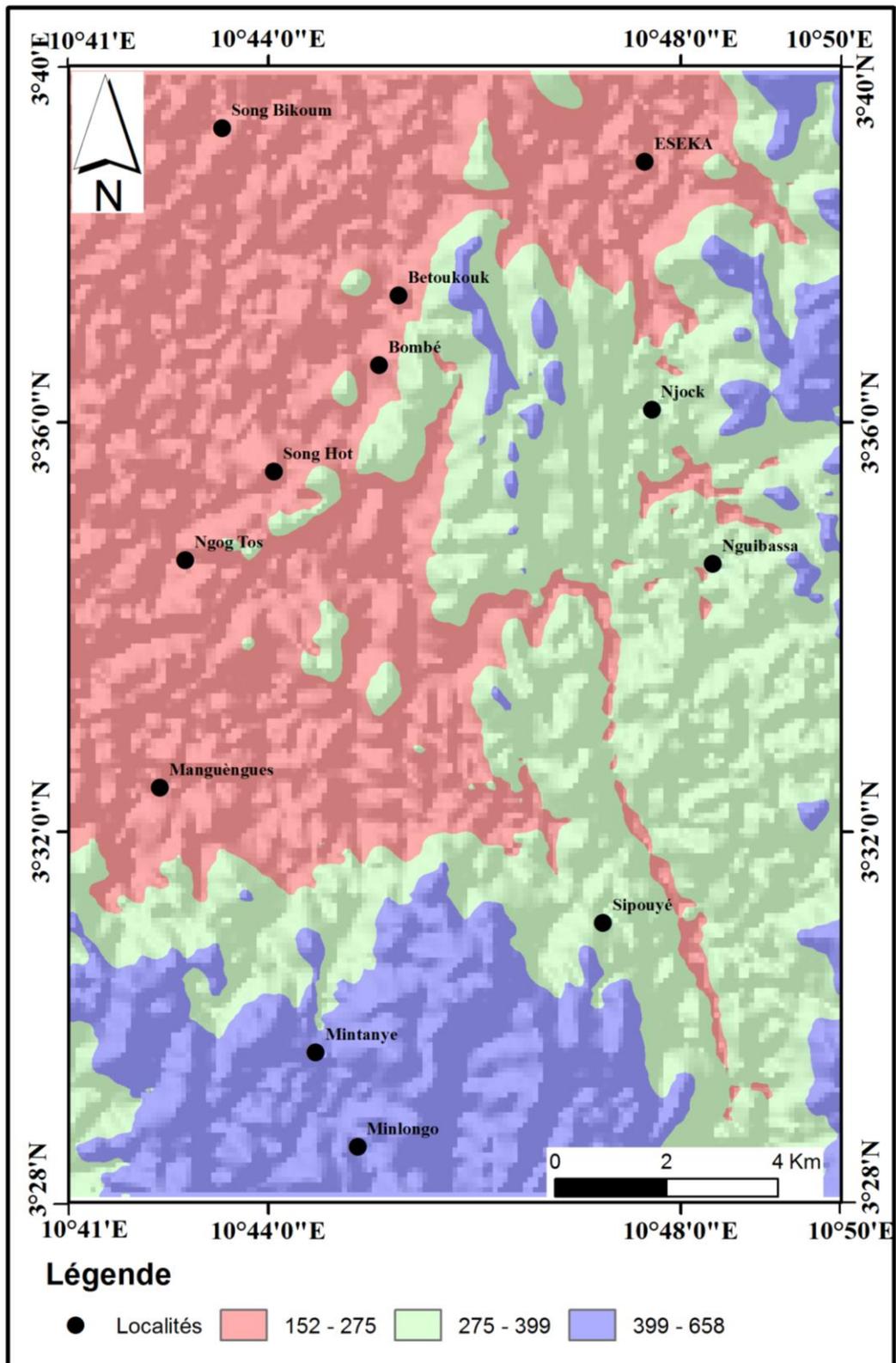
Le Sud Cameroun est une vaste région qui s'étend de la côte atlantique à l'Ouest au bassin du Congo à l'Est, et qui est constituée de pénéplaines plus ou moins arrosées dont l'altitude moyenne est de 700 m. Cette altitude décroît vers le Sud aux abords du fleuve Ntem. Le relief est perturbé à certains endroits par quelques collines pouvant atteindre 1000 m d'altitude (cas du massif de Ngovayang qui culmine à 1000 m). Ces collines ont été arasées par l'érosion dans un processus de latéritisation et seules quelques formations cristallines et cristallophylliennes plus résistantes font saillie : les quartzites ferrifères, les charnockites et les granites (Nkonguin Nsifa, 2005). Dans l'ensemble, le relief est dissymétrique suivant la direction NNE-SSW à NE-SW, entaillé par des vallées profondes.

Les observations de terrain couplées à l'analyse de la carte topographique (fig.1), de la carte des unités morphologiques (Fig. 3) mettent en évidence des pénéplaines dont l'altitude varie entre 152 et 658m, et organisées en trois unités géomorphologiques :

➤ L'unité basse ou unité morphologique I caractérisée par les altitudes comprises entre 152 et 275 m, elle qui couvre les parties NNW et NW de la zone d'étude. Cette unité représente environ 45% du secteur d'étude.

➤ L'unité intermédiaire ou unité morphologique II est formée de collines à sommets arrondis d'attitude variant entre 275 m et 399 m. Cette unité est orientée NNE-SSW. Elle couvre environ 35% de la zone d'étude.

➤ L'unité haute ou unité morphologique III comprise entre 399-658 m couvre la zone d'étude dans sa partie Sud et représente environ 20% de superficie.



**Figure 3.** Carte des unités morphologiques de la zone d'étude générée à partir du logiciel ArcGis 10.2.1

### ***I.1.3.2. Hydrographie***

Le réseau hydrographique de la région d'étude est globalement dendritique et présente toutefois des tendances angulaires et parallèles. Il appartient au bassin versant du Nyong. Ce dernier occupe plus de 95% du réseau hydrographique de la zone d'étude et peut être subdivisé en quatre sous bassins (Mambohe, Minlongo, Mintanyé et Mandjelbé) dont les principaux cours d'eaux coulent du N-S et S-N pour se jeter dans le Nyong qui est le collecteur régional (Fig.4). Ses affluents et les sources (cours d'eau d'ordre 1 et 4) coulent suivant les directions E-W, NNW-SSE et N-S. La configuration du réseau hydrographique et les écoulements suivant les directions E-W, NNW-SSE et N-S dans le bassin versant du Nyong suggèrent son parallélisme avec l'alignement des escarpements et les vallées. D'après [Messi et al., 2013](#), la nature dendritique de ce réseau indiquerait son développement sur un socle imperméable et sa tendance parallèle et angulaire témoigne de son contrôle tectonique.

### ***I.1.4. Végétation et faune***

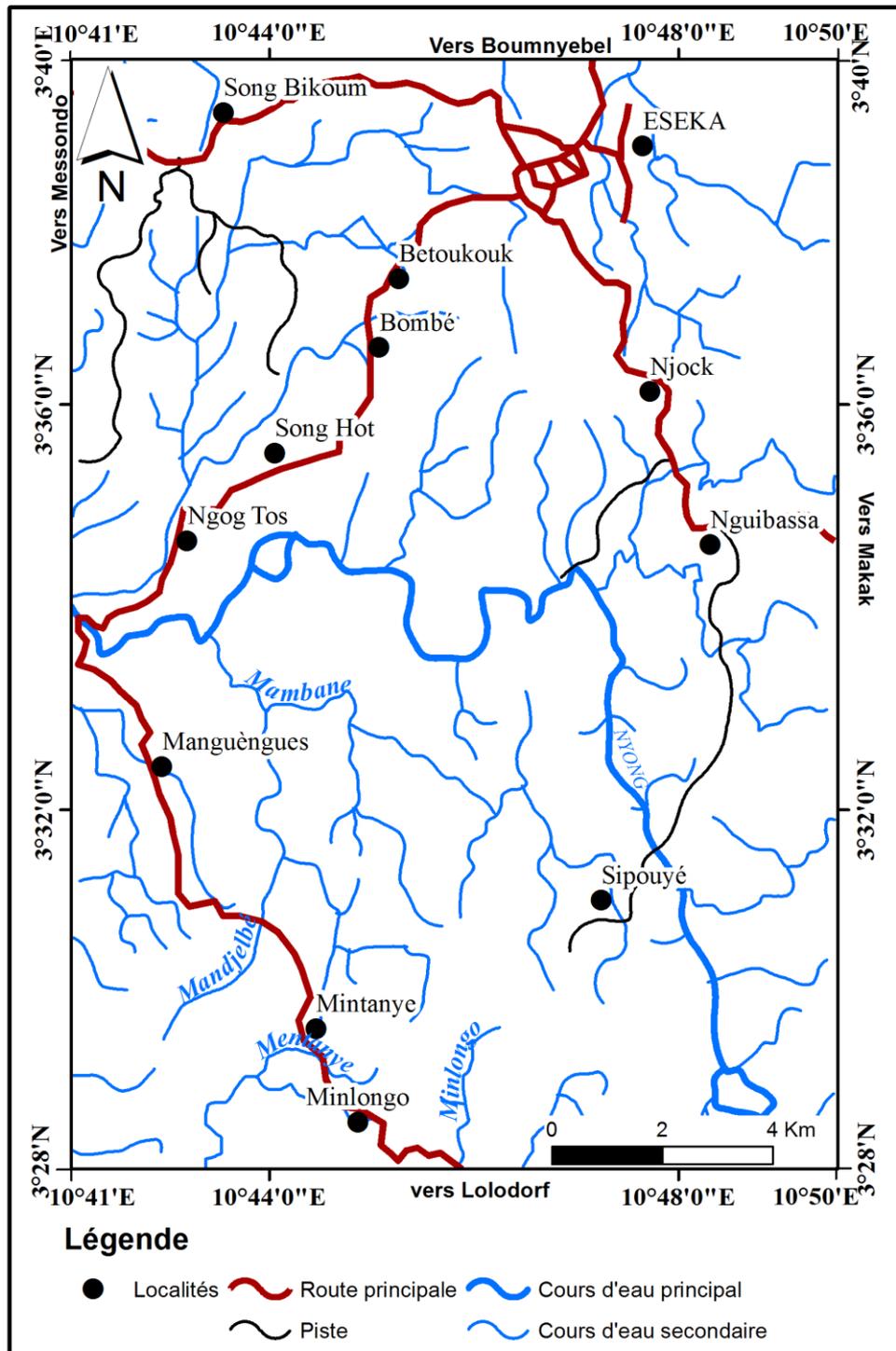
Le secteur d'étude est entièrement couvert par la forêt équatoriale. Celle-ci est verte, humide et présente deux aspects :

- Une forêt primaire ([Criaud, 1985](#)), luxuriante avec un couvert végétal continu. L'intérieur de cette forêt est humide, sombre et abrite une végétation herbeuse qui se développe sur un sol ferrallitique. Les arbres, de tailles et de formes variées, ont des contreforts de plus de 10 m de diamètre.

- Une forêt secondaire, fortement dégradée par endroits par l'action destructrice de l'homme qui se manifeste par les travaux agricoles, l'exploitation forestière et minière. Les principales essences rencontrées sont: le bubinga (*Nauclea diderrichii*), l'iroko (*Chlorophora excelsa*) et le bibolo (*Lovoa trichilioides*), L'activité agricole est dominée par la culture du palmier à huile qui constitue la culture de rente. Le manioc (*Manihot esculenta*), le plantain (*Musa paradisiaca*), l'igname (*Dioscorea cayennensis*), le macabo (*Xanthosoma sagittifolium*) et l'arachide (*Arachis hypogaea*) constituent l'essentiel des produits vivriers rencontrés dans ce secteur.

La faune est diversifiée, constituée entre autres des singes (*Cercopithecus sp.*), des chimpanzés (*Pan troglodytes*), des gorilles (*Bradypus variegatus*), des pangolins géants (*Smutsia (ex Manis) gigantea*), des porc-epics (*Atherurus africanus*), des biches (*Mazama sp.*), des antilopes de forêt (*Cephalophus spp.*), des léopards (*Panthera pardus*), des buffles de forêt (*Syncercus nanus*), des vipères (*Bitis gabonensis*), des rats (*Rattus spp.*), des lièvres

(*Lepus sp.*), des éléphants de forêt (*Loxodonta africana cyclotis*) et des chats dorés (*Profelisaurata*).



**Figure 4.** Carte hydrographique de la région d'étude générée à partir du logiciel ArcGis 10.2.1

### **I.1.5. Sols**

Les sols de la zone d'Eséka - Minlongo sont des sols ferrallitiques jaunes (Segalen, 1976, Bitom, 1988) qui résultent de l'altération des roches métamorphiques (gneiss, micashistes), des roches sédimentaires (argilites), des roches magmatiques (granite).

### **I.1.6. Géographie économique et humaine**

La localité d'Eséka-Minlongo qui suscite notre intérêt est constituée des populations essentiellement 'Bassa', et 'Ngoumba'. L'économie de ces groupes ethniques repose sur la cacao-culture qui autrefois était la seule culture de rente, et qui de nos jours est de plus en plus remplacée par le palmier à huile. Une autre activité économique est l'orpaillage effectué artisanalement. Notons que le secteur économique reste très timide malgré d'énormes potentialités dont regorge cette région.

## **I.2. CADRE GÉOLOGIQUE**

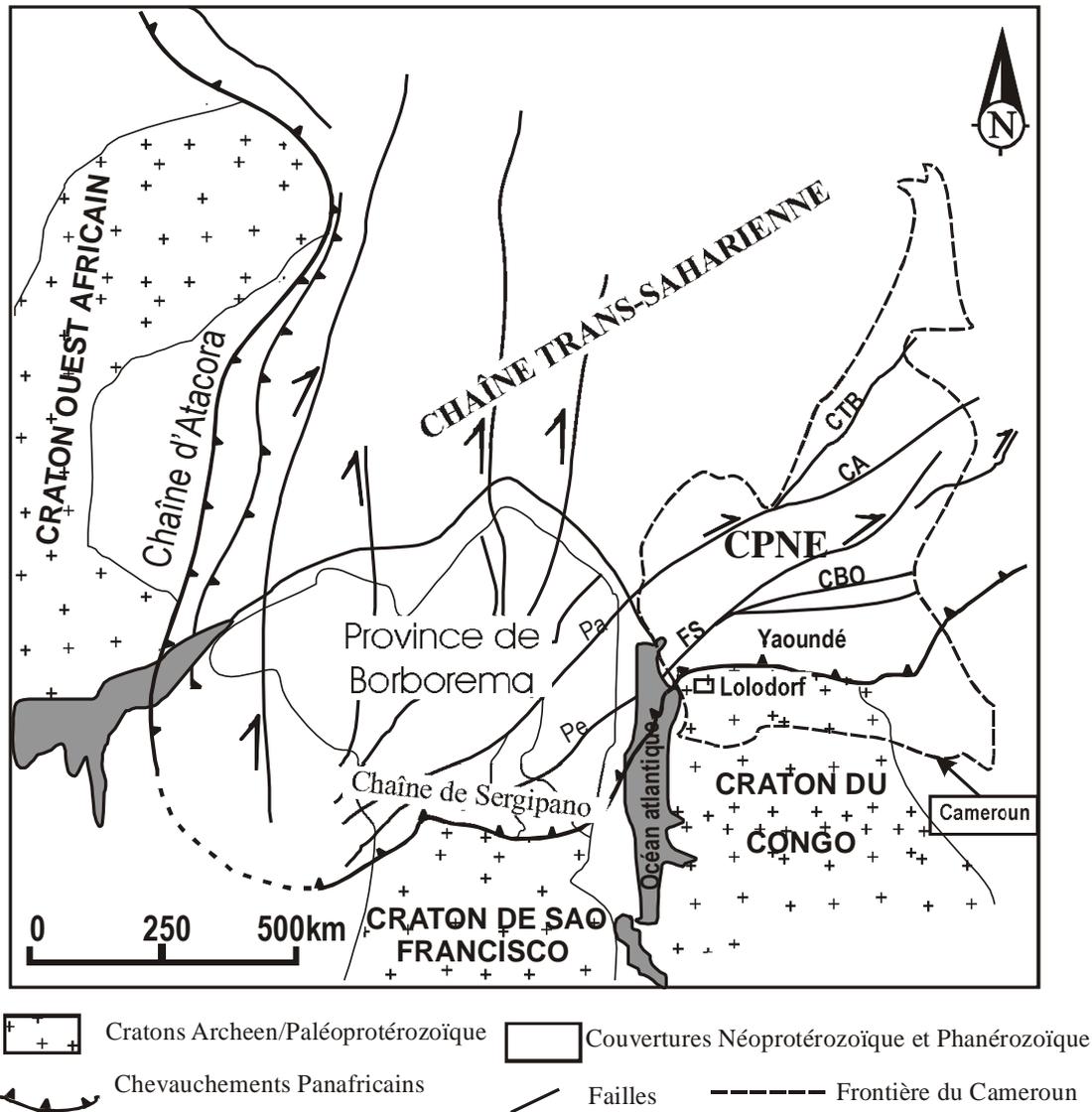
Au Cameroun, le socle précambrien se différencie en deux grandes entités lithostructurales: (i) la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale (Nzenti et al., 1988; Davison et Dos Santos, 1989) ou chaîne des Oubanguides (Poidevin, 1983; Trompette, 1994) qui couvre les deux tiers du territoire depuis le groupe de Yaoundé jusqu'à l'extrême Nord (ii) le domaine cratonique représentant la bordure Nord du craton du Congo et constitué des formations d'âge Archéen et Paléoprotérozoïque.

### **I.2.1. La Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale (CPNE)**

La CPNE est une mégachaine orientée E-W, d'une longueur supérieure à 5000 km sur une largeur de 300 km. Elle est limitée à l'Ouest par la Chaîne Panafricaine Trans-saharienne et au Sud par le craton du Congo et se prolonge à l'Ouest au NE du Brésil (province du Borborema) par la chaîne de «Sergipano» formant ainsi la chaîne Panafricano-brésilienne (Almeida et al., 1981; Brito de Neves et al., 2001; Fig. 5). La situation du Cameroun au sein de la chaîne panafricaine (Fig. 6) est très importante parce qu'il constitue le lien entre la chaîne d'Afrique de l'Ouest, d'Afrique centrale et du NE du Brésil (Kankeu et al., 2009; Ganno et al., 2010; Tchakounté et al., 2018).

Sur le plan géodynamique, les particularités de la CPNE ont été mises en évidence dans les travaux de Nzenti et al. (1994; 1998); Ngnotué et al. (2012). D'après ces travaux la CPNE au Cameroun comporte trois (03) domaines géodynamiques distincts (fig. 6) qui sont du Nord au Sud :

- le domaine Nord Cameroun;
- le domaine Centre Cameroun;
- le domaine Sud Cameroun



**Figure 5.** Carte de reconstitution des domaines panafricains NE brésilien et Ouest africain montrant la continuité entre les chaîne de Sergipano et Nord Équatoriale (d'après Castaing et al., 1994, modifiée par Ganno et al., 2010). CA: Cisaillement de l'Adamawa ; FS: Faille de la Sanaga; CTB: Cisaillement de Tibati-Banyo; Pa: Cisaillement de Patos; Pe: Cisaillement de Pernambuco; CBO: Cisaillement de Bétaré Oya.

**1- Le domaine Nord Cameroun** est un vaste domaine limité au Sud par l'accident de l'Adamaoua et qui s'étend jusqu'à l'Extrême-Nord du pays. Ce domaine est caractérisé sur le plan orogénique par une évolution polyphasée (trois phases de déformations) et polycyclique

(Ngako, 1986; Toteu et al., 1987; Penaye et al., 1988; Nzenti et al., 1999). Il est constitué de volcanites associées aux séries métasédimentaires de Poli correspondant à une extension, aux metabasites et orthogneiss calcoalcalins appartenant à un épisode d'accrétion (Toteu et al. 1987). Bouyo et al. (2013) mettent en évidence dans les régions de Tcholliré-Banyo des granulites qui s'individualisent en métapelites de composition (garnet-kyanite-sillimanite-cordierite-biotite-quartz-plagioclase) et metabasites de composition (garnet-clinopyroxène-orthopyroxène-hornblende-quartz-plagioclase). Ces granulites ont recristallisé sous des conditions maximales de pression et température très élevées ( $P= 13-14\text{Kbar}$  ;  $800-900^{\circ}\text{C}$ ). Bouyo et al (2015) étudient la ceinture de roches vertes de Rey Bouba : Ces roches vertes de composition calco-alcaline se seraient mises en place à 670 Ma (âge U- Pb sur Zircon) au cours de l'activité volcanique ayant eu lieu dans la CPNE. Elles auraient une source Neoproterozoïque avec des emprunts paléoprotérozoïques et Mésoprotérozoïques. La principale phase de dépôt se situerait entre 645 -630 Ma, pendant que le métamorphisme de faible degré qui a affecté ces roches a lieu autour de 600Ma.

Bouyo et al. (2016) dans la localité de Sinasi mettent en évidence des granitoïdes composés à majorité d'une suite de TTG et de granite. Ce sont des granitoïdes moyennement à très potassiques, calcoalcalins et métaalumineux de type I. Les études géothermobarométriques montrent qu'elles ont été mises en place sous des températures comprises entre  $667-728^{\circ}\text{C}$  pour des pressions de 4.06 à 5.82 kbar.

**2- Le domaine Centre Cameroun** intermédiaire entre les domaines Nord et Sud, est un vaste domaine qui s'étend du Sud de Bafia au Sud de Poli. Il comporte: (i) de nombreux plutons syntectoniques hyperpotassiques à affinité calco-alcaline et d'âge panafricain, dans un encaissant fortement métamorphique formé de gneiss de haut degré et d'amphibolites d'âge archéen à paléoprotérozoïque (Nzenti et al., 1994, Tanko Njiosseu et al., 2005; Nzenti et al., 2007; Ganwa et al., 2008a; Kouankap Nono et al., 2010; Nzina Ncharé et al., 2010; Chebeu et al., 2011) ; et (ii) des granulites d'âge paléoprotérozoïque (Nzenti et al., 1998; Tanko Njiosseu et al., 2005; Ganwa et al., 2016; Kouankap Nono, 2011). Ces formations sont affectées par quatre principales phases de déformation (Ganno et al., 2010 et Kouankap Nono, 2011) accompagnées de grands décrochements à savoir: (i) le Cisaillement Central Camerounais ou CCC (Nzenti et al., 1988; Ngako et al., 1991), (ii) la faille de Bétaré-Oya (FBO: Kankeu et al., 2010) et (iii) la faille de la Sanaga (FS: Dumont, 1986). Par ailleurs dans la localité de Colomine, trois phases de déformation sont également mises en évidence : une première phase  $D_1$  associée au développement d'une foliation mylonitique  $S_1$  et les boudins  $\beta_1$ , une seconde phase  $D_2$  marquée par les dykes pegmatitiques et aplitique boudinées recoupant la

foliation Sm et les structures cisailantes à mouvement senestre, une phase D<sub>3</sub> cassante marquée par les fractures, dykes et failles qui ont affectées les structures des phases D<sub>1</sub> et D<sub>2</sub>, Takodjou et al., 2016.

Les travaux de [Nzenti et al. \(1994, 1998, 2007\)](#), [Tanko Njiosseu et al. \(2005\)](#) et [Ganwa et al. \(2016\)](#) montrent la présence dans le domaine centre, des gneiss de haut degré, d'âge archéen (2551Ma) et paléoprotérozoïque (2100Ma) intrudés par des plutonites néoprotérozoïques (550 ± 50 Ma) syn-tectoniques. Ceci indique d'après ces auteurs que ce domaine est un domaine ancien continental pro-partie d'âge Archéen (2925Ma) repris au Panafricain.

[Tchakounté et al. \(2018\)](#) à partir des âges U-P sur zircon montrent que les protolites de certains orthogneiss de la limite entre le domaine Nord et le domaine Sud (Adamaoua-Yadé) se seraient mis en place au cours de trois périodes distinctes: - la suite TTG dans la localité de Makénéne date de 3.0 – 2.5 Ga, elle a été affectée par une fusion partielle à 2.08-2.07 Ga durant l'orogénèse éburnéenne, et par un événement magmatique avec empreinte du métamorphisme à 0.64- 0.61 Ga au cours de l'orogénèse panafricaine; - les orthogneiss dioritiques de Maham se sont mis en place à 2.07 Ga et ont été remaniés à 0.62–0.61 Ga;- les orthogneiss granitiques plus jeunes des localités de Bafia, Bep, et Ngaa-Bapé s'intrudent à 0.64-0.63 Ga.

[Toteu et al. \(2006a\)](#) ; [Ganwa et al. \(2016\)](#) ; [Nomo Negue et al. \(2017\)](#) montrent que le cisaillement de Tcholliré-Banyo est interprété comme une discontinuité majeure qui sépare le domaine Nord d'âge Néoprotérozoïque.

**3- Le domaine Sud** (limitrophe à notre secteur d'étude) est essentiellement représenté par le groupe de Yaoundé qui est limité dans sa partie australe par le craton du Congo. Deux grands ensembles lithologiques sont définis à l'échelle régionale: un ensemble faiblement métamorphisé composé de schistes et de quartzites (les séries de Ayos-Mbalmayo-Bengbis et Yokadouma) et un ensemble de haut degré métamorphique, composé de gneiss, de migmatites, de micaschistes, d'amphibolites et de roches à silicate et calcite (séries de Yaoundé, de Ntui-Betamba et de Bafia). Ces deux grands ensembles lithologiques sont intrudés par des diorites et des granodiorites ([Nzenti, 1998](#)) et ont subi un métamorphisme de haute pression et haute température (T = 750°C-800°C, P=0,9-1,3GPa; [Nzenti et al., 1988](#)) à 620 ± 10 Ma (âge U-Pb sur zircon ; [Penaye et al., 1993](#)), à 616 Ma (âge U-Pb sur zircon et Sm-Nd; [Toteu et al., 1994](#)) et/ou entre 613 ± 33 Ma et 586 ± 15 Ma (âge Th-U-Pb sur monazite; [Owona et al., 2011a](#)). [Ngnotué et al. \(2012\)](#) révèlent l'existence dans la série de Yaoundé d'un nouvel événement métamorphique d'âge Tonien à Sténien (911 Ma à 1122 Ma;

âge U-Pb sur zircon des métapélites) interprété comme le début du métamorphisme dans la série de Yaoundé. Les formations du Sud ont subi ici une évolution polyphasée et monocyclique (Nzenti et al., 1988, 1998). Les travaux récents de Mvondo et al. (2007), Mvondo Ondo, (2009) et Metang, (2015) mettent en évidence quatre (04) phases de déformation dans ce domaine.

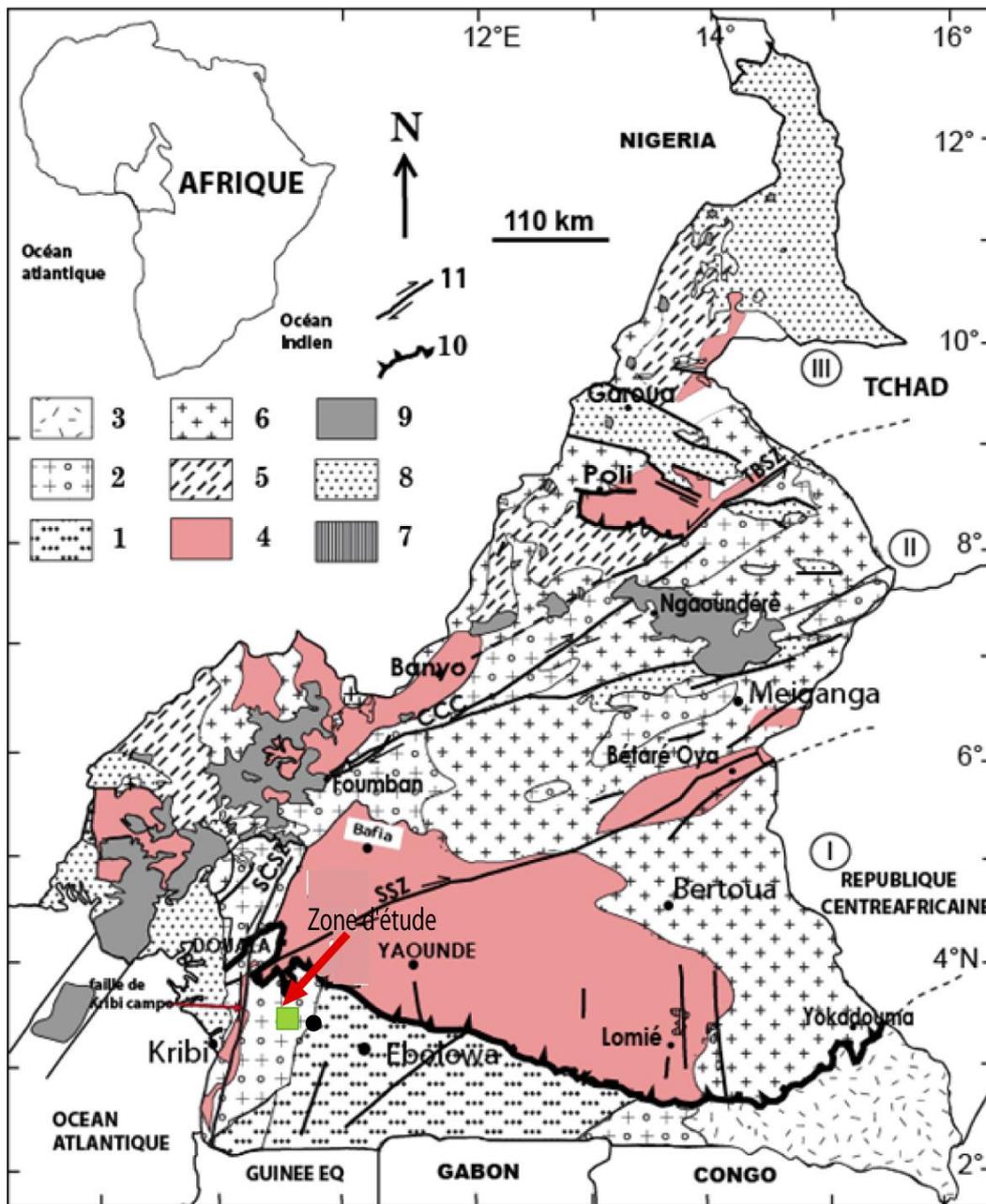
- la phase D<sub>1</sub> de tectonique compressive dont les éléments structuraux ont été oblitérés par la phase D<sub>2</sub> et ne s'observent plus que sous forme de reliques ;

- la phase D<sub>2</sub> est de tectonique tangentielle. Au cours de cette phase, se sont développés les plis P<sub>2</sub> de morphologie variable, la schistosité de plan axial S<sub>2</sub>, les linéations minérales Lm<sub>2</sub> et les linéations d'étirement Le<sub>2</sub> matérialisées par les boudins β<sub>2</sub> parfois indicateurs de sens de cisaillement. Les porphyroblastes de grenat et d'amphibole montrent les microstructures sous forme de schistosité externe (Se) et interne (Si). La disposition de la Si sur la Se permet de distinguer le caractère pré-, syn-, et post-tectonique de ces cristaux. Les stéréogrammes des pôles de schistosité S<sub>2</sub> indiquent une structure en dômes et bassins, tandis que ceux des linéations Lm<sub>2</sub> montrent des directions majeures N-S à NE-SW et une direction mineure E-W. Cette variation des attitudes de la schistosité et de la linéation traduit le gondolement ou le plissement local de la foliation F<sub>2</sub>;

- la phase D<sub>3</sub> de tectonique cisailante comprend les plans de cisaillement C<sub>3</sub> qui sont soit dextres, soit senestres; la schistosité S<sub>3</sub> qui se développe dans les plans de cisaillement C<sub>3</sub> aussi bien à l'échelle microscopique que mésoscopique et les plis P<sub>3</sub>. Ces plis de morphologie variable reprennent les surfaces foliales F<sub>3</sub> ou schisteuses S<sub>3</sub> sous forme de structures antifformes et synformes;

- la phase D<sub>4</sub> cassante, regroupe les diaclases orientées dans plusieurs directions, les injections filoniennes tardives et les failles.

En résumé, la CPNE est faite de formations Panafricaines (granitoïdes calco-alcalin et alcalin) comportant des formations juvéniles Néoprotérozoïques et des formations paléoprotérozoïques recyclées (Nzolang et al., 2003; Nzenti et al., 2010; Tanko Njiosseu et al., 2005; Ganwa et al., 2008; Kouankap Nono, 2011). Elle s'intègre dans un modèle tectonique transpressif au cours de la convergence oblique entre le craton du Congo/São Francisco et le bloc Est Saharien (Kankeu et al., 2009; Ganno, 2010; Ganno et al., 2010).



**Figure 6.** Carte géologique du Cameroun (modifiée par Nkoumbou et al., 2006a; Toteu et al., 2001; ce travail) montrant les différents domaines lithotectoniques. (1) unité archéenne du Ntem; (2) unité éburnéenne de L’Ayina et unité supérieure du Nyong à l’Est et à l’Ouest de l’unité du Ntem respectivement; (3) série du Dja; (4) unité méso et néoprotérozoïque; (5) orthogneiss pré à post tectoniques; (6) granitoïdes syn à post tectoniques; (7) ensemble ophiolitiques; (8) sédiments Mésozoïques; (9) Roches volcaniques cénozoïques de la ligne du Cameroun et du plateau de l’Adamaoua; (10) charriage; (11) faille (I) domaine sud (II) domaine central (III) domaine nord FTB: Faille Tchollere-Banyo; CCC: Cisaillement Centre Camerounais; FS: Faille de la Sanaga; SCSZ: Faille du Sud-Ouest Cameroun.

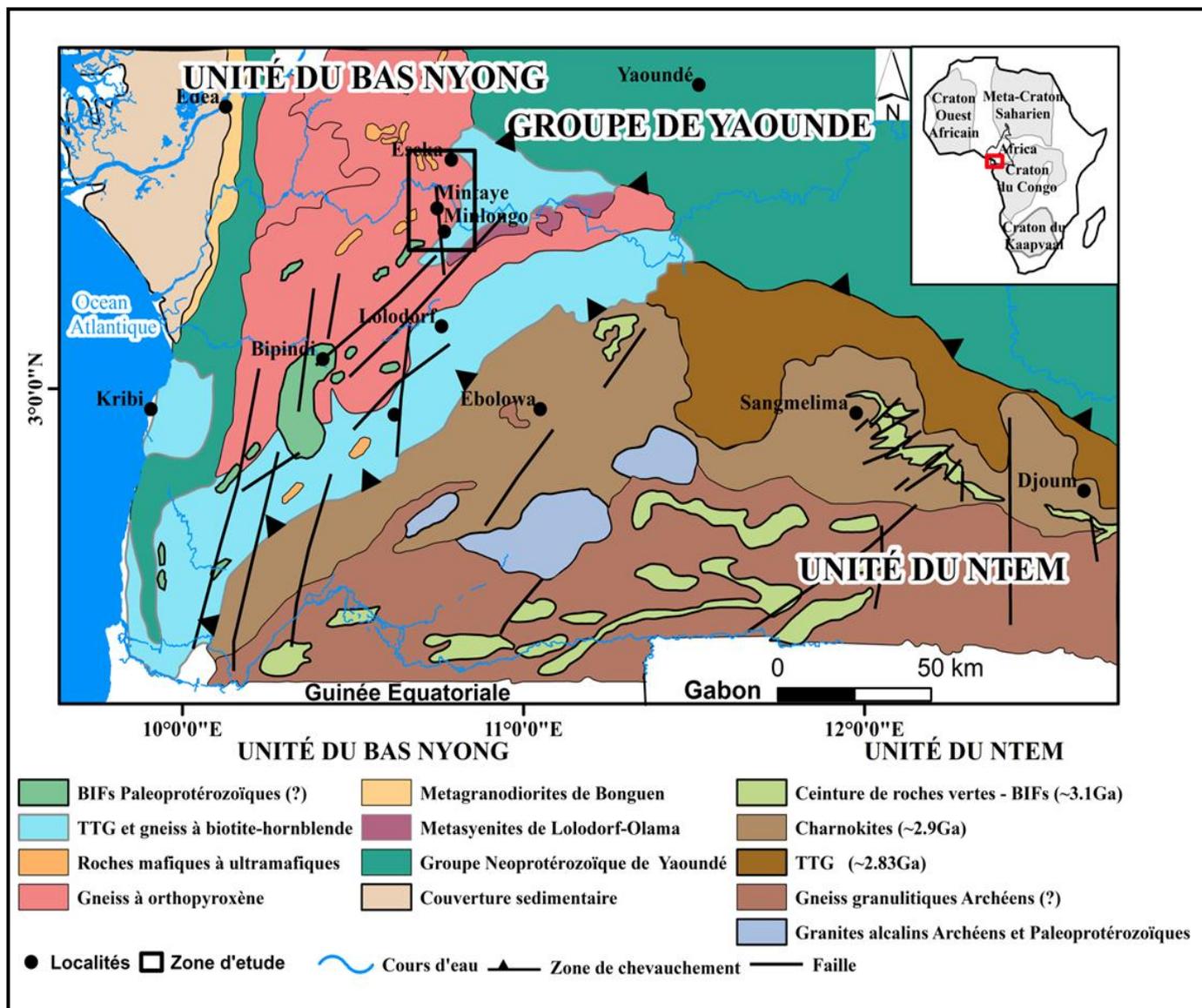
### I.2.2. Le domaine cratonique

Le craton du Congo couvre une partie du Cameroun, du Congo, de l'Angola en passant par le Gabon, la Zambie, la RDC, la RCA, le Soudan, l'Ouganda et la Guinée Equatoriale. C'est une large masse sub-circulaire d'une superficie d'environ 5.711.000 Km<sup>2</sup> avec un diamètre de 2500 km (Ledru et al., 1994; Barbosa et Sabaté., 2002; Shang et al., 2010). Ce dernier se serait formé au Protérozoïque inférieur (2,05 Ga) à la suite de la collision du craton du Congo et celui de São Francisco du NE du Brésil (Toteu et al., 1994; Feybesse et al., 1998, Neves et al., 2006)..

De manière générale, la géologie du craton du Congo est mise en évidence par les complexes charnockitiques mafiques archéens (2,9 – 2,85 Ga: âge Rb/Sr et U/Pb, Pereira et al., 2003; âges Pb-Pb, Pouclet et al., 2007). Ces complexes sont composés de granulites mafiques et acides, de quartzites, de gneiss amphibolitiques, d'amphibolites, de TTG (2830 Ma (âges Pb-Pb, Pouclet et al., 2007); de dykes doléritiques et de granites potassiques (Shang et al., 2010). Ces granites intrudent les ceintures des roches vertes (Pouclet et al., 2007; Shang et al., 2010). Autour de ces complexes charnockitiques, de nombreuses séries gneissiques, migmatitiques (d'âge relatif 3487±67Ma (Rb–Sr; Batumike et al., 2007) et de granitoïdes Paléoprotérozoïques (2Ga, âge U-Pb sur zircon: Toteu et al., 1994) ont été accrétées, pendant que les chaînes métasédimentaires Méso ou Néoprotérozoïques ont été déposées tout autour des limites externes du craton du Congo (Pereira et al., 2003).

Le craton du Congo a été affecté par deux orogénèses principales à savoir: l'orogénèse Archéenne et l'orogénèse Paléoprotérozoïque (Vicat et al., 1998; Thiart et De wit, 2006). Ces deux orogénèses ont été reprises à certains endroits par des évènements métamorphiques panafricains (Toteu et al., 1994, Pouclet et al., 2007) .

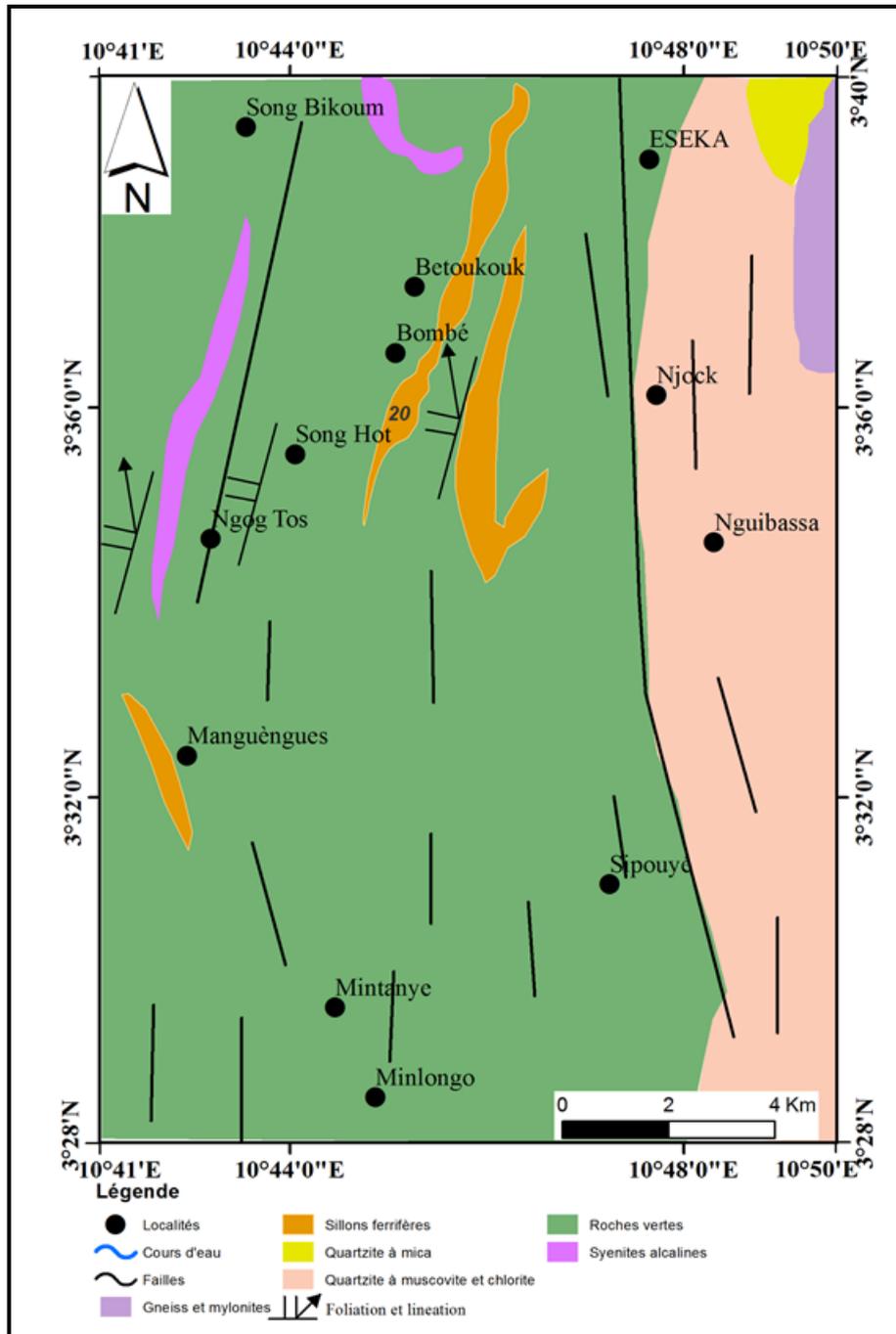
La bordure Nord-Ouest du craton du Congo, connue sous l'appellation « complexe du Ntem » (Lasserre et Soba, 1976 ; Toteu et al., 1994 ; Pouclet et al., 2007) est chevauchée au nord par le groupe de Yaoundé (Nedelec et al., 1986; Nzenti et al., 1984; Nzenti et al., 1988; Mvondo et al., 2003; Ngotué et al., 2012 ; Metang, 2015 ). Le complexe du Ntem est composé de formations charnockitiques mises en place vers 2900 Ma (âges Pb-Pb sur zircon), de TTG datés à 2830 Ma (âges Pb-Pb sur zircon, Pouclet et al., 2007); de dykes doléritiques et de granites potassiques (Shang et al., 2010) qui intrudent la ceinture des roches vertes dans le complexe du Ntem. Il est subdivisé en trois sous-unités (Fig. 7) qui sont l'unité du Nyong, du Ntem et de l'Ayna.



**Figure 7.** Carte géologique Sud Ouest Cameroun (modifiée d'après Shang et al., 2010 ; Maurizot et al., 1986) montrant les principales formations lithologiques.

- l'unité du Nyong se définit comme une unité de roches métasédimentaires et métaplutoniques mises en place au cours d'un événement tectono-métamorphique de haut degré vers 2050 Ma (Toteu et al., 1994; Ndema et al., 2014). L'unité du Nyong repose sur le craton du Congo comme une nappe éburnéenne (Feybesse., 1987; Toteu et al., 1994) comprenant à la fois: (i) les matériaux archéens d'origine volcano-sédimentaire (2500–2900 Ma: âges U-Pb sur zircon détritique; Pouclet et al., 2007) constituées de granulites (Qtz+Pl +Px +Bt+Grt±Ap±Zr) associées aux formations ferrifères ou BIF (Grt+Mag+Qtz±Opx); de plutonites (TTG, charnockites, dolérites, syénites alcalines) et de roches vertes (serpentinites, roches chloriteuses, Fig.8, Lerouge et al., 2006); (ii) les matériaux paléoproterozoïques

(2050Ma: âges U-Pb sur zircon et Sm-Nd sur zircon, Toteu et al., 1994 ) correspondant à la mise en place de certains massifs granitiques et syénitiques (Poulet et al., 2007); (iii) et de formations néoprotérozoïques datées à  $626 \pm 26$  Ma (âge U-Pb zircon) qui correspondent à l'évènement métamorphique panafricain ayant affecté les formations de cette unité (Toteu et al., 1994, Poulet et al., 2007).



**Figure 8.** Carte géologique d'Eséka – Minlongo extrait de la carte du Sud- Ouest Cameroun de Maurizot 1986.

Lerouge et al. (2006) pensent que les datations U-Pb sur zircons des métasédiments (BIF, gneiss interlités) d'Eséka et des gneiss interlités à orthopyroxène, pyroxénites à amphibole d'Edéa donnent des âges Mésoarchéens à Paléoproterozoïques, avec le plus jeune zircon à  $2423 \pm 4$  Ma, correspondant à l'âge maximal de dépôt dans l'unité du Nyong. L'empreinte archéenne ( $2836 \pm 11$  Ma) des métasyénites de Bonguen-Lolodorf montre que cet âge du plus jeune zircon correspondrait plutôt à l'âge minimum de dépôt de ces formations. Par la suite, elle considère les gneiss interlités à orthopyroxène et les pyroxénites à amphibole d'Edéa comme des métasédiments; toutefois il apparaît que ces roches sont des metabasites (Ndema, 2016), ce qui remet en cause la nomenclature de Lerouge et al. (2006). Les formations dominantes ici seraient les gneiss à biotite et hornblende (de composition TTG), les gneiss à orthopyroxène et grenat, les pyroxénites à grenat et amphibole, les BIF, les métadiorites, les granodiorites, les syénites (Lerouge et al., 2006; Nsifa, 2005); les gneiss à pyroxène, les gneiss charnockitiques à grenat, les gneiss charnockitiques, les gneiss à amphibole et biotite, les gneiss à biotite, les pyribolites, les amphibolites, les gneiss à amphibole et grenat, les amphibolites à grenat et les pyrigarnites (Ndema et al., 2014, 2016).

L'évolution structurale de la série du Nyong est marquée par trois phases de déformation (Nédélec et al., 1993) auxquelles s'associe un métamorphisme polycyclique datés à 2050 Ma (âge U-Pb sur zircon) avec des assemblages granulitiques d'âge Panafricain (600 Ma) soulignés dans la partie ouest de la série par des recristallisations Panafricaines ( $T=450 - 500^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 7- 9$  Kb: Ngene Bingan., 2003).

- (i) la phase  $D_1$  soulignée par une foliation régionale  $S_1$  horizontale portant une linéation d'étirement d'orientation variable, et de larges plis ouverts associés aux décrochements sénestres N-S (Lerouge et al., 2006). Ndema (2016) caractérise cette phase d'âge Paléoproterozoïque ( $1734 \pm 22 - 1893 \pm$  Ma; âges Th - U-Pb).

- (ii) la phase  $D_2$  à caractère transcurent ou cisailant développe des plis  $P_2$ , une schistosité  $S_2$  associée à une linéation d'étirement  $L_2$  et des cisaillements  $C_2$  injectés par des mobilisats et des dolérites plus ou moins déformés. Cette phase est datée à 2000 Ma (âges U-Pb sur zircons) et est attribuée à l'orogénèse éburnéenne (Feybesse et al., 1987);

- (iii) la phase  $D_3$  est marquée par des cisaillements, une schistosité, une linéation et parfois des boudins et exsudats de quartz. Les éléments structuraux de cette phase correspondent à ceux de la phase  $D_2$  Panafricaine ( $577 \pm 12 - 677 \pm 36$  Ma) décrit par Ndema, (2016). Par conséquent nous pouvons caractériser cette phase d'âge Panafricain.

L'existence dans la série du Nyong d'une foliation horizontale ubiquiste et des assemblages granulitiques Paléoproterozoïques à Px +Grt+ Pl +Qtz +Kfs permettent à [Lerouge et al. \(2006\)](#), [Almeida et al. \(2000\)](#), [Barbosa et Sabaté \(2002\)](#), [Ndema. \(2016\)](#) de considérer la série du Nyong comme une extension en Afrique centrale de la chaîne granulitique Transamazonienne du Brésil.

- **L'unité 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, trondhjemite, granodiorite) entre 2900 et 2800 Ma (âge U/Pb sur zircon ; [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 ([Feybesse et al., 1987](#); [Toteu et al., 1994, 2004](#); [Shang et al., 2010](#)). Cependant certains auteurs ([Maurizot, 1986](#); [Tchameni, 2001](#); [Lerouge et al., 2006](#); [Shang et al., 2010](#)) pensent que l'unité du Ntem porte l'empreinte d'une déformation  $D_1$  exprimée par une foliation  $S_1$  et les plis isoclinaux  $P_1$ , le tout associé à une déformation syn-métamorphique dans le faciès granulitique ( $750\pm 50^\circ\text{C}$ ; 5–6 kb), et d'âge supposé libérien, même si on peut: a) noter que les conditions P-T sont compatibles au faciès amphibolite; b) l'âge de la déformation semble imprécis. (2) une évolution paléoproterozoïque 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 (âge Pb-Pb sur Zircon; [Tchameni, 2001](#)), (ii) une deuxième phase marquée par la mise en place des dolérites vers 2100 Ma (âge Sm-Nd; [Tchameni, 1997](#)) et enfin (iii) un épisode métamorphique allant du faciès amphibolite à granulite vers 2050 Ma. Ce cycle s'achève par des événements thermiques et hydrothermaux autour de 1800 Ma (ages U-Pb sur zircon: [Van Schmus et Toteu, 1992](#); [Toteu et al., 1994](#); [Tchameni et Nsifa, 1998](#); [Vicat et al., 1998](#); [Tchameni et al., 2001](#));).

- **L'unité d'Ayna** demeure jusqu'à ce jour très peu connue, et est située à l'extrémité SE du complexe du Ntem (fig.7). Elle comprend les migmatites, les gneiss, les roches vertes et des granitoïdes ([Gazel et Guiraudie, 1954](#), [Maurizot et al. 1986](#)) d'âge Paléoproterozoïques datés entre  $1866 \pm 55\text{Ma}$  et  $2027 \pm 101\text{Ma}$  (âges K-Ar et Rb-Sr, [Maurizot et al., 1986](#)). Sur le plan de la déformation, l'unité d'ayna est défini par une foliation de direction N120 - 140°E à laquelle se superposent des plis N50E et des blastomylonites N40E, tous supposés anté-Panafricains et recouverts par la nappe de Yaoundé ([Vicat et al., 2001](#)).

### I.3. GÉNÉRALITÉS SUR LES ROCHES VERTES

Historiquement, le terme «roches vertes» paraît directement issu de l'anglais «greenstones», mais il ne s'agit pas d'une simple traduction comme on pourrait le croire : le terme anglais est moins imprécis, moins «fourre-tout» que le terme français. [Bartes et Jackson, \(1980\)](#) dans leur dictionnaire insistent sur le double sens du terme «greenstones». D'après eux c'est (i)- un terme qui désigne les roches basiques métamorphisées ; (ii)- mais aussi un terme propre aux géologues Ecossais qui s'applique à toute intrusion de roches ignées dans les «Charbon» du carbonifère inférieur. Cependant l'origine de ce terme n'a jamais été établie de façon satisfaisante, mais a été utilisé pour la première fois par les géologues du service géologique canadien ([Logan, 1863 et R. Bell 1873](#)). Le terme roche verte a également été utilisé par [Baines \(1877\)](#) pour décrire les roches hornblendiques et schisteuses métamorphisées contenant des veines de quartz-or.

Certaines roches vertes Archéennes, Protérozoïques et des terrains d'accrétion Phanérozoïque sont des fragments d'anciens plateaux océaniques produits par des événements magmatiques ([Polat et al., 1998, 1999, Kerr et al., 2000](#)). [Furnes \(2013\)](#) lie les roches vertes à la variété de minéraux verts tels que serpentine, chlorite, épidote, actinolite et hornblende qui constituent le volume principal des roches mafiques, montrant qu'ils représentent des roches métamorphiques de faible à moyen faciès (le plus souvent) ou même de faciès granulite.

Les ceintures de roches vertes sont des successions supracrustales synformes de largeurs variant de 5 à 250 km pour des longueurs supérieures à plusieurs centaines de kilomètres ([Anhaeusser et al., 1969; Anhaeusser, 1973a, 1975; Condie, 1976; Windley, 1973](#)). Autrement dit, ce sont des formations géologiques larges de plus de 250 km, observées essentiellement dans les cratons Archéens où elles représentent 10 à 20 % de l'ensemble des roches ([Pearson, 2007](#)). Ces ceintures sont généralement utilisées pour décrire la forme linéaire à irrégulière des terrains, dont la majorité montre des dimensions de 10-50 km de large sur 100-300 km de longueur, constitué de matériaux temporellement liés de (1) Archéen à Protérozoïque intrusif et ultramafique extrusif, (2) mafique à roches felsiques généralement associées à des quantités variables et à des types de roches métasédimentaires, et (3) intrusion des plutons granitoïdes ([de Wit, 2004; Pearson, 2007; Deshmukh et al., 2017](#)).

Le terme «roches vertes» ou «greenstones» est un terme qui désigne les roches ignées précambriennes métamorphisées et contenant des minéraux verts tels que la chlorite, l'actinote et l'épidote ([Burke, 1997 in Pearson, 2007](#)). D'une manière générale, les roches vertes se définissent comme un ensemble de roches métamorphiques et magmatiques

(plutoniques et effusives, basiques et ultrabasiques) dont la teinte verte est due au développement de chlorite, épidote, amphibole, et serpentine, du fait le plus souvent du métamorphisme et éventuellement de l'altération (Foucault, 2000). Les roches vertes sont présentes à travers le monde et au Cameroun (Maurizot et al., 1986).

### **I.3.1. Répartition globale des roches vertes**

Pearson, (2007) a dénombré 450 ceintures de roches vertes à travers le monde parmi lesquelles plus de 330 ceintures sont d'âges Archéen à Paléoproterozoïque. Les différentes zones connues dans le monde où l'on retrouve ces roches vertes sont les suivantes (Wikipedia, 2015) :

- **Afrique:** Barberton Greenstone Belt (Afrique du Sud), Pietersberg greenstone belt (Afrique du Sud), Gwanda Greenstone Belt (Zimbabwe), Lake Victoria Greenstone Belt (Afrique de l'Est). Ceintures de roches vertes de Lolodorf Ngomedzap, ceinture de roches vertes de Bandas, Boufoyo, Bogoin en Centrafrique (Afrique Centrale), ceintures des roches vertes de Houndé, d'Aouéouat (Tasiast, nord de la Mauritanie), de Boromo-Goren, greenstone au Burkina Faso (Afrique de l'Ouest).

- **Amérique du Nord :** Ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Québec / Ontario, Canada); Bird River greenstone belt (Manitoba, Canada) ; Elmers Rock greenstones belts (Wyoming, États-Unis); Flin Flon greenstone belt (Manitoba / Saskatchewan, Canada); Hunt River greenstone belt (Terre-Neuve-et-Labrador, Canada); Isua greenstone belt (Sud-Ouest du Groenland); Rattlesnake Hills greenstone belt (Wyoming, États-Unis); Seminoe Mountains greenstone belt (Wyoming, États-Unis); South Pass greenstone belt (Wyoming, États-Unis); Temagami greenstone belt (Ontario, Canada).

- **Amérique du Sud :** Rio-das-Velhas greenstone belt (Minas Gerais, Brésil); Rio-Itapicuru greenstone belt (Bahia, Brésil) ; Crixás greenstone belt (Goiás, Brésil); Faina greenstone belt (Goiás, Brésil); Guarinos greenstone belt (Goiás, Brésil); Pilar-de-Goiás greenstone belt (Goiás, Brésil).

-**Asie :** Taishan greenstone belt (Asie du Sud-Est); Dharwar Craton, Inde.

- **Europe:** Kostomuksha greenstones belts (Russie); Central Lapland Greenstones Belts (Finlande); Mauken greenstones belts (Norvège).

- **Océanie:** Harris greenstone belt (Australie); JackHills greenstones belts (Australie); Norseman-Wiluna greenstones belts (Australie); Southern Cross greenstone belt (Australie); Yandal Greenstones Belts (Australie); Yalgoo-Singleton greenstones belts (Australie).

### I.3.2. Nature des roches vertes

Les cratons archéens sont constitués d'une multitude de roches vertes possédant différents attributs d'ordre géométrique (taille et forme), lithologique et chronologique (Pearson, 2007). D'après Loubat (1968), les roches vertes sont massives, de nature primaire non identifiable à l'œil nu et présentent des niveaux dont l'épaisseur varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Ces niveaux, continus sur des kilomètres parfois, sont interstratifiés avec des niveaux schisteux assez compacts. Les principales caractéristiques des roches vertes sont la structure synforme, la présence de failles majeures parallèles à la trace axiale du synforme, la présence d'intrusions périphériques, le métamorphisme variant du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites, l'auréole du métamorphisme près des plutons, les textures primaires bien préservées.

### I.3.3. Origine et contexte géotectonique

Jusqu'ici aucun modèle géodynamique ne permet d'expliquer avec précision toutes les caractéristiques des ceintures de roches vertes (Enjolvy, 2008). Néanmoins trois modèles sont de nos jours proposés sur la genèse des ceintures de roches vertes :

- Le **modèle d'arc insulaire** est tout simplement un contexte de marge active au sens large (Condie, 1994; De Wit, 1998 in Enjolvy, 2008): ce modèle rend compte de la disposition des ceintures de roches séparées par des blocs continentaux (arcs insulaires), de la nature détritique au sens strict des sédiments à l'origine des roches vertes, et de l'existence d'un volcanisme calco-alcalin. Cependant, les komatiites s'intègrent mal dans ce modèle, à moins d'imaginer une coïncidence géographique quasiment systématique entre panache mantellique et zone de subduction.

- Le **modèle de rift continental** (Hunter et al., 1998 in Enjolvy, 2008): ce modèle interprète les ceintures de roches vertes comme résultant des rifts intra-continentaux qui s'ouvriraient lors du passage d'un panache mantellique. Un tel modèle rend bien compte de la forte épaisseur des ceintures de roches vertes (les rifts continentaux actuels ont des taux de subsidence très importants) et de la présence de komatiites (panache mantellique). Par contre, ces modèles n'expliquent pas la présence du volcanisme calco-alcalin.

- Le **modèle de «trapp»** (Hamilton, 1998 in Enjolvy, 2008): ce modèle considère que le volcanisme des ceintures de roches vertes serait l'équivalent des grandes provinces magmatiques tels que les plateaux océaniques (Kerguelen, Otong-Java) ou continentaux. Les ceintures de roches vertes seraient donc une zone de volcanisme intraplaque (océanique ou continental) liée à un panache mantellique important. Un tel modèle rend bien compte des

grandes épaisseurs de laves, et en partie de leur nature chimique. Le volcanisme calco-alkalin s'intègre difficilement dans ce modèle et la présence de sédiments détritiques au sens strict semble incompatible avec le contexte géodynamique.

D'après toutes les interprétations contradictoires proposées pour la formation des ceintures de roches vertes, il paraît évident que la formation des ceintures de roches vertes n'a pas une solution unique (Enjolvy, 2008). Il semble logique de considérer que chaque bassin peut correspondre à un contexte propre, il existerait donc des **ceintures «de rift»**, des **ceintures «d'arrière-arc»** et des **ceintures «de trapp»** (Enjolvy, 2008). Par ailleurs, les connaissances relatives au développement des ceintures de roches vertes archéennes résultent surtout de l'étude du craton du Supérieur pour l'Archéen Supérieur (3 – 4 Ma) et des cratons de Pilbara et de Kapvaal pour l'Archéen Inférieur (2,5–3 Ma) (Pearson, 2007). Deux courants de pensées dominant, l'un est basé sur les processus actualistes autour du paradigme de la tectonique des plaques (Dewey and Windley, 1981; Windley, 1995; Burke, 1997; Kusky, 1997; De Wit, 1998); tandis que l'autre se base sur l'importance des plumes mantelliques (Davies, 1992; Tomlinson and Condie, 2001; Abott and Isley, 2002).

#### **I.3.4. Intérêt économique des roches vertes**

Les ceintures de roches vertes sont connues pour leur nature prolifique en termes de minéralisations en métaux de base et en métaux précieux (Pearson, 2007). Du point de vue métallogénique, les ceintures de roches vertes archéennes sont dominées par quatre types de gisements (Pearson, 2007) (i) gisements de fer et de manganèse ; (ii) gisements de nickel associé aux komatiites; (iii) gisements d'or filonien et (iv) gisement de sulfures massifs volcanogènes (SMV) pauvres en plomb. À l'échelle mondiale, les minéralisations aurifères se retrouvent la plupart du temps dans les ceintures de roches vertes archéennes (Drolet, 2011). C'est le cas de la majorité des gisements d'or de type orogénique (Rabeau, 2009) où ils montrent une association spatiale importante avec les failles majeures (Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2001; Weinberg et al., 2004). Les plus gros gisements de filons de quartz aurifères (plus de 1800 tonnes d'or) sont rencontrés en Australie, dans le complexe Golden Mile à Kalgoorlie (Drolet, 2011). Le deuxième gisement de même type le plus important est celui de Hollinger-McIntyre situé à Timmins en Ontario, Canada, qui contient 987 tonnes d'or (Dubé et Gosselin, 2007 in Drolet, 2011). Généralement, dans les ceintures de roches vertes, les halos d'altérations proximales sont zonés et caractérisés par de la ferro-carbonatation et de la séricitisation, avec de la sulfuration à la lisière immédiate des veines (Dubé et Gosselin,

2007 in Drolet, 2011). Les sulfures produits par l'altération sont généralement la pyrite, la pyrrhotite et l'arsénopyrite.

Au Cameroun les minéralisations associées aux ceintures de roches vertes sont décrites à Mbalam (Suh et al., 2008; Nforba et al., 2011; Ilouga et al., 2013; Chombong et al., 2013), à Nkout (Anderson et al., 2014; Soh et al., 2014), à Bikoula (Teusong et al., 2017), Elom (Ganno et al., 2015a), à Grand Zambi (Ganno et al., 2015b) à Kouambo (Ganno et al., 2017), Ngovayang (Ndong Bidzang et al., 2016a, 2016b; Chambong et al., 2017), Akom 2 (Aye et al., 2017). Le gisement de Mbalam, au Sud de l'arrondissement de Ngoïla avec 220 millions de tonnes de minerai riche à plus de 60% de fer et plus de 2,4 milliards de minerai moyen à 38% de fer; le gisement de fer des mamelles au Sud de Kribi avec 350 millions de tonnes de minerai d'une teneur moyenne de 30% de fer (Programme d'Appui au Développement des Activités Minières «CAPAM», 2010).

### **I.3.5. Roches vertes au Cameroun**

Plusieurs auteurs (Maurizot et al., 1986; Ngako, 1986; Nzenti, 1998; Toteu et al., 1994; Vicat et al., 1998; Tchameni et al., 2004) signalent la présence de roches vertes et de ceintures de roches vertes dans les domaines Panafricain et cratonique du socle précambrien au Cameroun.

#### ***I.3.5.1. Dans la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale***

- **Domaine nord:** Ngako, (1986) signale dans la bordure sud-ouest de la région de Poli la présence - (i) des chloritoschistes qui déterminent une bande cartographique de plus de dix kilomètres de large, jalonnée de l'Ouest vers l'Est par les Hosséré Todjon et Doukoua. Leur bordure Ouest se situe au voisinage Est de Bantadjé. D'après la composition minéralogique, les schistes verts (au sens strict) essentiellement composés de chlorite et d'épidote peuvent se répartir en: schistes à carbonates, séricito, chlorito-schistes, schistes amphiboliques et schistes épidotiques (Ngako, 1986), - (ii) des amphibolites qui forment des alternances cartographiques avec les gneiss de plusieurs kilomètres d'épaisseur, orientées WNW-ENE. Suivant les associations lithologiques et les caractères structuraux communs, il y distingue : les amphibolites plagioclasiques à épidote/zoisite et les amphibolites à albite (groupe de Bantadjé); les amphibolites plagioclasiques à grenat ou clinopyroxène indifférenciées et les amphibolites quartziques (groupe de Géri); les amphibolites plagioclasiques à épidote/zoisite (groupe de Demsa, Ngako, 1986).

- **Domaine central:** Les roches vertes du domaine central comprennent entre autres : les amphibolites à aspect vitreux (pseudotachylites) à Tibati (Njanko, 1999), les enclaves

d'amphibolites dans le massif de Mekwene-Njimafofire (Nzina et al., 2010), les amphibolites litées et massives dans la région de Kimbi (Ganno, 2010), de Banefo Mvoutsaha (Kouankap Nono, 2011), des amphibolites à grenat de Tonga (Tanko Njiosseu, 2012), et des amphibolites à relique de grenat et clinopyroxène de Banyo (Nzenti et al., 2007).

- **Domaine sud:** Dans la région de Boumnyebel, Yonta Ngoune (2010) et Metang (2015) distinguent plusieurs types de roches vertes notamment : les amphibolites à grenat, les amphibolites à grenat et clinopyroxène, les amphibolites à épidote, les épidotites à actinotébiotite, les actinotites à biotite, les chloritoschistes et les talcshistes. Dans le groupe de Yaoundé, les travaux de Nzenti et al. (1998) ont mis en évidence les pyriboles, les pyroxénites (Yaoundé) et les chloritoschistes (Mbalmayo et Ayos).

#### *1.3.5.2. Domaine cratonique*

Les roches vertes ont été mises en évidence dans toutes les unités du complexe du Ntem:

- **Dans l'unité du Ntem,** Les roches vertes d'âge Archéen inférieur sont des amphibolites (Tchameni et al., 2004), des amphibolites à grenat de Mbalam (Ilouga et al. 2013) et les BIF (Suh et al., 2008, Ganno et al., 2015).

- **Dans l'unité du Bas Nyong,** les roches vertes sont composées d'amphibolites à grenat et pyroxène (Toteu et al. (1994), d'ortho-amphibolites grenatifères à clino et orthopyroxène de Lolodorf-Ngomezap Vicat (1998), d'amphibolites à grenat de Mintayé, des pyriboles de Minlongo (Nga Essomba, 2011). Des épidotites, des amphibolites et des schistes à chlorite de Kouambo (Ganno et al., 2017)

- **Dans l'unité de l'Ayna,** les roches vertes demeurent moins connues. Elles y sont composées d'amphibolites et chloritoschistes (Gazel et Guiraudie, 1965).

### **I.4. TRAVAUX ANTÉRIEURS**

Le secteur d'Eséka-Minlongo appartient à la bordure nord-ouest de l'unité du Nyong. Les premiers travaux effectués dans cette région sont ceux d'Edimo (1985) qui étudie les massifs syénitiques d'Akongo-Lolodorf et de l'arc «Mont des Éléphants - Rocher du Loup». Cet auteur montre que les roches de ce secteur sont d'affinité métalumineuse avec quelques tendances hyperalcalines et proviennent des magmas crustaux n'ayant pas subi de différenciation par cristallisation fractionnée. Vicat. (1998) à partir des études pétrologique, géochimique et géodynamique des ceintures de roches vertes de Lolodorf-Ngomezap met en

évidence l'existence de roches basiques d'âge Archéen inférieur. Ces roches basiques comprennent des ortho-amphibolites provenant des gabbros et des dolérites mis en place vers 3,2 Ga (âge Sm-Nd). La ceinture de roches vertes est caractérisée par l'association de metabasites (qui sont des amphibolites grenatifères à clino- et orthopyroxène) et de quartzites ferrifères qui auraient subies un métamorphisme de haut degré (Vicat et al., 1998). [Messi Ottou, \(2008\)](#) montre que les formations géologiques (gneiss, pyroxénites, syénites à clinopyroxène) de la région de Lolodorf seraient orthodérivées et résulteraient d'un métamorphisme amphibolitique de haut degré, caractérisé par une évolution rétrograde, qui est plus intense dans les gneiss. La mise en place des roches plutoniques est soulignée par l'âge des charnockites de Bienkop de  $2044 \pm 9$  Ma, associées à un métamorphisme éburnéen de haut degré (840C, 11-15 kb ; [Ngene Bigan, 2003](#)) se caractérisant par des assemblages à Qtz + Pl + Grt + Cpx + Ru et Qtz + Kfs + Bt + Pl + Cpx  $\pm$  Hbl, qui se poursuit jusqu'à  $1985 \pm 8$  Ma.

Les syénites à clinopyroxène et les pyroxénites sont intrusives dans les gneiss. Les travaux préliminaires de [Ngene Bigan, \(2003\)](#) et de [Nga Essomba, \(2011\)](#), permettent d'avoir une idée sur les formations métamorphiques (pyriboles, pyrigarnites, gneiss, migmatites, pyroxénites) et les minéralisations associées d'Eséka – Lolodorf (Or, Fer, Talc, Sulfure). Les travaux d'[Ebah Abeng et al. \(2012\)](#) mettent en évidence les roches basiques et ultrabasiques dans les régions d'Abiété-Yenjok, de Lolodorf, de Nyabitandé, de Pouth-Kellé. Ces roches ultrabasiques affleurent sous forme de dykes de plusieurs mètres d'épaisseur. Elles sont constituées principalement de péridotites, pyroxéno-amphibolites, et de gabbros. Notons également que la ceinture des roches vertes de l'unité du bas-Nyong renferme plusieurs indices de minéralisation notamment en or ([Ngo Bidjeck, 2004](#); [Soh et al., 2014](#)), en fer ([Ganno et al., 2015a](#), [Ganno et al., 2017](#), [Chambong et al., 2017](#)) et en EGP (Eléments du groupe du platine, [Ebah Abeng et al., 2012](#); [Aye et al., 2017](#)).

Les travaux récents réalisés par [Ako et al. \(2015\)](#) dans la localité de Ngog-Tos mettent en évidence des roches ultramafiques dont les assemblages (clinopyroxène, orthopyroxène, olivine, hornblende, plagioclase, grenat et sulfures) témoignent une transformation des pyroxénites en amphibolites. Ces roches sont partiellement serpentinisées et foliées. Très récemment encore [Nga Essomba et al. \(2020\)](#) mettent en évidence les péridotites serpentinisées qui ont subi un degré élevé de fusion partielle dans un environnement lié à la subduction. Par ailleurs, les travaux de [Loose et Schenk, 2018](#) et [Bouyo et al. \(2019\)](#) montrent que les metabasites du faciès éclogites du Nyong représentent l'une des plus ancienne plaque océanique subductée.

Au regard de ce qui précède, force est de constater que les roches vertes dans le secteur Eséka-Minlongo n'ont jamais fait l'objet d'une étude détaillée. C'est la raison qui nous a incités à entreprendre des travaux plus approfondis sur ces formations rocheuses.

## **CHAPITRE II.**

### **MATÉRIELS ET MÉTHODES**

## **INTRODUCTION**

Pour mener à bien et atteindre les objectifs que nous nous sommes fixés dans le cadre de ce travail, les études ont été effectuées conjointement sur le terrain et en laboratoire. Dans ce chapitre, nous présenterons le matériel et les différentes techniques utilisées.

### **II.1. SUR LE TERRAIN**

La géologie est une science d'observation. Toute analyse dans cette discipline est basée sur l'étude des matériaux. De ce fait pour éviter des interprétations erronées, ces matériaux doivent premièrement être étudiés dans leur milieu naturel c'est-à-dire sur le terrain. Dans le cadre de nos travaux, quatre campagnes de terrain d'une durée de 10 jours chacune, nous ont permis de faire une étude systématique des différentes formations lithologiques.

Les travaux de terrain sont indispensables à une meilleure étude géologique. Ils nécessitent des moyens matériels appropriés tels que les cartes, la boussole, le GPS, le marteau, la masse, l'appareil photo numérique, la loupe, le carnet de terrain, des marqueurs à encre indélébile, des sacs d'échantillonnages et le sac du géologue.

#### **II.1.1. Campagnes et levées de terrain**

La revue de littérature est une étape indispensable dans la recherche scientifique. À cet effet, une bonne synthèse bibliographique a été effectuée avant la planification de la première campagne de terrain. Cette synthèse nous a permis d'avoir une idée sur les différentes formations géologiques rencontrées dans la zone et d'établir un plan d'exploration. Il ressortait de cette synthèse que les affleurements étaient rares et difficile d'accès. Une fois sur le terrain, le premier travail a consisté à la localisation et à la recherche des affleurements à l'aide des coordonnées prédéfinis dans le GPS. Pour ce faire, nous avons procédé par la méthode des coupes qui consiste à subdiviser la région d'étude en secteur ou en carrés d'exploration. Dans l'ensemble les travaux d'exploration se sont effectués suivant les directions N-S, E-W et NW-SE. Le principe est de s'assurer qu'une exploration systématique a été faite secteur après secteur jusqu'à la couverture complète. Cette fouille minutieuse nous a permis de localiser les principaux affleurements. Chaque affleurement a été par la suite fouillé pas à pas pour inventorier les différents types pétrographiques et les éléments structuraux. Trois étapes successives ont caractérisé le travail de terrain. Ces étapes correspondaient aux trois aspects que sont l'analyse des faits, leur description et leur interprétation.

### **II.1.2. Observation directe**

L'observation a consisté à localiser les affleurements en relevant les coordonnées, à schématiser, photographier et à mesurer les éléments structuraux identifiés. Pour la prise des mesures, nous avons utilisé la méthode classique de mesure à la boussole sur l'objet et nous avons ainsi mesuré la direction et les plongements des lignes (linéations, axes de plis), les directions et pendages des surfaces (schistosité, foliation, plan de cisaillement). Pour pallier aux erreurs d'observations et pour un traitement statistique optimum des données, plusieurs mesures ont été faites sur les mêmes éléments structuraux.

### **II.1.3. Description**

Les caractères des affleurements (modes d'affleurement, formes, dimensions) des différents types pétrographiques (type, formes, agencement) et des éléments structuraux [nature (ductile ou fragile), forme (linéaire ou planaire)], disposition, distribution spatiale relations éventuelles avec les autres structures de l'affleurement ou de la région) qui affectent ces formations sont décrites fidèlement tels que observés sur le terrain.

### **II.1.4. Interprétation**

L'observation directe, la description des affleurements et des types pétrographiques, ainsi que des différents éléments structuraux rencontrés sur le terrain au cours de nos différentes campagnes nous ont permis de faire une esquisse sur la géologie de la région d'étude. Toutefois, certaines interprétations précises étant faites directement sur le terrain, les interprétations de laboratoire furent nécessaires pour parfaire la compréhension des phénomènes géologiques dans la région.

## **II.2. EN LABORATOIRE**

À la suite des travaux de terrain, nous avons confectionné des lames minces pour les études pétrographique et structurale, et utilisé les méthodes d'analyse géochimique pour la détermination des caractères géochimiques de nos roches, la nature de leur protolite et le paléoenvironnement. De plus, nous avons utilisé la méthode d'analyse mathématique des plis à l'aide du logiciel informatique Fold\_profiler (Lisle et al., 2006 ; Ganno, 2010 ; Ganno et al, 2010).

### **II.2.1. Confection des lames minces**

Les échantillons de roches bien saines sont d'abord coupés en plaquettes, puis en parallélépipèdes rectangles de 3,5 x 2,5 cm, encore appelés sucres de roche. Une des deux faces majeures du sucre est tout d'abord poncée sur une meule ou lapidaire, puis usée sur une rodeuse à l'aide d'une poudre abrasive très fine à base de carbure de silicium (grains de 250 µm) en suspension dans de l'eau, de manière à gommer toute irrégularité de la surface destinée à être collée sur la lame porte-objet. Le sucre est gardé sur le portoir par aspiration, ce dernier pouvant contenir 2 à 6 sucres en général. Le sucre est alors nettoyé, séché, puis collé à chaud par ajout d'une résine mélangée à la colle araldite sur une lame de verre porte-objet. Cette dernière a elle-même été rodée (dépolie) au préalable pour être parfaitement plane et d'épaisseur constante. Le chauffage de l'ordre de 80°C durant 1 h se déroule sous presse et permet à la résine de polymériser, ce qui assurera une parfaite adhérence du talon sur le verre. La lame est gravée sur un des bords à ce stade pour pouvoir être identifiée. Ensuite survient le rodage qui se fait à l'aide d'une poudre abrasive. Cette opération se fait avec précaution puisqu'il faut vérifier au fur et à mesure l'épaisseur de la section sur un microscope polarisant. L'épaisseur standard pour une bonne observation de la lame étant de 0,003 mm.

### **II.2.2. Analyse pétrographique**

L'analyse pétrographique a débuté sur le terrain par la reconnaissance macroscopique et l'échantillonnage systématique des roches. Par la suite une cinquantaine de sucres représentant les différents types pétrographiques a été expédiée à Geotech Lab Vancouver (Canada) pour la réalisation de soixante-onze (71) lames minces standards non recouvertes. Les observations microscopiques se sont déroulées au Laboratoire de Géosciences des Formations Profondes (LGFP) du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I. Ces observations nous ont permis de déterminer avec précision les principaux minéraux, les principales phases minérales en équilibre (paragenèse) et d'identifier les minéraux anté, syn ou post en rapport avec les événements tectono- métamorphiques. Les observations microscopiques ont été faites successivement en lumière naturelle ou lumière polarisée non analysée (LPNA) et en lumière polarisée analysée (LPA).

### **II.2.3. Analyses géochimiques sur roche totale**

Au terme des travaux de terrain et des études pétrographiques, soixante-dix-huit échantillons ont été apprêtés et expédiés au laboratoire accrédité ALS (Australian laboratory Services au Canada). Les analyses géochimiques multiéléments ou « full element » ont été

réalisées sur seize (16) échantillons de pyrigarnites, quatre (04) talcschistes, quarante-quatre (44) roches vertes, cinq (05) gneiss et deux (02) amphibolites. Les éléments majeurs ont été analysés par l'ICP-MS (Inductively-Coupled Plasma – Mass Spectrometry) à partir de 0,2 gramme de poudre de la roche fondue avec 0,9 gramme de LiBO<sub>2</sub>, l'ensemble a été bien mélangé et fondu dans un fourneau à 1000°C, ensuite dissout dans 100 mm<sup>3</sup> de HNO<sub>3</sub> à 4%. Les résultats ont été corrigés pour réduire les interférences spectrales inter – élément. Les concentrations des oxydes ont été calculées à partir de la concentration des éléments et les résultats ont été reportés dans un format. Les concentrations des terres rares ont été déterminées par l'ICP-MS à partir de 0,25 gramme de poudre de la roche préalablement dissout dans 4 acides de digestion. Les incertitudes des analyses varient entre 0,1 à 0,04% pour les éléments majeurs, entre 0,1 à 0,5% pour les éléments traces et entre 0,01 à 0,5 ppm pour les terres rares.

#### **II.2. 4. Analyse chimico-minéralogique**

Les données chimiques quantitatives et qualitatives des minéraux ont été obtenues à l'aide de la microsonde électronique au laboratoire Chinese Academy of Sciences Beijing à l'Université des Géosciences de Chine. Les lames après avoir été polies, ont été métallisées. Elles sont introduites dans un appareil qui permet d'enduire la lame à l'iodure de carbone pendant 24h pour la rendre sensible au spectromètre. Ensuite vient le choix automatisé des minéraux et des phases minérales à analyser. Ce choix s'opère à l'aide d'un pétroscope connecté à un ordinateur. Le dosage a ensuite été réalisé à la microsonde électronique.

#### **II.2.5. Analyse géochronologique**

Afin de dater les différents événements tectono-métamorphiques, la méthode LA-ICP-MS U-Pb (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) sur zircon a été effectué sur les gneiss à grenat et pyroxène, les pyrigarnites et les roches vertes au laboratoire Beijing Kehui Testing International Co. Ltd (Chine).

Cette dernière est une technique moderne récemment développée, ayant bénéficié des avancées technologiques importantes dans les domaines qui constituent les parties essentielles de cet appareil à savoir la source laser (LA ESI NWR 193nm) et la spectrométrie de masse à source plasma (ICP-MS AnalytikJena PQMS Elite). Elle permet de dater les points particuliers d'un minéral.

Tout commence par la séparation du minéral (zircon), qui est concentré à l'aide du liquide d'iodure de méthylène. Les minéraux lourds sont séparés en fonction de leur susceptibilité magnétique en utilisant un séparateur isodynamique Frantz. Dans la fraction

lourde, obtenue après la phase de séparation, les cristaux de zircons présentant peu ou pas d'inclusion ni de craquelure, sont prélevés à la loupe binoculaire et la sélection finale est effectuée à l'aide de pinceaux en cherchant les cristaux sans fractures. Puis les zircons originaux sont sélectionnés et montés à l'aide de la résine et ensuite polis. Les supports en époxy ont été polis pour exposer les minéraux montés, recouverts de carbone, photographié en lumière transmise et réfléchi, et en image via la Cathodoluminescence (CL). Ces lames qui feront l'objet des observations aux microscopes électroniques. Les points de dosages sont sélectionnés sur différentes parties du minéral. Les images de cathodoluminescences des zircons permettent d'observer leurs couleurs et leurs structures internes.

Les analyses de zircon U-Pb ont été effectuées à l'aide de la source laser (LA ESI NWR 193nm) et la spectrométrie de masse à source plasma (ICP-MS AnalytikJena PQMS Elite) à Beijing Kehui Testing International Co. Ltd (Chine). Le diamètre du spot était d'environ 30  $\mu\text{m}$ , avec un taux de répétition de 10 Hz et une énergie de 4 J/cm<sup>2</sup>. L'hélium a été utilisé comme gaz porteur. Le zircon 91500 et GJ-1, et le verre NIST610 ont été utilisés comme étalons de référence pour chaque série de 5 à 10 échantillons analysés. Les conditions opératoires détaillées sont les mêmes que celles décrites par Hou et al. (2009). Le logiciel ICPMS Data Cal a été utilisé pour la correction du fractionnement et le calcul de la teneur des résultats de la datation (Liu et al., 2007). Les rapports  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  et  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$  ont été corrigés en utilisant le zircon 91500 comme étalon externe par le biais de masse instrumental, élémentaire et fractionnement isotopique. Les incertitudes dans l'analyse de l'âge sont données en  $1\sigma$ , et les erreurs dans les âges moyens pondérés sont données en  $2\sigma$ . La valeur pondérée des âges moyens et les diagrammes Concordia ont été calculés à l'aide d'Isoplot 4,15 (Ludwing, 2008). Les valeurs du Plomb et de l'Uranium seront présentées dans un tableau puis dans un diagramme binaire  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  où les différents intercepts définissent les âges des différents événements

### **II.2.6. Méthodologie d'étude des plis**

Une méthode quantitative est utilisée pour décrire la forme de surfaces plissées celle basée sur la recherche d'une fonction mathématique adéquate qui convient le mieux à chaque surface plissée. Cette méthode nécessite également l'utilisation de plusieurs paramètres permettant l'utilisation de surfaces plissées comme des objets d'analyse mathématique. Développée par Lisle et al. (2006), cette méthode utilise le logiciel Fold\_Profiler\_Matlab et en général, elle est facile à manipuler et permet le traitement rapide d'un grand nombre de données. Nous utiliserons la seconde méthode pour caractériser les plis de la zone d'étude.

### ➤ Méthode mathématique (Lisle et al., 2006)

Une approche classique de classification des plis est de comparer les plis naturels avec les courbes représentant certaines fonctions mathématiques. À ce propos, Chapple (1968) ; Stabler (1968); Hudleston (1973b); Ramsay and Huber (1987) et Stowe (1988) ont assimilé les plis aux courbes de Fourier qui consistent à considérer les plis naturels comme des fonctions sinusoïdales. Bastida et al. (1999) ont proposé une classification basée sur deux paramètres qui sont) un exposant ( $n$ ) compris entre 0,5 et qui décrit la forme du pli et le rapport amplitude sur longueur d'onde ( $h$ ). Sur la base de ces deux paramètres, six types de plis ont été distingués: (1)  $n < 1$  plis aigus ou pointus ou effilés ; (2)  $n = 1$  plis en chevron ; (3)  $n = 1,75$ : plis sinusoïdal ; (4)  $n = 2$  : plis en parabole ; (5)  $n > 2$  : plis à double charnières et (6)  $n$  : plis coffrés. Aller et al. (2004) ont montré que les plis naturels sont caractérisés par une grande diversité de formes et d'amplitudes, similaires aux sections coniques caractérisées par différents rapports axiaux. D'autres classifications assimilant les plis naturels aux courbes de Bézier ont également été proposées (Srivastava et Lisle, 2004). Cette méthode nécessite l'utilisation des logiciels de dessin tels que : Corel Draw, Adobe Illustrator ou Macromedia Freehand. Le pli naturel à analyser est filmé par une caméra numérique, ou scanné et l'image est téléchargée dans l'ordinateur et ensuite importée dans l'un des logiciels cité ci-dessus. La suite de la procédure peut être consultée dans Srivastava et Lisle (2004). Lisle et al. (2006) ont mis au point un logiciel informatique qui prend en compte toutes les classifications antérieures qui assimilent les plis naturels à des fonctions mathématiques. Appelé Fold Profiler®, il s'agit d'un logiciel qui intègre toutes les classifications mathématiques antérieures car il offre à l'utilisateur le choix entre quatre méthodes de classifications (courbes de Bézier, sections coniques, superellipses et power function), chacune correspondant à l'un des différents types de fonction mathématique. Le principe d'utilisation de Fold Profiler® est le suivant :

(1) Le fichier contenant l'image du pli naturel à étudier est téléchargé et l'image importée dans le logiciel ;

(2) Choisir la méthode de classification à adopter parmi les quatre contenues dans le programme (courbes de Bézier, sections coniques, superellipses et power function);

(3) En se servant de la souris, on agrandit la partie de l'image contenant le flanc du pli à analyser et avec le curseur on marque le point d'inflexion ( $P_i$ ), le point charnière ( $P_c$ ) et un troisième point situé sur la tangente à la charnière. Le programme dessine la tangente à la charnière et passant par le troisième point.

(4) Une courbe initiale appartenant à l'une des familles des courbes choisies est dessinée sur l'image. Cette courbe joint le point d'inflexion avec la charnière. Les paramètres morphologiques associées à cette courbe initiale sont reportés en haut de l'image ;

(5) En cliquant sur le bouton gauche et droit de la souris, l'utilisateur a la possibilité de modifier la courbe initiale. Cet ajustement permet de trouver la courbe qui se rapproche le mieux de l'allure du flanc du pli naturel. Les paramètres correspondants à la courbe obtenue sont affichés en haut de l'image. Ces paramètres sont : paramètre de forme (L) ; Rapport d'aspect (R) ; Surface normalisée (Sn).

(6) Deux graphes sont obtenus des résultats du pli analysé. Le premier est la représentation des paramètres morphologiques (L) en fonction du rapport d'aspect (R) et le second graphe est la représentation du rapport d'aspect (R) en fonction de la surface normalisée (Sn).

## **CHAPITRE III**

# **INVENTAIRE LITHOLOGIQUE ET ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET ANALYSES CHIMICO- MINÉRALOGIQUES.**

## INTRODUCTION

Ce chapitre est consacré à l'inventaire lithologique et à l'étude pétrographique des formations géologiques de la région d'Eséka-Minlongo. Les travaux de terrain et les études pétrographiques nous ont permis de mettre en évidence un ensemble lithologique essentiellement métamorphique. Une cinquantaine de lames minces ont été confectionnées à « Geotech Lab. » de Vancouver au Canada. Le présent chapitre donne les caractéristiques pétrographiques aussi bien sur le terrain qu'en lames minces des différentes roches rencontrées. Sur la base de la composition minéralogique, plusieurs types lithologiques ont été distingués et repartis en quatre groupes : les gneiss (gneiss à grenat et pyroxène ; gneiss à grenat et biotite, gneiss à biotite et épidote) ; les pyrigarnites (les pyrigarnites à microstructure symplectitique et les pyrigarnites à microstructure coronitique); les roches vertes (les serpentinites, les pyroxénites, les pyribolites litées, les pyribolites à épidote, les amphibolites et les épidotites) et les talcschistes, La plupart de ces roches vertes sont issues de l'épidotisation (Fig. 9).

### III.1. GNEISS

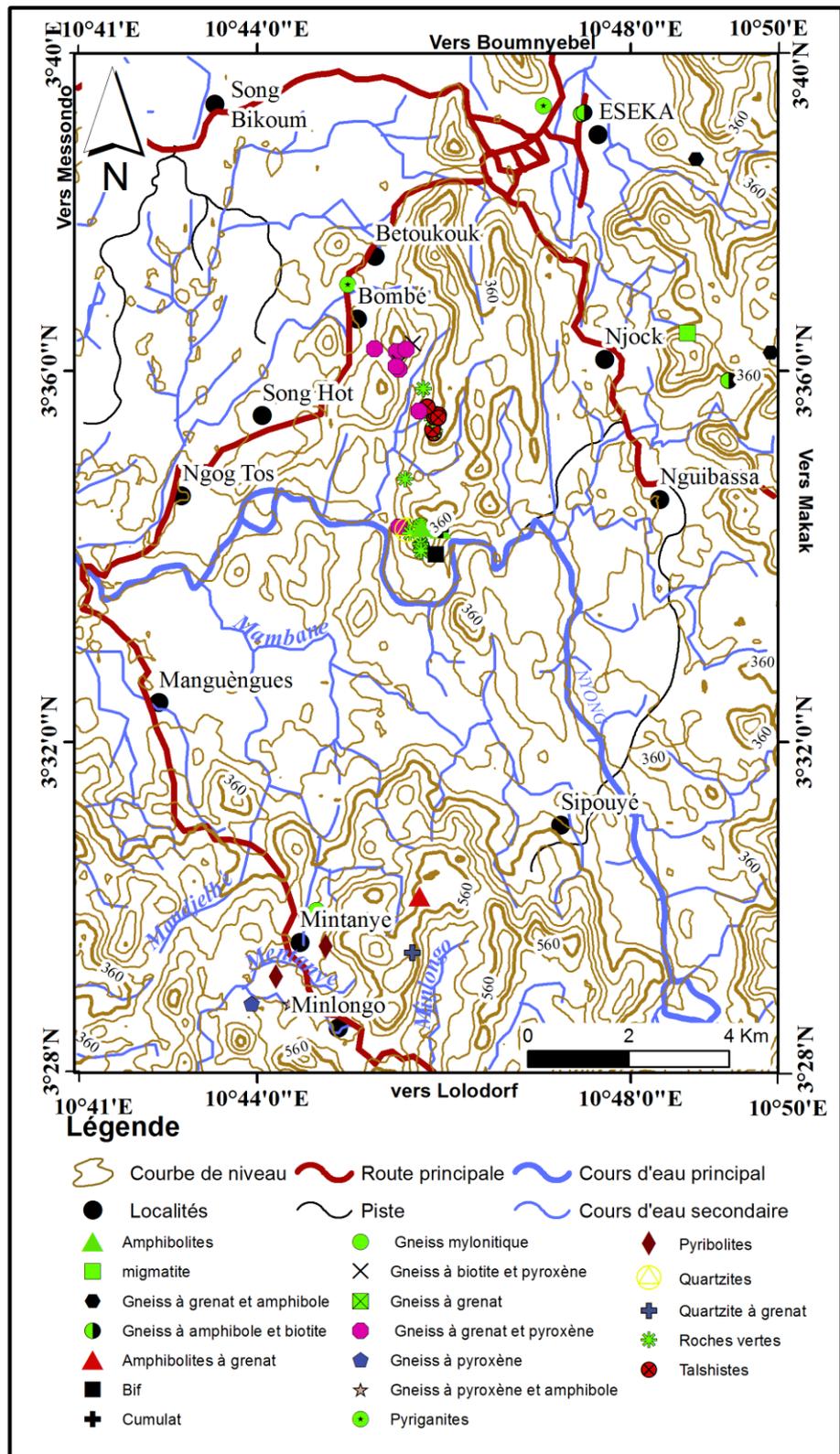
La zone d'étude comporte trois types de gneiss à savoir : Les gneiss à grenat et pyroxène, les gneiss à grenat et biotite et les gneiss à biotite et épidote.

#### III.1.1. Gneiss à grenat et pyroxène (Ech GN7)

Les gneiss à grenat et pyroxène (Fig. 10A) sont des roches d'aspect gris-sombre. Ils affleurent en dôme (100 à 150m de long et 20m de haut) à 50m du fleuve Nyong, dans la localité de Song-Hot et de Bombe II. La roche est massive (Fig.10B), de couleur grise, riche en grenat et pyroxène et montre du quartz et du feldspath.

Au microscope, la microstructure est granoblastique hétérogranulaire (Fig.10B) avec des minéraux à couronnes [microstructure coronitique (Fig.10C)]. La plupart des grenats qui portent des couronnes sont dispersés dans la matrice. Ces couronnes ne montrent pas de relation particulière avec les autres minéraux de la trame. La roche est constituée de grenat, de pyroxène, d'amphibole, de quartz, de feldspath alcalin, de plagioclase ; l'épidote et les minéraux opaques représentent la phase secondaire, tandis que l'apatite, le rutile et le zircon constituent la phase accessoire.

- Les grenats abondant dans la roche, sont en cristaux xénomorphes à sub-automorphes ou allongés (0,12mm x 0,4mm à 0,8mm x 0,84mm). Ces cristaux sont entourés d'une couronne réactionnelle à  $Qz + Kfs + Px$  (Fig 10 E et F) et  $Qz + Kfs + Pl$  ou d'une double couronne à : (i)  $Qtz + Kfs + Px$  et (ii)  $Kfs + Hbl + Ep \pm Op$ .



**Figure 9.** Carte d'échantillonnage du secteur d'étude

- *Le pyroxène* se présente sous forme de cristaux xénomorphes allongés ou trapus. Il est abondant dans la roche de dimensions moyennes (0,6 mm× 0,8mm). Il montre une

déstabilisation en amphibole, épidote et minéraux opaques. Ces cristaux sont en association avec le quartz, le feldspath alcalin et le grenat.

- **L'amphibole** ici est la **hornblende brune** de taille moyenne (0,4mm× 0,7mm). Elle se présente sous forme de cristaux xénomorphes se développant sur le pyroxène. Certains cristaux se déstabilisent en opaques. Elle est en association avec le grenat, l'épidote, le feldspath et les opaques.

- **Le quartz** est abondant dans la roche. Il est soit en rubans (0,5mm×0,9mm) mono et polycristallins (0,9mm×3mm) ou en grains sub-arrondis. Il est en association avec le grenat, le feldspath alcalin, le plagioclase et le pyroxène.

- **Le feldspath** alcalin est xénomorphe et montre une transformation très poussée en épidote. Certains cristaux de feldspath sont sub-arrondis de taille variant entre 0,2mm × 0,6mm et 0,7mm×1mm. Il est en association avec le grenat, le quartz, le pyroxène et le plagioclase.

- **Le plagioclase** abondant dans la roche, est sous forme de plages de taille variable (0,4mm×0,8mm et 0,5mm× 0,6mm) et montre une déstabilisation en micas et épidote. Il montre une déformation en kink des macles (Fig.10H). Il est associé au pyroxène, feldspath alcalin.

- **L'épidote** est secondaire et se présente sous forme de petits cristaux de tailles millimétrique. Certains cristaux sont en inclusion dans le grenat et d'autres forment avec le pyroxène, l'amphibole et le quartz une couronne autour du grenat. Elle provient de la transformation du feldspath alcalin, du plagioclase et de certains cristaux de grenat dans la lame.

- **L'apatite** est de forme allongée avec des sections prismatiques dispersées dans la roche.

- **Le rutile** sous forme de petits cristaux disséminés dans la roche ou en inclusion dans le feldspath.

- **Le zircon** est en cristaux sub-automorphes dans les interstices constitués, de plagioclase, de feldspath alcalin et d'amphibole (Fig.10G).

- **Les opaques** sont en quantité notable et en cristaux xénomorphes de taille millimétrique (0,1mm×0,2mm) dans la roche. Les cristaux sont soit dispersés ou en inclusion dans l'amphibole et le quartz. Ils se développent aussi sur le pyroxène et l'amphibole.

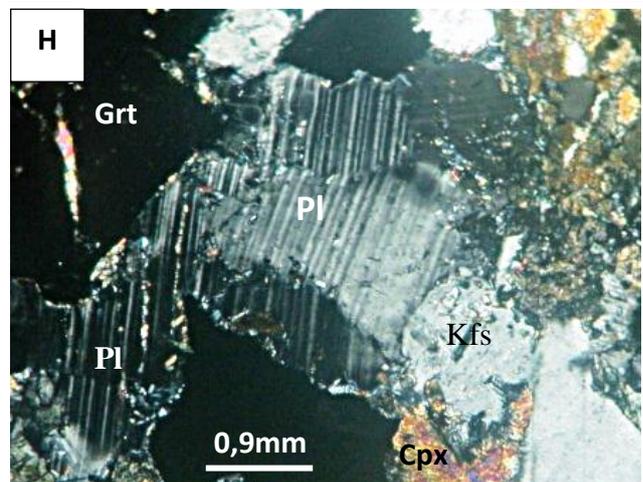
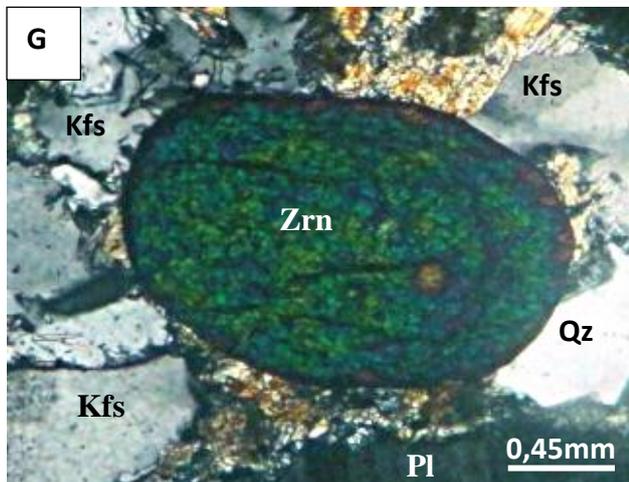
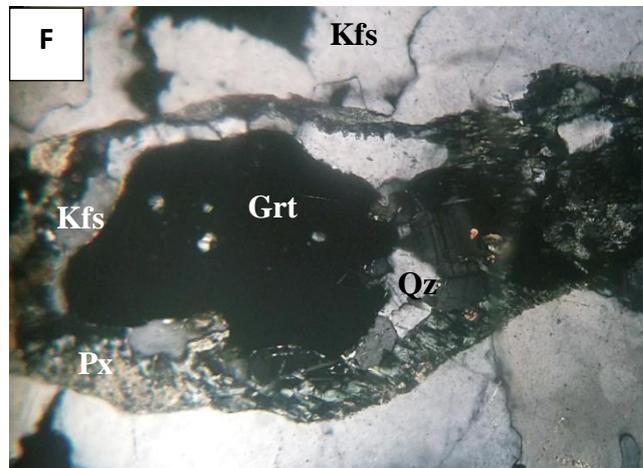
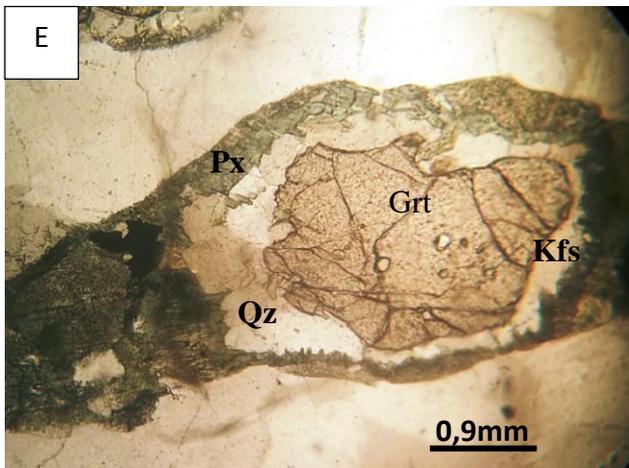
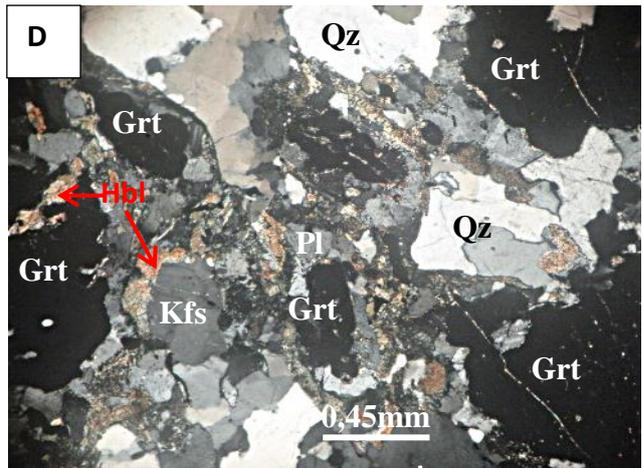
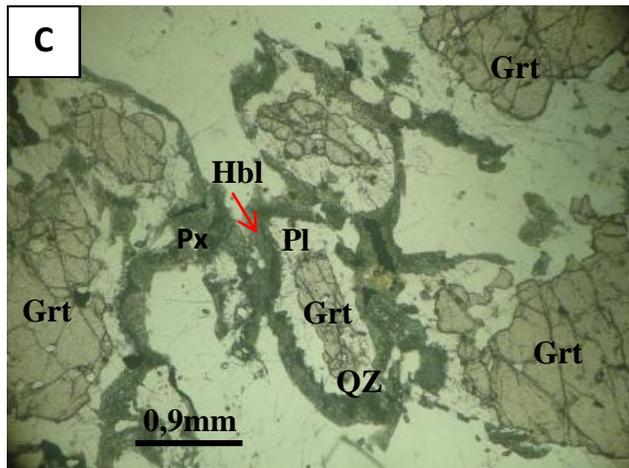
Les associations minérales sont à :

(1) Grt+Px+Qz+Op (minéraux à couronne anté-S<sub>c</sub>)

- (2) Qtz+kfs+ Px ; Qz+Kfs +Pl (minéraux de la première couronne)
- (3) Kfs+Hbl+Ep ± Op (minéraux de la seconde couronne)
- (4) Grt+ Px + Qz+ Kfs+ Pl (minéraux de la S<sub>e</sub>)
- (5) Hbl+Ep+Op (minéraux post -S<sub>e</sub>)

**Figure 10**

- A- Affleurement en dôme des gneiss à grenat et pyroxène de la localité de Song-Hot.
- B- Détail macroscopique d'un échantillon de gneiss à grenat et pyroxène
- C- D-Microstructure granoblastique hétérogranulaire et composition minéralogique des gneiss à grenat et pyroxène. Notez les microstructures coronitiques en LPNA et LPA
- E-F- Couronne de Px+Kfs+ Qz autour du grenat en (LPNA et LPA).
- G-. Matrice montrant le zircon fracturé sub-arrondi dans le feldspath. Notez la zonation
- H- Porphyroblaste de plagioclase montrant des déformations en Kink des macles



**Figure 10.** Caractères macroscopique et microscopique des gneiss à grenat et pyroxène

### III.1.2. Gneiss à grenat et biotite (Ech GN6, EGN4)

Les gneiss à grenat et biotite affleurent en dôme de 100 m de long et 20 m de haut au Sud-Ouest (SW) de la localité d'Eséka et au Nord du Village Song Hot (Fig.11A). L'aspect général de la roche est gris-clair (Fig.11B). Les minéraux visibles à l'œil nu sont le quartz, feldspath, grenat et biotite.

En lame mince, la roche a une microstructure granoblastique hétérogranulaire (Fig.11C et D) et est composée de quartz, du feldspath alcalin souvent perthitique, du plagioclase, du grenat, de biotite, des minéraux secondaires comme l'épidote et les accessoires tels que le zircon, le rutile et les opaques.

- **Le quartz** est sous forme de rubans allongés ou en cristaux arrondis dans la roche. Leur taille varie de (0,1mm×0,2mm à 0,3mm×0,7mm). Les cristaux sub-automorphes de quartz sont en inclusion dans le grenat. Certains cristaux de quartz renferment des inclusions de biotite. Il est fréquemment associé aux cristaux de feldspath et de biotite.

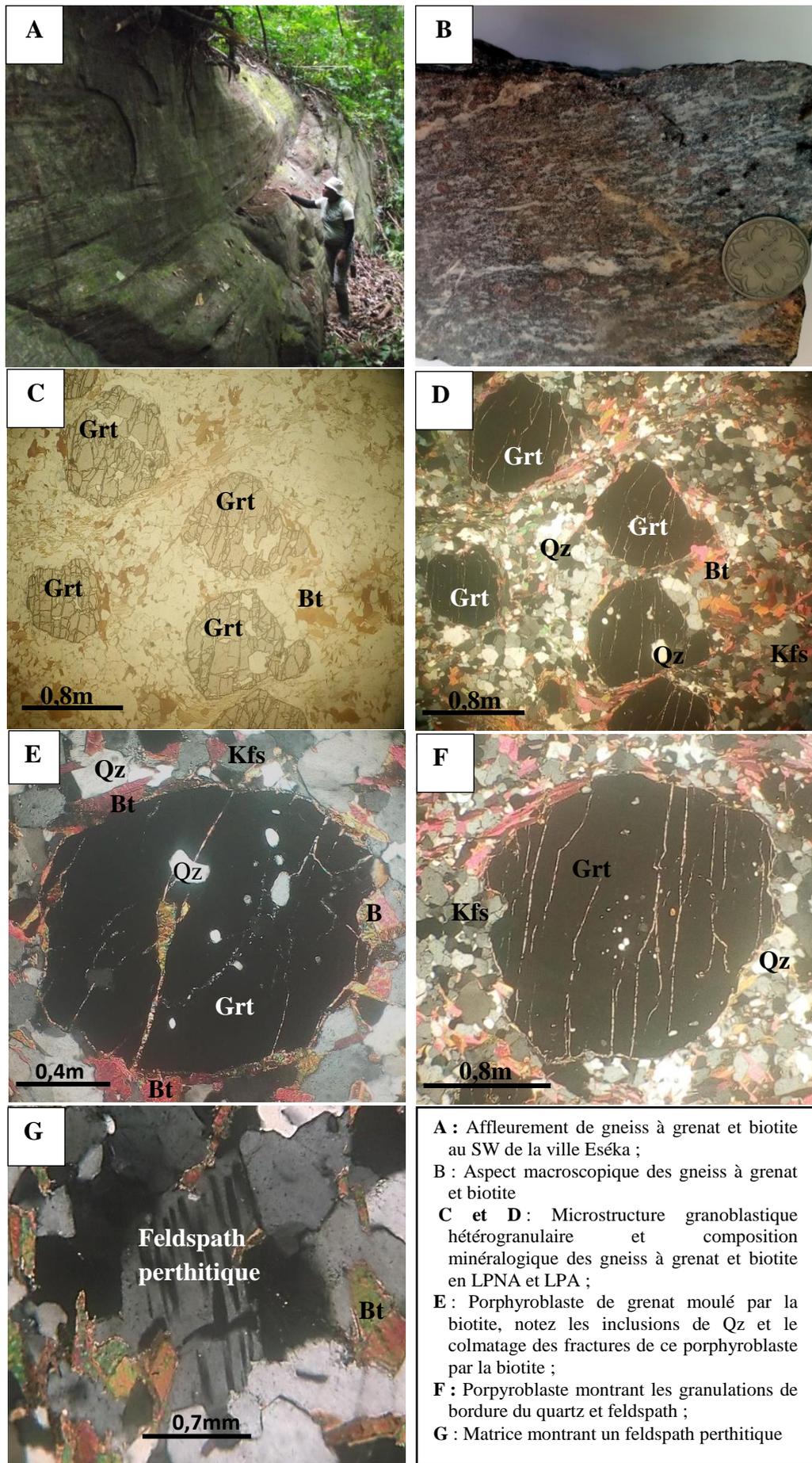
- **Le feldspath** alcalin est omniprésent dans la roche. Il se présente sous forme de cristaux xénomorphes (de dimension 0,15mm × 0,2mm). Il montre des microstructures (Fig.11G) perthitiques (0,07mm × 0,1mm) et montre une transformation en épidote. Il est associé au quartz et à la biotite.

- **Le plagioclase** est sous forme de petits cristaux (0,2 et 0,3mm) disséminés dans la roche, et associé aux autres minéraux.

- **Le grenat** est sub-automorphe ou xénomorphe de taille variable (0,7mm × 1mm à 0,4mm×0,6mm). Les cristaux de grenat sont généralement moulés par la biotite (Fig.11E) et présentent des granulations de bordure constituées de quartz et feldspath (Fig. 11F). Certains porphyroblastes renferment des inclusions de quartz, de biotite et d'opaques. Le grenat est en association fréquente avec la biotite et le quartz.

- **La biotite** est le minéral ferromagnésien le plus représenté et montre une légère chloritisation. Elle se présente sous forme de paillettes orientées, de taille variable (0,1mm×0,2mm à 0,2mm×0,5mm). Certains cristaux de biotite renferment des inclusions de quartz et de zircon. Elle est en association avec le grenat, le quartz, le feldspath et l'épidote.

- **La chlorite** est secondaire, et se présente sous forme de lamelles allongées (0,1mm × 0,3mm). Elle se développe essentiellement au détriment de la biotite. Elle est en association avec l'épidote.



**Figure 11.** Caractères macroscopique et microscopique des gneiss à grenat et biotite

- **L'épidote** est également secondaire et se développe sur le feldspath alcalin. Il forme des couronnes autour des cristaux opaques et du grenat.

- **Le zircon** se présente sous forme de cristaux sub-automorphes en inclusion dans la biotite.

Les associations minérales identifiées sont : (1) les minéraux de la Si: Qz +Bt; (2) les minéraux de la Se : Grt +Bt+Qz+Kfs+Pl et (3) les minéraux post Se : Ep+ Chl.

### III.1.3. Gneiss à biotite et épidote (Ech GN11)

Les gneiss à biotite et épidote affleurent en dômes de 100 à 200m de long et 20m de hauteur dans le village MBOMBE II (Fig. 12A). La roche est massive et les minéraux visibles à l'œil nu sont le quartz et feldspath (Fig.12B).

En lame mince le mode d'agencement des minéraux confère à la roche une microstructure granoblastique hétérogranulaire constituée de quartz, feldspath, biotite et des minéraux secondaires à l'instar de l'épidote, (Fig.12C).

- **Le quartz** abondant est en rubans monocristallins (2mm× 0,9mm) ou sous forme de plages xénomorphes de taille moyenne (0,7mm × 0, 3mm). Il est associé aux feldspaths et à la biotite. Certains cristaux se rencontrent parfois en inclusion dans la biotite.

- **Le feldspath alcalin** est soit sous forme de cristaux trapus ou sous forme de grandes plages atteignant 3mm x 0,8 mm de dimension. Certains cristaux montrent des transformations en épidote (Fig. 12D). Il forme avec le quartz des lits clairs. Il est en association avec le quartz et la biotite

- **La biotite** se présente sous forme de paillettes allongées de taille millimétrique. La biotite montre des transformations en épidote (Fig.12E). Elle forme avec le quartz et le feldspath une association minérale.

- **La muscovite** ici est secondaire et xénomorphe avec des dimensions de l'ordre du micromètre au millimétrique. Elle est issue de la transformation de la biotite.

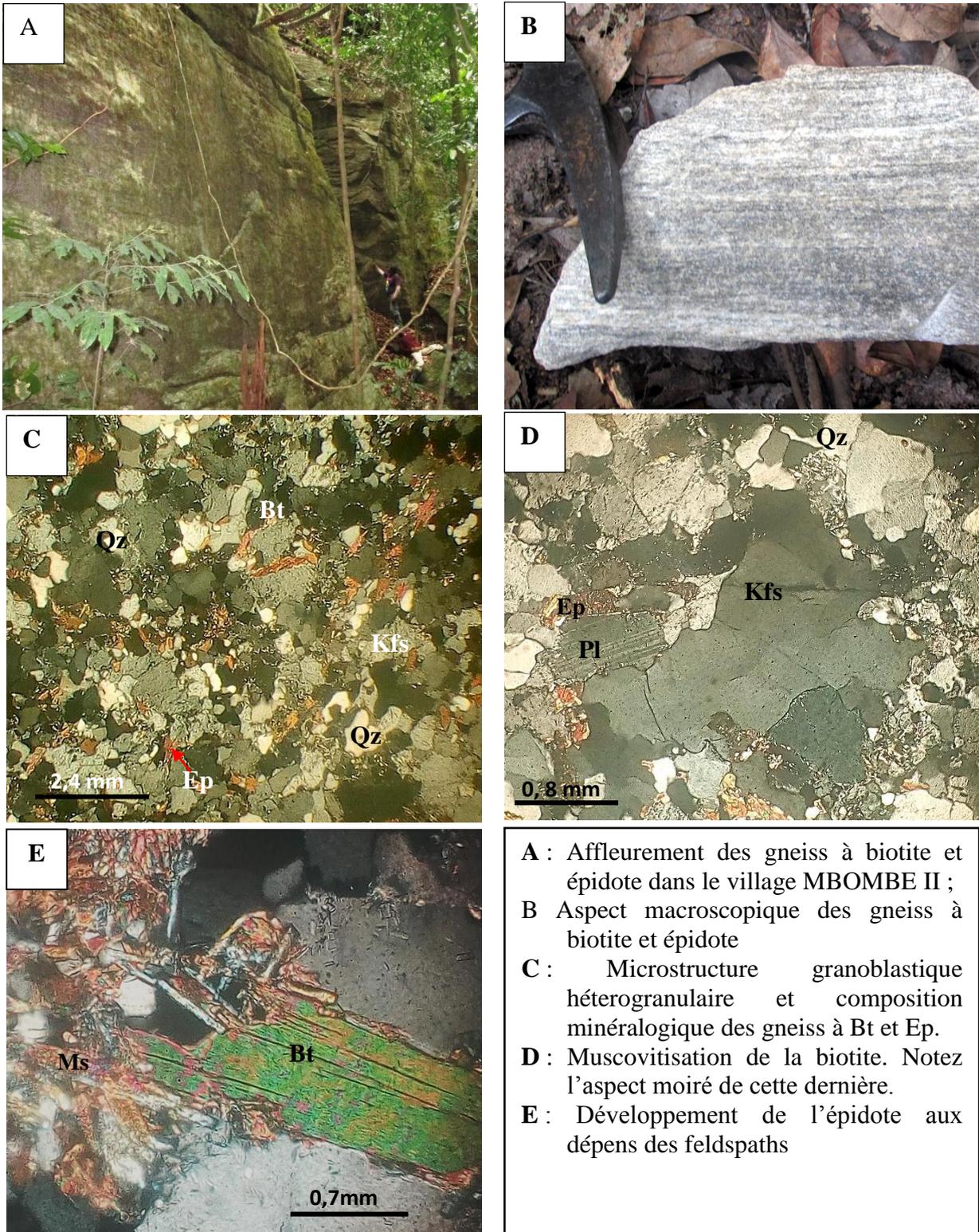
- **Le plagioclase** se présente sous forme de cristaux subautomorphes de taille variable (0,1 et 0,3mm). Il se transforme en muscovite et épidote. Le plagioclase est en association avec le quartz, le feldspath et la biotite (Fig. 12D).

- **L'épidote** est secondaire et xénomorphe de dimensions variables (0,4 × 0,2mm à 0,2×0,1mm). Elle est disséminée dans la roche et se développe pour certaines aux dépens de la biotite. On note un phénomène d'épidotisation.

- **L'apatite** est sous forme hexagonale et est éparse dans la roche.

Il se dégage de cette étude que :

- (1) Les minéraux primaires sont à Bt+Qz+Kfs+Pl,
- (2) Les associations secondaires sont à Ms+Ep



**A** : Affleurement des gneiss à biotite et épidote dans le village MBOMBE II ;  
**B** Aspect macroscopique des gneiss à biotite et épidote  
**C** : Microstructure granoblastique hétérogranulaire et composition minéralogique des gneiss à Bt et Ep.  
**D** : Muscovitisation de la biotite. Notez l'aspect moiré de cette dernière.  
**E** : Développement de l'épidote aux dépens des feldspaths

**Figure 12.** Caractères macroscopique et microphotographique des gneiss à biotite et épidote

## III.2. PYRIGARNITES

La structure et la forme de certains minéraux permettent de distinguer deux (02) principaux types de pyrigarnites à savoir les pyrigarnites à microstructure symplectitique et les pyrigarnites à microstructure coronitique. Les pyrigarnites affleurent à des altitudes moins élevées que les gneiss rencontrés dans le secteur de Bombe.

### III.2.1. Pyrigarnites symplectitique

Les pyrigarnites à microstructure symplectitique (PGI, PG6) affleurent sous forme de dômes dans le village Bombe (Fig.13A) et au SW de la ville d'Eséka. La roche présente un aspect gris sombre, les minéraux visibles à l'affleurement sont le grenat, le pyroxène, la biotite, le quartz et le feldspath (Fig.13B).

Au microscope, la microstructure est granoblastique hétérogranulaire (Fig.13C) et symplectitique avec des minéraux à couronne. La trame est faite des symplectites (Fig.13D), autour des poeciloblastes de grenat. La roche est constituée de pyroxène, amphibole, quartz et feldspath. Comme minéraux accessoires nous avons le rutile et l'opaque.

#### III.2.1.1. Minéraux à couronne

- **Le grenat** ( $X_{Fe}= 0,42 - 0,46$ ;  $X_{Ca}= 0,26-0,32$ ;  $X_{Mg}= 0,24- 0,31$ ;  $X_{Mn}= 1$ ) est abondant dans la roche de taille moyenne 0,8 mm x 1mm. Ces grenats sont en cristaux sub-arrondis ou allongés. Il montre une couronne réactionnelle à  $Cpx+Kfs+Qz$  (Fig.13C). Certains sont parsemés d'inclusions de quartz.

- **Le feldspath alcalin** est en cristaux xénomorphe (0,06x 0,02 mm à 0,1 x 0,09 mm). Certains cristaux sont entourés d'une couronne réactionnelle à  $Cpx +Opx$ .

#### III.2.1.2. Minéraux de la Se

- **Le pyroxène** est abondant dans la roche. Ces derniers sont simplectitiques car montrent une intercroissance de  $Qz + Kfs +Pl$ . Certains cristaux de pyroxène se déstabilisent en minéraux opaques. Les caractères pétrographiques montrent qu'il ya deux types de pyroxène de génération distinctes.

- ❖ **L'orthopyroxène** constitue la première génération des pyroxènes. Il est caractérisé par la microstructure simplectitique avec des clivages fins et réguliers. Il se présente sous forme de phénoblastes xénomorphes de dimensions variables (0,2 x 0,06 mm à 0,1 0 x 0,8 mm). Il est criblé d'inclusions de quartz et minéraux opaques. Il est en association avec le  $Pl+Kfs \pm Qz \pm Op$ .

- ❖ **Le clinopyroxène** ici est l'omphacite ( $X_{Ca}= 46- 49$  ;  $X_{Mg}= 37- 40$  ;  $X_{Fe}= 12-15$ ). Il constitue la seconde génération de pyroxène car, forme principalement la double couronne de

grenat. Il est de taille est variable (0,04 x 0,06 mm à 0,2 x 0,4mm). Certains cristaux montrent une déstabilisation en minéraux opaques, d'autres par contre sont peu simplectitiques et renferment des inclusions de quartz.

- **Le quartz** se présente sous forme d'individus polycristallins. Les grands cristaux sont rares tandis que les petits cristaux, très nombreux, forment avec le feldspath, la matrice dans laquelle baignent les gros cristaux de pyroxène et de grenat. Ces petits cristaux sont à extinction roulante et leur taille ne dépasse pas 0,5mm. Par endroit, ces petits cristaux colmatent les fractures des grands cristaux et parfois sont en inclusion dans le grenat et le pyroxène. Certains cristaux de quartz sont en forme de rubans (de taille moyenne 0,09 x 0,1mm) dans les couronnes à Qz + Kfs autour des cristaux de grenat.

- **Le feldspath alcalin** se présente en petits et moyens cristaux trapus de dimension variable (0,008mm x 0,004 mm à 0,1 x 0,08 mm). Ces cristaux de feldspath forment avec le quartz et le pyroxène des symplectites. Il est en association fréquente avec le quartz, le pyroxène et le plagioclase.

- **Le plagioclase** est en quantité notable dans la roche, et se présente sous forme de cristaux xénomorphes de taille moyenne (0,02 x 0,02mm). Certains cristaux de plagioclase forment avec le feldspath et le quartz une couronne autour du grenat. Ils sont en association avec le quartz, et le feldspath. Il renferme des inclusions de zircon et de rutile.

- ❖ **Le rutile** (Fig.13F) se présente sous forme de cristaux xénomorphes (0,2mm x 0,16mm) disséminés dans la roche. Ils se transforment en minéraux opaques tandis que d'autres sont en association avec le diopside. Ces derniers se rencontrent aussi en inclusion dans le grenat, le diopside et le plagioclase.

- ❖ **Le zircon** est subautomorphe et légèrement ovoïde (Fig.13E) de taille millimétrique. Il apparait en inclusion dans le feldspath et est en association avec le rutile.

- **Les minéraux opaques** sont à composition d'oxydes ferro-titanés ( $TiO_2=40,2-50,4\%$ ;  $FeO=48,5-58,2\%$ ). Ils sont très peu représentés dans la roche, sont en cristaux xénomorphes. Certains minéraux opaques sont en association avec le feldspath et le plagioclase tandis que d'autres apparaissent soit dispersés ou en inclusion dans les autres minéraux.

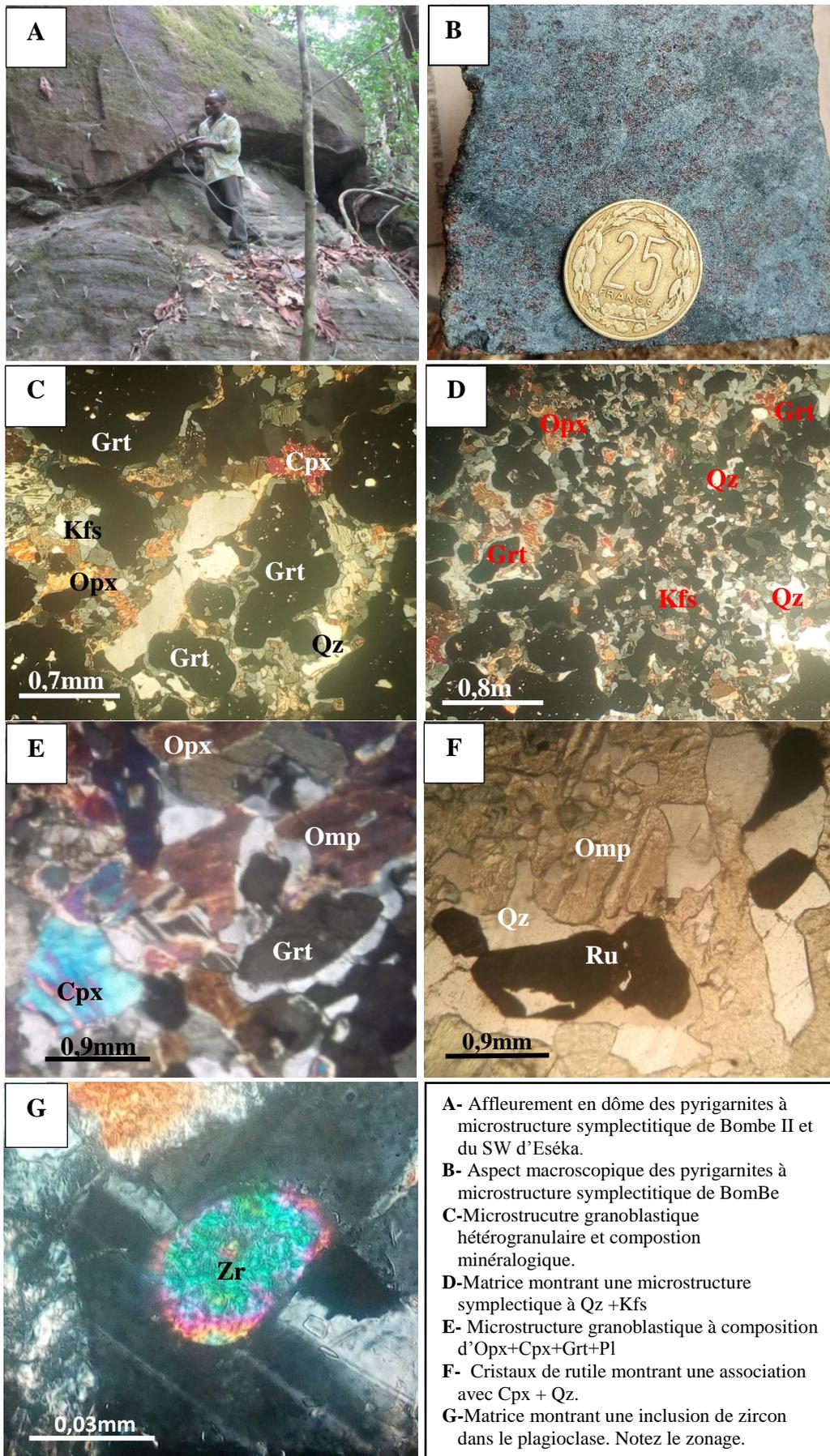
-Les associations minérales ante - Se sont:

(1) Grt + Kfs (minéraux à couronne)

(2) Kfs + Qz+Cpx ; Cpx+Opx (minéraux de la couronne)

-Les minéraux de la Se: Grt+ Opx + Cpx + Qz+ Kfs+ Pl + Ru

- Les minéraux post-Se: Ru+Op



**A-** Affleurement en dôme des pyrigarnites à microstructure symplectitique de Bombe II et du SW d'Eséka.  
**B-** Aspect macroscopique des pyrigarnites à microstructure symplectitique de BomBe  
**C-** Microstructure granoblastique hétérogranulaire et composition minéralogique.  
**D-** Matrice montrant une microstructure symplectitique à Qz + Kfs  
**E-** Microstructure granoblastique à composition d'Opx+Cpx+Grt+Pl  
**F-** Cristaux de rutile montrant une association avec Cpx + Qz.  
**G-** Matrice montrant une inclusion de zircon dans le plagioclase. Notez le zonage.

**Figure 13.** Aspects macroscopique et microscopique des pyrigarnites à microstructure symplectitique

### III.2.2. Pyrigarnites coronitiques

Les pyrigarnites (Ech PG4) affleurent sous forme de dômes (Fig.14A) au SW de la ville d'Eséka. Elles affleurent également sur le plancher et forme des bancs sur tous les fronts de la carrière de Mintanyé. Dans l'ensemble, elles sont d'aspect gris rosâtre. Le grain est moyen et les minéraux visibles à l'œil nu sont le grenat, le pyroxène, le quartz et feldspaths. Le feldspath est sous forme d'amandes ou de sigmoïdes généralement moulés par la schistosité avec des zones d'ombre à recristallisation de quartz.

En lame mince, le mode d'agencement des minéraux confère à la roche une microstructure granoblastique isogranulaire à légèrement hétérogranulaire (Fig.14B) avec des minéraux à couronnes [microstructure coronitique (Fig.14C-D)]. La roche est constituée de poeciloblastes de grenat, de pyroxène, d'amphibole, du quartz, du feldspath et plagioclase. La phase accessoire est constituée du rutile, apatite et opaques.

#### III.2.2.1. Les minéraux à couronnes

- **Le grenat** ( $X_{Fe} = 0,42-0,49$ ;  $X_{Ca} = 0,21-0,32$ ;  $X_{Mg} = 0,23-0,28$ ;  $X_{Mn} = 0,79-1$ ) est très abondant dans la roche, de dimension 3,6 mm × 3,2 mm, montre une couronne réactionnelle simple à Qz+kfs; Qz+Kfs+Pl+Cpx (Fig. 14C). On note également dans certains porphyroblastes des couronnes à Opx+kfs+Qz (Fig. 14H) et une double couronne à (i) Kfs+Qz +Pl ; (ii) Opx +Cpx (Fig. 14G). Certains cristaux sont fracturés et ces fissures sont colmatées par des petits cristaux de quartz. D'autres par contre sont criblés d'inclusions et montrent des golfs de corrosions à quartz, plagioclase et hornblende.

#### III.2.2.2. Les minéraux sans couronnes

- **Le grenat** sans couronne se présente sous forme de cristaux xénomorphes plus petit que les précédent (0,8 mm × 0,4 mm), sub-automorphes (0,5mm × 0,3mm) et/ou allongés (0,8mm × 0,16mm). Certains cristaux sont criblés d'inclusions d'amphibole, de quartz et feldspath. Le grenat est associé aux cristaux de pyroxène, plagioclase et quartz.

- **Les pyroxènes** sont aussi abondants dans la roche. Il s'agit de l'orthopyroxène et du Clinopyroxène.

- **Le clinopyroxène** est représenté par l'omphacite ( $X_{Ca}=47$  ;  $X_{Mg}=38$  ;  $X_{Fe}=15$ ). Il se présente sous forme de cristaux xénomorphes, de taille variant entre 1mm × 0,8mm et 1,2mm × 0,7mm. Ces prismes bien qu'ils soient déchiquetés renferment des inclusions de quartz et d'orthopyroxène. Il est en association avec l'orthopyroxène et le grenat (Fig.14F)

- **L'orthopyroxène** est à composition de l'enstatite ( $X_{Ca}=18$  ;  $X_{Mg}=60$  ;  $X_{Fe}=22$ ), est disséminé dans la roche et se présente sous forme de petits cristaux xénomorphes ou

subautomorphes (0,6mm×0,5mm à 0,3mm×0,36mm). Il montre des inclusions de rutile, et est associé au feldspath, quartz et clinopyroxène (Fig.14E).

- **L'amphibole** se présente sous forme de cristaux xénomorphes de dimension moyenne 0,2mm× 0,1mm. Certains cristaux sont issus de la déstabilisation du clinopyroxène. Elle est en association avec le feldspath.

- **Le quartz** se présente sous forme de cristaux xénomorphes (0,3mm× 0,2 mm), Il apparaît en inclusion dans le grenat, l'amphibole et le pyroxène. Il est associé au pyroxène et feldspath.

- **Le feldspath** alcalin est sous forme de cristaux allongés (0,8mm×0,2mm à 0,3mm×0,1mm). Il renferme des inclusions de quartz, de grenat et minéraux opaques. Il est en association avec le pyroxène et le quartz.

- **Le plagioclase** est représenté par l'andésine ( $An_{36}Ab_{63}Or_1$ ). Il est xénomorphe, dispersé dans la roche et est de dimension moyenne environ 0,4mm de long. Certains cristaux montrent des déformations en Kink des macles (Fig.14C). Il est en association avec le pyroxène et le grenat.

- **L'apatite** peu représentée, est sous forme de cristaux sub-automorphes (0,4mm x 0,2mm) dispersée dans la roche. Elle est également rencontrée en inclusion dans le grenat.

- **Le rutile** se présente sous forme de cristaux xénomorphes (0,4 mm x 0,36 mm) disséminés dans la roche. Certains cristaux se transforment en minéraux opaques et d'autres sont en inclusion dans le grenat, l'orthopyroxène et le clinopyroxène (Fig.14E).

- **Les minéraux opaques** moins abondant sont en cristaux xénomorphes de tailles variables (0,36 mm ×0,12mm à 0,08mm×0,1mm). Ils sont en inclusions dans les feldspaths.

Les associations minérales sont:

(1)Grt + Qz+ Px (minéraux à couronne anté-Se)

(2)Qz + kfs; Qz + Kfs+ Pl+ Cpx (minéraux de la première couronne)

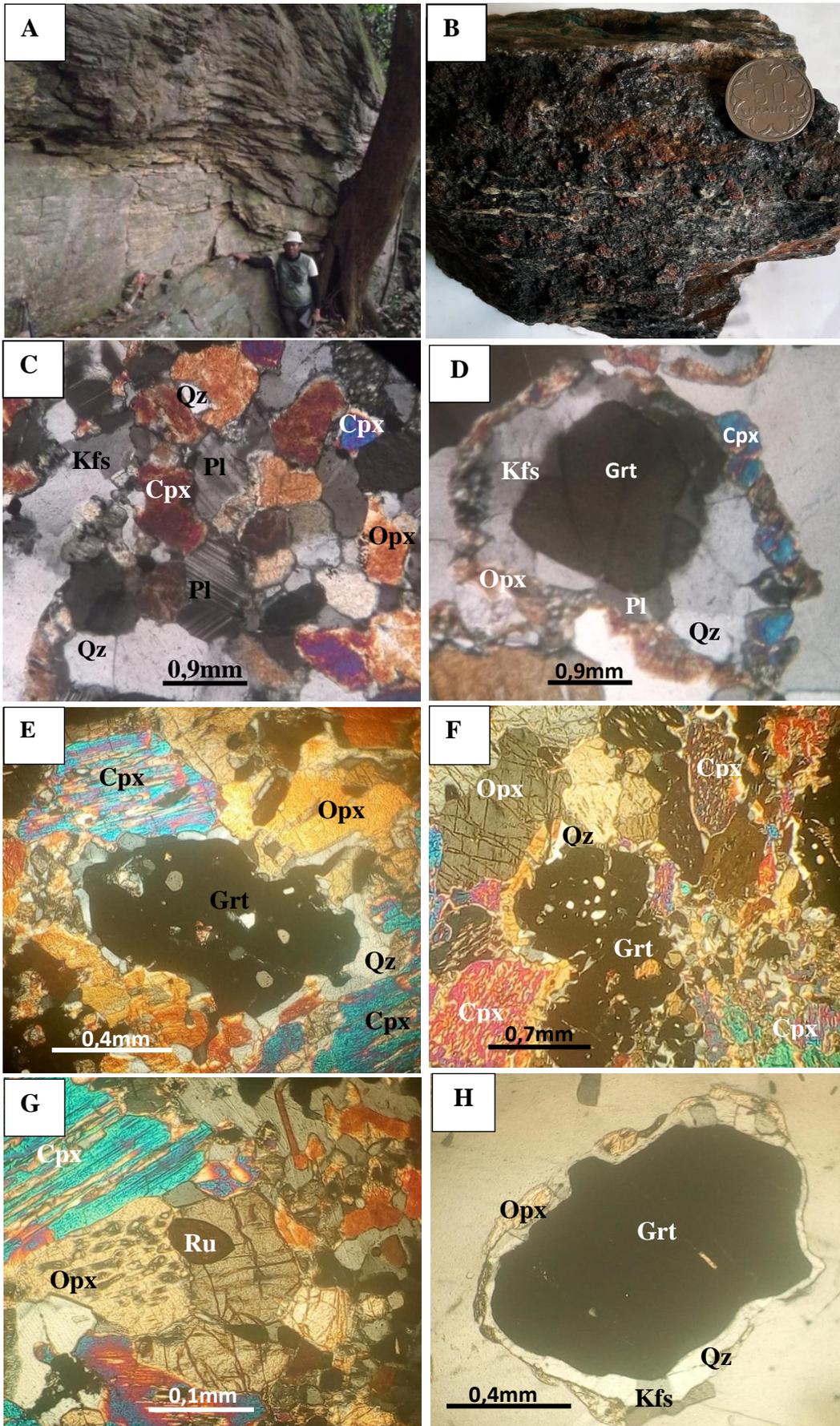
(3) Opx + Cpx (minéraux de la seconde couronne).

(4)Grt+Px+Ru+Qz+Kfs+Pl+Op (minéraux de la Se)

(5) Op +Ru (minéraux post-Se)

**Figure 14.** Aspect macroscopique et microscopiques des pyrigarnites à coronite

- A-** Affleurement des pyrigarnites à coronites de la localité d'Eséka ;
- B** –Détail macroscopique d'un échantillon de pyrigarnite à coronite ;
- C-** Microstructure granoblastique isogranulaire et composition minéralogique des pyrigarnites ;
- D-** Microstructure coronitique: Grt montrant deux couronnes une première (à  $Qz+Kfs+Pl$ ) et une deuxième (à  $Cpx +Opx$ ) ;
- E-** Porphyroblaste de grenat montrant des inclusions de quartz et portant une double couronne à  $Qz+kfs$  et  $Cpx+Opx$ ;
- F-** Association minérale à  $Opx +Grt+Cpx$ ;
- G-** Rutile dans l'orthopyroxène;
- H-** Poeciloblaste de grenat montrant une couronne à  $Kfs +Qz +Opx$



**Figure 14.** Aspects macroscopique et microscopique des pyrigarnites à coronites

### III.3. ROCHES VERTES

La taille des minéraux, la couleur, la structure et le phénomène d'épidotisation permettent de distinguer six principaux types de roches vertes à savoir : les serpentinites, les pyroxénites, les pyribolites litées, les pyribolites à épidotes, les amphibolites épidotisées et les épidotites. Ces roches vertes ont été classées en deux groupes.

#### III.3.1. Roche vertes issues de la Serpentinisation

##### III.3.1.1. Serpentinites à relique d'olivine et de pyroxène (Ech, RV16, RV17, RV19, RV20)

Les serpentinites à relique d'olivine et de pyroxène présentent une patine verdâtre ou blanchâtre. Ces dernières affleurent en dômes mesurant 5 à 20 cm de côté sur les pentes et les sommets du village Song-Hot (Fig.15A). Sur le plan cartographique, elles montrent une disposition en bande orientée Nord-Sud. Elles sont massives et homogènes, avec des minéraux visibles à l'œil nu tel que le quartz et les minéraux opaques.

Au microscope, la roche présente une microstructure ou une texture maillée (Fig.15B) d'aspect fibreux constituée de pyroxène, olivine en relique, serpentine, trémolite et, accessoirement le talc, l'épidote et les minéraux opaques. Les sites de l'olivine et du pyroxène sont remplacés par des textures maillées ou bastite partiellement recristallisées en serpentine. Ces textures sont similaires à celles décrites par [Debret, \(2013\)](#) et proviennent de la déstabilisation des olivines en serpentines ([Adel-Satouh, 2017](#)). Peu de reliques de minéraux primaires sont observables, seul le clinopyroxène peut être partiellement préservé au cœur d'agrégats de serpentine.

- Le pyroxène sous forme relique est le clinopyroxène. Il se présente sous forme de plages subautomorphes et xénomorphes. Leur taille est variable (0,4 mm×0,2mm à 0,7mm×0,3mm). Il montre des inclusions de minéraux opaques. Certains cristaux de clinopyroxène montrent une déstabilisation très poussée en serpentine, opaque, trémolite et épidote. Il est en association avec l'olivine.

- **La serpentine** ici est l'antigorite ( $X_{Fe}=0,23-0,25$ ;  $X_{Mg}=2,47-2,57$ ) abondante dans la roche, de taille pouvant atteindre 0,3mm. Elle se présente en agrégats lamellaires ou en baguettes. Elle est issue de la transformation de l'olivine (Fig.15C) et des clinopyroxènes. Elle est en association avec le talc, la trémolite et l'opaque. Certains cristaux renferment des inclusions de minéraux opaques.

- **L'amphibole** est la trémolite, leur taille est variable comprise entre 0,5mm × 0,2 mm à 2mm × 0,8mm. Elle se présente sous forme de plages isolées ou d'amas en rosette. Elle montre des inclusions d'opaques et d'autres sont en inclusion dans la serpentine et le talc. Certains cristaux sont issus de la transformation du pyroxène et de l'olivine (Fig.15D). On note une déstabilisation des cristaux de trémolite en opaques et en serpentine. Elle est en association avec le talc.

- **L'olivine** est presque ou totalement serpentinisée. Elle se présente sous forme de reliques sub-arrondies ou globulaires. Ces olivines sont généralement entourées des serpentines qui dessinent le plus souvent des textures maillées caractéristiques des serpentinites (Fig.15D). On note des interstices de mailles remplis par de la serpentine, talc et des oxydes, leur dimension varie de 1 mm × 0,8 mm à 0,9 mm × 0,2 mm. Elle se transforme en serpentine et trémolite.

- **Le talc** est secondaire et se présente sous forme de cristaux en aiguilles (0,04 mm × 0,2 mm). Il est issu de la déstabilisation de l'olivine, du clinopyroxène et la trémolite.

- **L'épidote** est secondaire et provient de la déstabilisation du clinopyroxène. Elle se présente sous forme de grains de taille variant de 0,1mm à 0,2mm.

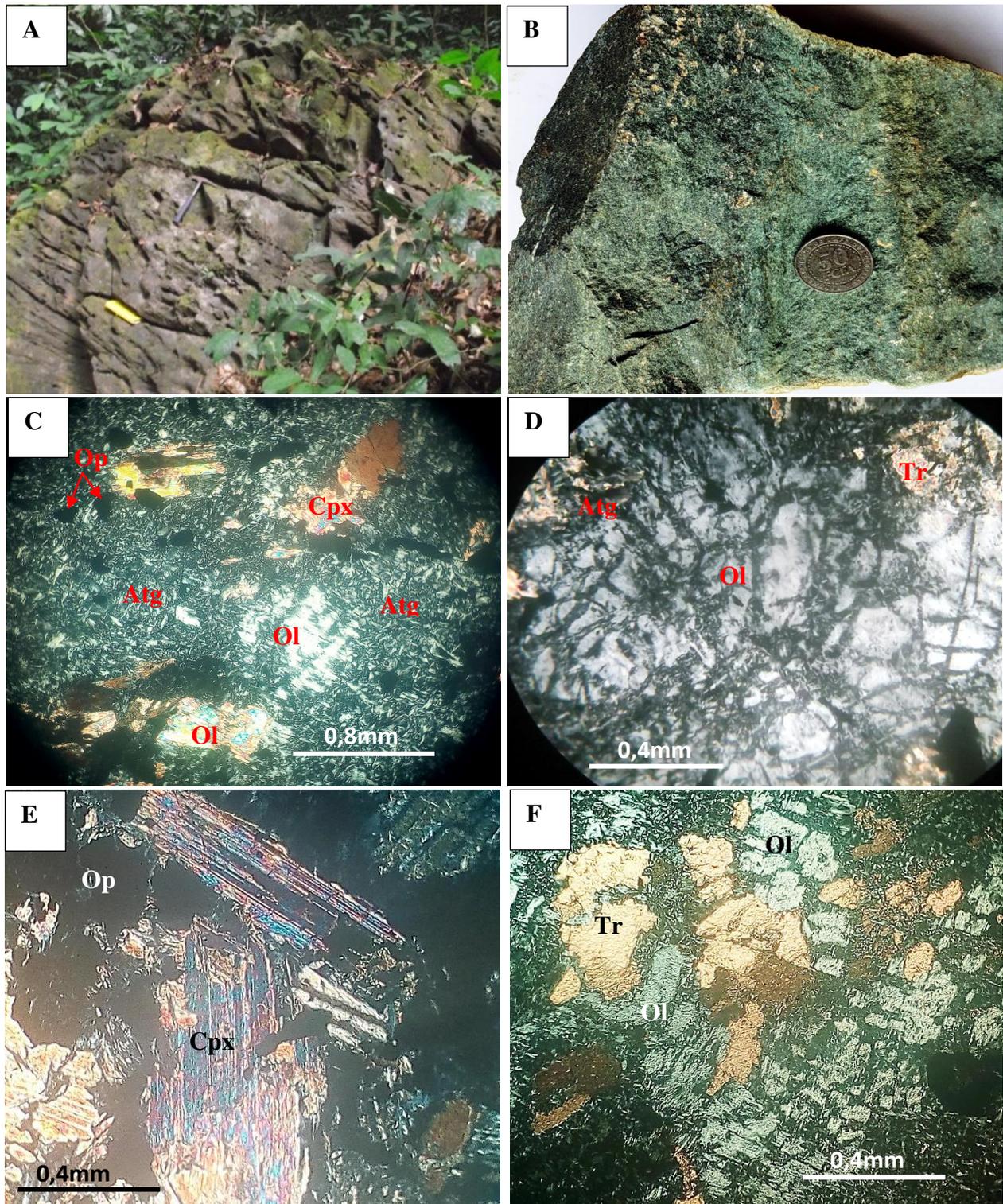
- **Les minéraux opaques** sont des oxydes ferro-chromé (FeO = 84,04-88,67% ; 2,57-2,47%) et magnétite (2,57-2,47%). Ils se présentent sous forme de cristaux xénomorphes, de taille variable (0,45mm à 0,8mm). Ils sont disséminés dans la roche et forment des inclusions dans la serpentine. Certains cristaux renferment des inclusions de talc. Ces minéraux opaques proviennent de la déstabilisation des olivines et du clinopyroxène (Fig.15E et F).

Les associations minérales sont:

- (1) Ol + Px (minéraux primaire)
- (2) Atg + Tlc + Op ± Ol ± Px (minéraux de la S<sub>e</sub>)
- (3) Tlc + Ep + Op (minéraux post -S<sub>e</sub>)

### **III.3.1.2. Serpentinites à trémolite (Ech RV1, RV3, RV5, RV6, RV10)**

Les serpentinites à trémolite présentent à l'affleurement de la patine verdâtre et blanchâtre. Elles affleurent en dômes sur les collines dans la localité de Song-Hot (Fig.16A). Elles sont massives et présentent dans certains affleurements des trous d'altérations différentielles.



**A:** Affleurement en dôme montrant une structure en maille avec des fractures ; **B :** Aspect macroscopique; **C :** Microstructure granoblastique hétérogranulaire et composition minéralogique ; **D :** Matrice montrant une relique d’olivine à texture maillée ; **E:** Déstabilisation du clinopyroxène en minéraux opaques (en LPA); **F:** Microstructure montrant une olivine maillée qui se déstabilise en trémolite et en serpentine.

**Figure 15.** Caractères macroscopique et microphotographique des serpentinites à relique d’olivine et pyroxène

En lame mince, la roche présente une microstructure granoblastique hétérogranulaire (Fig.16C) riche en minéraux d'aspect fibreux. Les minéraux primaires ne sont pas préservés dans ces roches et peu de phases accessoires sont observables. Elle est constituée de la serpentine, le talc, la trémolite, le pyroxène relictuel et les minéraux opaques.

- **La serpentine** ici est une antigorite ( $X_{Fe}=0,12-0,15$ ;  $X_{Mg}=2,61-2,66$ ) qui est caractérisée par des fibres regroupées en agrégats. Elle se présente également sous forme de veine, de taille millimétrique à micrométrique. Elle est majoritaire dans la roche et provient de la déstabilisation des minéraux primaires. Elle est en association avec la trémolite et le talc.

- **Le talc** se présente sous forme de lamelles allongées, de taille millimétrique à centimétrique. Il est aussi abondant dans la roche et provient de la déstabilisation des minéraux primaires et de la trémolite.

- **L'amphibole est la trémolite.** Elle se présente sous forme de rosette, de taille variable (0,3 mm × 0,2 mm à 0,9 mm × 0,8 mm). Certains cristaux se déstabilisent en minéraux opaques et d'autres renferment des inclusions d'opaques. On note également une transformation en serpentine et en talc (Fig.16D).

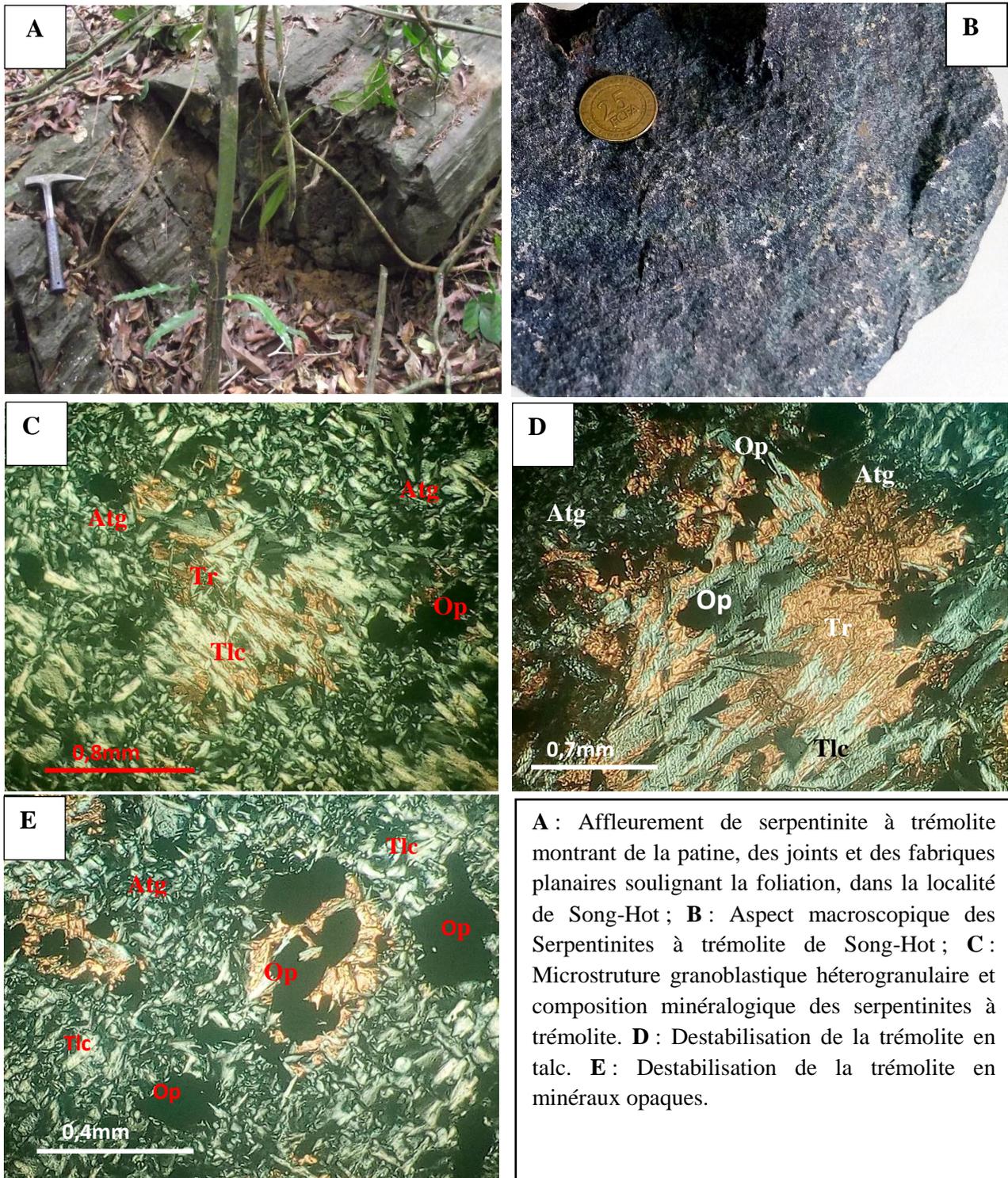
- **Le pyroxène** apparaît sous forme de relique. Il se présente sous forme de plages xénomorphes de dimensions avoisinant les (0,4 × 0,1 mm). Il montre une déstabilisation en serpentine, et en minéraux opaques.

- **Les minéraux opaques** sont des oxydes ferro-chromés (FeO=86,48%; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=3,09%). Ils se présentent sous forme de cristaux xénomorphes (0,4 mm à 0,8 mm) et proviennent de la transformation de la trémolite (Fig.16E). Ils sont disséminés dans la roche et apparaissent en inclusion dans la serpentine et la trémolite. Ils sont en association avec le talc.

Les associations minérales sont: (i)- Px +Tr (primaire); (ii)-Ser + Tlc+Op (secondaire)

### **III.3.2. Roches vertes épidotisées (RV15, 15a)**

Les roches qui sont issues de l'épidotisation sont de couleurs vert-sombre, très riche en pyroxène, amphibole et l'épidote. Celles - ci affleurent en dalles et en dômes au Nord de Song- Hot. Elles montrent un rubanement lithologique avec une alternance des niveaux basiques intercalés dans les niveaux plus clairs (Fig. 17A). La taille des grains et l'abondance du pyroxène, d'amphibole et d'épidote permettent de distinguer quatre types lithologiques : les pyroxénites, les pyribolites litées, les pyribolites à épidote, les amphibolites épidotisées.



**Figure 16.** Caractères macroscopique et microscopique des serpentinites à trémolite

### III.3.2.1. Pyroxénites à épidote

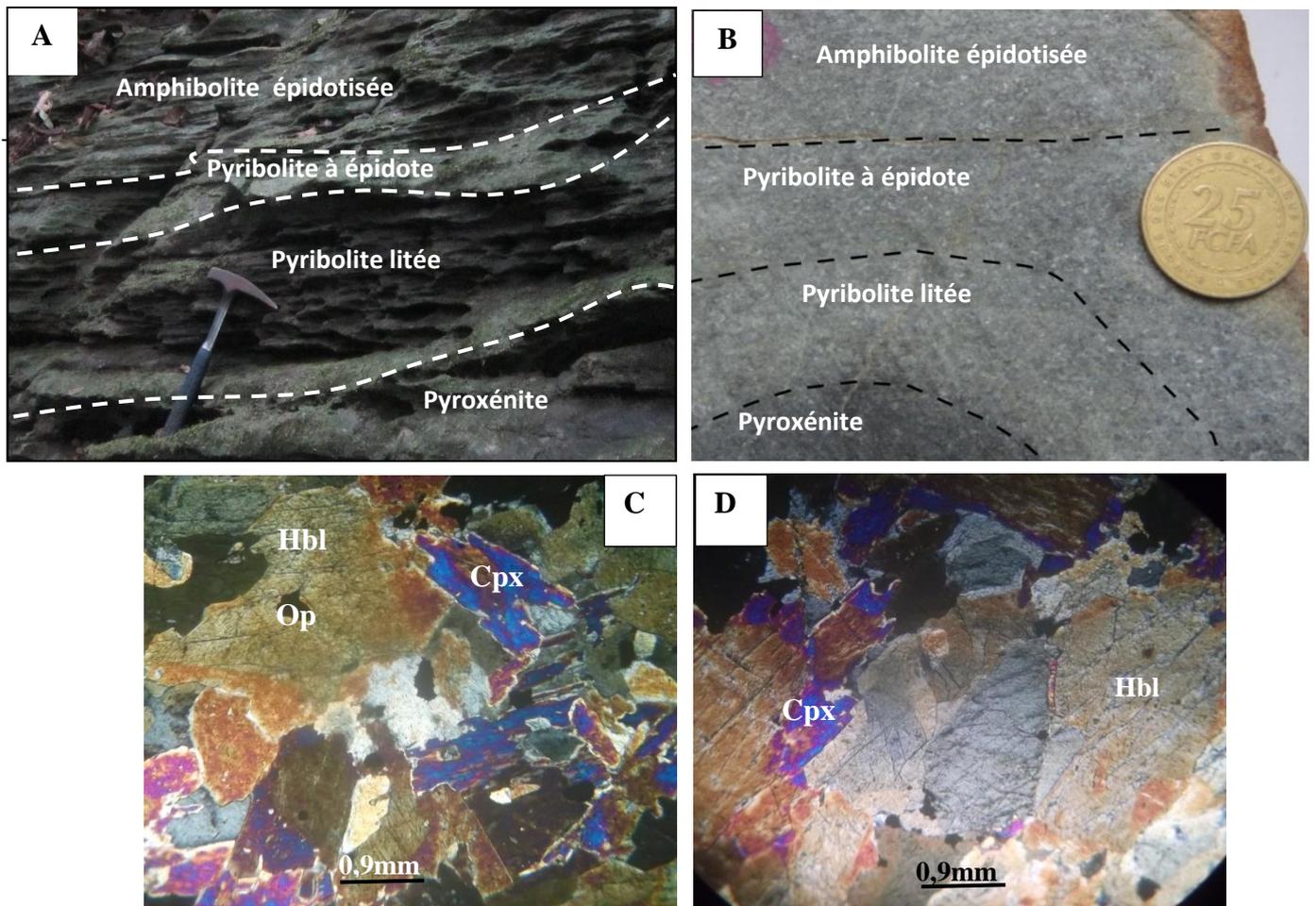
Les pyroxénites affleurent en dôme dans la localité de Song-Hot (Fig.17A). La roche est massive (Fig.17B) et présente des niveaux riches en pyroxène. Au microscope leur microstructure est granoblastique hétérogranulaire (Fig.17C) avec des cristaux xénomorphes

de pyroxènes. Les autres minéraux de la roche sont l'amphibole, le feldspath alcalin, l'épidote et les minéraux opaques.

- *Les pyroxènes* sont très abondants dans la roche. Il s'agit du clinopyroxène et de l'*orthopyroxène* qui se présentent sous forme de cristaux xénomorphes de taille variable (0,2 x 0,5mm à 0,4x 1 mm). Ils renferment des inclusions de minéraux opaques et quartz. Certains cristaux de clinopyroxène montrent une destabilisation en amphibole (Fig. 17C).

- *L'amphibole* ici est secondaire. Elle est issue de la destabilisation du pyroxène et est essentiellement représentée par de la hornblende brune. Elle se présente sous forme de cristaux xénomorphes (0,3 x 0,1mm à 0,8 à 0,4mm).

- *L'épidote* est très peu représentée dans la roche. Elle est secondaire et se développe sur le pyroxène.



**A** : Affleurement en dôme, notez le rubanement lithologique ; **B** : Aspect macroscopique des roches vertes épidotisées de Song-Hot ; **C** : Microstructure granoblastique hétérogranulaire et composition minéralogique en LPA ; **D** : Destabilisation du clinopyroxène en hornblende.

**Figure 17.** Caractères macroscopique et microscopique des pyroxénites à épidote de Song-Hot

- **Les minéraux opaques** sont en quantité notable, et sont xénomorphes. Ils sont issus de la déstabilisation du pyroxène. Certains cristaux sont sous forme libre dans la roche et d'autres sont en inclusion.

Les associations minérales sont à: (i)-Cpx + Opx (minéraux primaires); (ii)- Hbl + Ep +Op (minéraux secondaire).

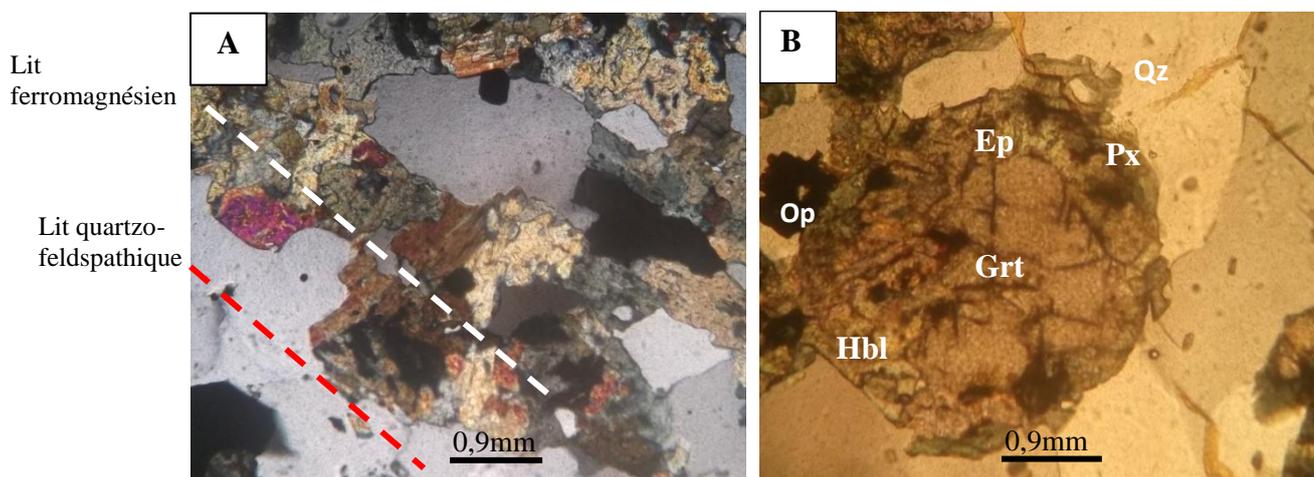
### III.3.2.2. Pyribolites litées à épidote

Les pyribolites litées affleurent sous forme de bandes interlitées dans la localité de Song-Hot. La roche dans l'ensemble présente un aspect verdâtre couvert de patine. Les minéraux visibles à l'œil nu sont le pyroxène, l'amphibole et le quartz.

Au microscope la microstructure est granoblastique hétérogranulaire, caractérisée par un litage dans la trame. Cette trame est constituée essentiellement par le pyroxène et l'amphibole qui alternent avec les lits clairs riches en quartz et feldspath (Fig.18A). Les autres minéraux de la trame sont les coronites de grenat, le rutile, les épidotes et les opaques.

- **Le quartz** se présente en cristaux xénomorphes de dimension moyenne 0,09mm x 0,08mm. Il est abondant dans la trame, et forme avec le feldspath des lits clairs.

- **Le feldspath alcalin** constitue avec le quartz l'essentiel des minéraux clairs de la trame. Les cristaux de feldspath alcalin sont sous forme de bandes allongées de taille variable (0,08mm.x 0,2mm). Certains cristaux contiennent des inclusions de minéraux opaques.



**Figure 18.** Aspect microscopique des pyribolites litées à épidote: **A)** Alternance de lit quartzofeldspathique et ferromagnésien dans les pyribolites litées; **B)** Grenat relictuel à couronne de Px+ Hbl+ Ep (LPNA)

- **Le pyroxène** se présente sous forme de cristaux xénomorphes de taille moyenne (0,3 mm x 0,6 mm). Ces cristaux de pyroxènes se déstabilisent en amphiboles.

- **L'amphibole** abondante dans la roche, est représentée essentiellement par de la hornblende brune. Elle est en cristaux xénomorphes de taille variant entre 0,04 x 0,07 mm à 0,3 x 0,1mm et montre des inclusions de minéraux opaques.

- **Le grenat** relictuel se présente sous forme de cristaux xénomorphes de taille moyenne 0,3 x 0,2mm. Il montre une couronne réactionnelle à Px+ Hbl+ Ep (Fig. 18B).

- **L'épidote** secondaire, se présente sous forme de petits cristaux épars dans la roche ou en cristaux xénomorphes se développant aux dépens du pyroxène.

- **Les minéraux opaques** très peu représentés dans la matrice, apparaissent en inclusion dans le feldspath et l'amphibole.

Les associations minérales sont:

- 1) Grt +Op (minéraux anté-Se)
- 2) Px+Hbl+Ep (minéraux de la couronne)
- 3) Px+Qz+Kfs+Op (minéraux de la Se)
- 4) Hbl + Ep (minéraux post-Se)

### **III.3.2.3. Pyribolites à épidote**

Les pyribolites à épidote affleurent sous forme de larges bandes interlitées avec les pyribolites litées de la localité de Song-Hot. La roche présente un aspect verdâtre couvert de patine.

À l'échelle microscopique, la roche présente une microstructure granoblastique hétérogranulaire (Fig: 19A). La trame présente un léger litage constitué de quartz et feldspath alcalin pour les minéraux clairs, du pyroxène et amphibole pour les ferromagnésiens. La phase accessoire et représentée par du sphène, de l'épidote et des minéraux opaques.

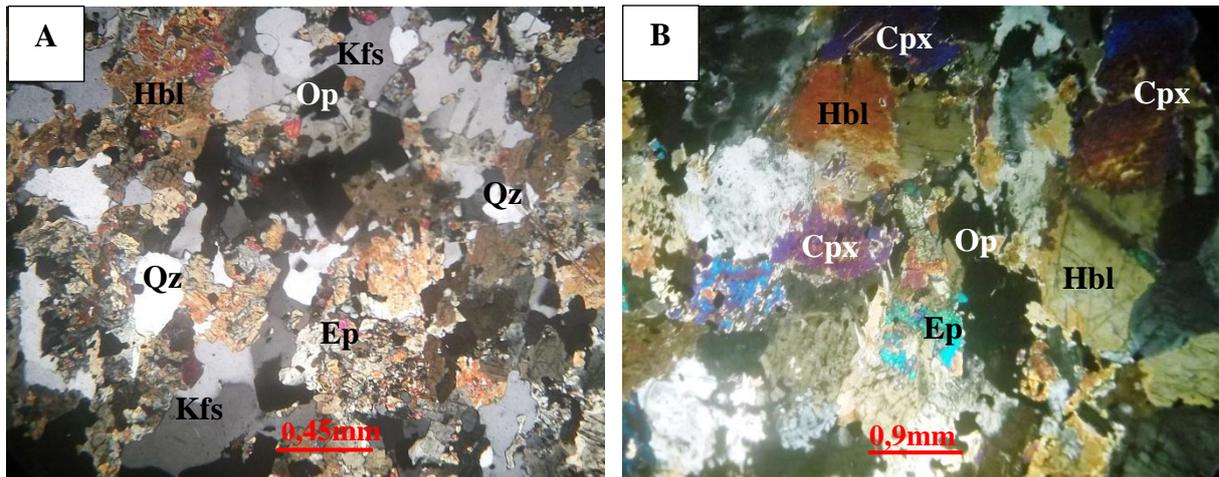
- **Le quartz** se présente sous forme de rubans monocristallins orientés de taille 0,12 mm x 0,08 mm ou en cristaux polygonaux de taille variable (0,02 x 0,06mm à 0,3 x 0,1mm), dispersés dans la matrice.

- **Le feldspath** est en cristaux xénomorphes de dimensions (0,1 mm x 0,2mm). Certains cristaux renferment des inclusions d'amphibole. Ils sont également associés au quartz.

- **Le pyroxène** abondant dans la roche, se présente sous forme de cristaux xénomorphes (0,2 x 0,3mm à 0,4x 0,8 mm). Il montre des déstabilisations en amphibole et en

épidote (Fig. 19B). Certains cristaux sont criblés d'inclusions de feldspath et de minéraux opaques. Le pyroxène est en association avec l'amphibole et les minéraux opaques.

- *L'amphibole* très abondante dans la roche est représentée par la hornblende brune. Elle est en cristaux xénomorphes (0,06mm x 0,1mm à 0,2mm x 0,3mm). Certains cristaux montrent des déstabilisations en épidote et d'autres présentent des inclusions de minéraux opaques.



**Figure 19.** Aspect microscopique des pyriboles à épidote: **A)** Microstructure granoblastique hétérogranulaire et composition minéralogique des pyriboles à épidote; **B)** Matrice montrant la déstabilisation du cpx en Hbl et l'épidote.

- *Le sphène* est sous forme de cristaux automorphes en inclusion dans l'amphibole.
- *L'épidote* est secondaire, se développe aux dépens du pyroxène et de l'amphibole.
- *Les minéraux opaques* de taille variable (0,2 mm x 0,03 mm à 0,2 mm x 0,04mm) sont en quantité notable, avec des formes très variées. Ils se développent sur le pyroxène et l'amphibole. Ils sont en inclusion dans le pyroxène.

Les associations minérales sont :

- 1) Qz + Kfs + Px + Hbl (minéraux primaire)
- 2) Hbl + Ep + Op (minéraux secondaire)

#### **III.3.2.4. Amphibolites à grenat et épidote**

Les amphibolites épidotisées montrent à l'affleurement de la patine verdâtre et blanchâtre. Elles affleurent sous forme de dôme ou en interlits dans la localité de Song-Hot. La microstructure est granoblastique hétérogranulaire. Les roches montrent un début

d'épidotisation. Elle est constituée de feldspath alcalin, de reliques de grenat, de pyroxène, d'amphibole, d'épidote et des minéraux opaques.

- Le **grenat** est relictuel (Fig.20A) dans la roche et se présente sous forme de cristaux subautomorphes de taille moyenne 0,2 mm× 0,3 mm. Il montre une association avec la hornblende et l'épidote.

- Les **minéraux opaques** abondant dans la roche, sont en cristaux xénomorphes de taille variable (0,3mm x 0,5mm à 0,8mm x 1mm), avec des couronnes réactionnelles à Ep + Hbl.

❖ **Les minéraux marquant le début d'épidotisation**

- Le **feldspath alcalin** est sous forme de cristaux trapus ou allongé. Certains cristaux sont criblés d'inclusions de minéraux opaques et d'amphibole. D'autres par contre se transforment en épidote.

- Le **pyroxène** est xénomorphe (0,08 mm x 0,16 mm) et montre des reliques de la déstabilisation complète en amphibole. Certains cristaux présentent une légère transformation en épidote.

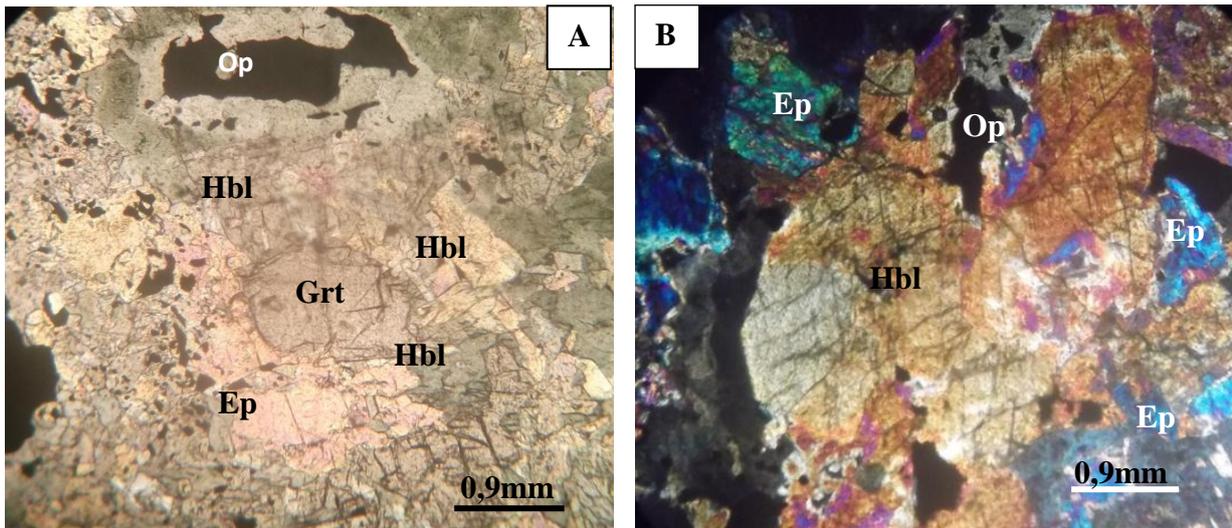
- **L'amphibole** est très abondante dans cette section. Elle est représentée dans la roche par la hornblende verte et la hornblende brune. Ces cristaux se présentent sous forme xénomorphes de taille moyenne 0,3 x 0,5mm. Elles sont secondaires car issue de la déstabilisation du pyroxène (Fig.20B). Certains cristaux montrent des transformations en épidote et en minéraux opaques.

- **L'épidote** est sous forme de grains se développant sur les reliques de pyroxène et de l'amphibole.

- **Les minéraux opaques** sont de petits cristaux automorphes ou xénomorphes rencontrés dans la roche soit sous forme libre, soit en inclusion dans la trame. Certains cristaux proviennent de la déstabilisation de l'amphibole, de l'épidote et du feldspath alcalin.

Les associations minérales sont :

- 1) Grt+ Kfs+ Px+ Hbl (minéraux primaire)
- 2) Hbl+Ep (Minéraux secondaire)



**Figure 20.** Aspect microscopique des amphibolites épidotisées: **A)** Relique de grenat dans un amas de hornblende et d'épidote; **B)** Développement de l'épidote sur la hornblende.

### III.3.2.5. EPIDOTITES (RV 14a)

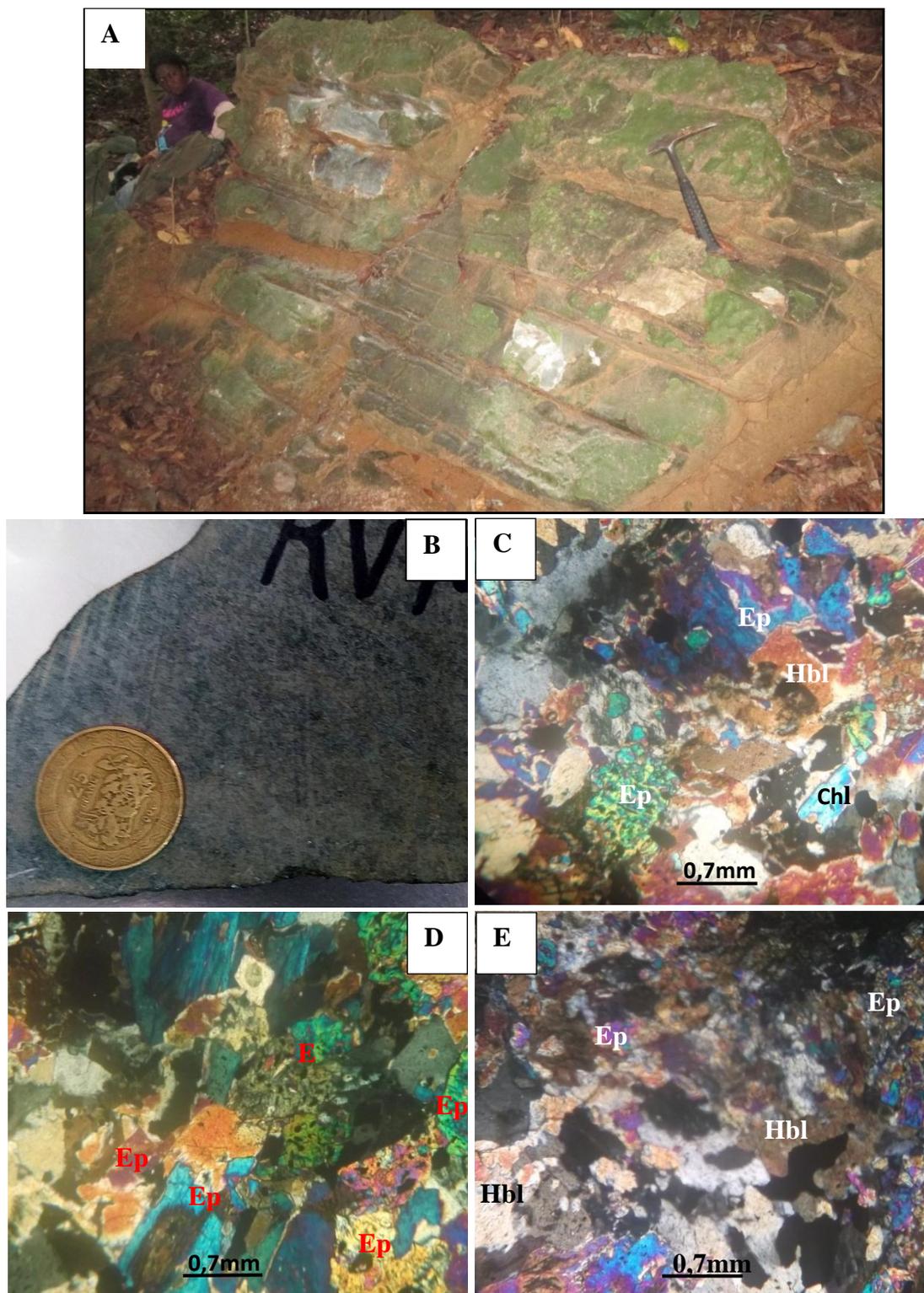
Les épidotites sont des roches d'aspect vert-sombre, très riches en amphibole et épidote, qui affleurent en dalles (Fig.21A) au Nord du village Song-Hot (N03°35'483'', E10°45'901''). La roche est massive et de couleur gris sombre (Fig.21B).

Au microscope, la microstructure est granoblastique hétérogranulaire. La roche est composée d'épidote, de relique d'amphibole, de la chlorite, de feldspath alcalin et des minéraux opaques (Fig.21C).

- *L'épidote* est secondaire et se développe sur l'amphibole avec une taille variant de 0,2mm à 0,25mm de long. Elle est très abondante dans la roche (Fig. 21D). Elle se présente sous forme de grains ou de petits nids d'abeille avec des inclusions d'opacques. Certains cristaux sont en association avec l'amphibole, la chlorite.

- *L'amphibole* est rélictuelle dans la roche. Elle est en cristaux xénomorphes (0,5mm×0,2mm à 0,3mm× 0,1mm) montrant des golfs de corrosion à épidote. Elle montre une transformation très intense en épidote (Fig. 21E) et en opaques. On note également des inclusions fréquentes d'opaque et de feldspath.

- *La chlorite* est secondaire car, se développe aux dépens de l'épidote. Elle est xénomorphe et disséminée dans la roche. La chlorite est en association fréquente avec l'épidote et les minéraux opaques.



**A:** Affleurement en Dalles; **B:** Aspect macroscopique ; **C :** Microstructure granoblastique et composition minéralogique ; **D:** Microstructure granoblastique montrant les différentes générations d'épidote **E:** Relique Amphibole montrant la transformation en épidote.

**Figure 21.** Caractères macroscopique et microscopique des épidotites de la localité de Song-Hot

- **Le feldspath** alcalin est sous forme de plages xénomorphes de dimensions (0,2 mm x 0,8 mm) pour les uns et sub-arrondies (0,2 mm x 0,2mm) pour les autres. Certains cristaux se transforment en épidote et en opaque. Il est criblé d'inclusions d'épidote.

- **Les minéraux opaques** sont xénomorphes (0,04 mm x 0,06mm) à sub-automorphes (0,1 x 0,3 mm). La plupart sont issus de la déstabilisation de l'amphibole et du feldspath. On les rencontre également sous forme libre et en inclusion dans les feldspaths.

Les associations minérales sont: 1) Hbl +Kfs (minéraux primaire) et 2) Ep+ Chl+Op (minéraux secondaire)

### III.3.3. Talcshistes (Ech TS7, TS3)

Les talcshistes affleurent en boule sur la route ouverte par la compagnie CAMINA dans la localité de SONG-HOT et sur les talus (Fig.22A). Ils sont d'aspect blanchâtre et lustre, savoneux au toucher et peu compacts (Fig.22B). Le talc est la phase minérale principale de la roche.

Au microscope, la roche présente une microstructure granoblastique hétérogranulaire (Fig. 22C) constituée de talc, de muscovite, serpentine, de feldspath et de minéraux opaques.

- **Le talc** est le minéral le plus abondant de la roche. Dans l'ensemble il est sous forme de lamelles orientées. La taille de ces lamelles peut atteindre 0,6 mm×1mm. Les inclusions d'opaques sont fréquentes. Il est associé à la serpentine.

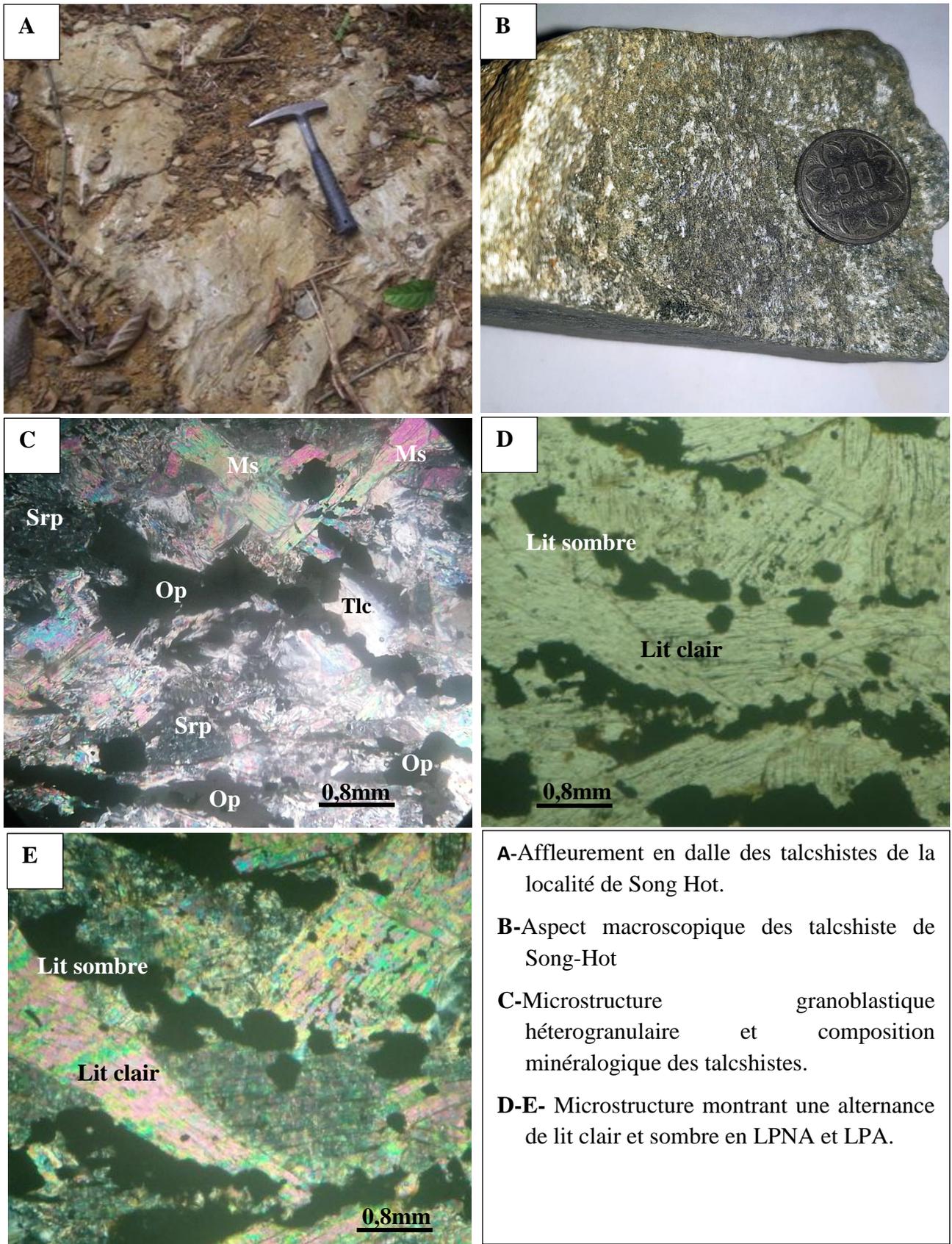
- **La muscovite** se présente sous forme de paillettes allongées, de taille variable (0,4× 0,9 mm). Certains cristaux se transforment en minéraux opaques. L'association muscovite et le talc est fréquente.

- **La serpentine** se présente sous forme de feuilletés ou de cristaux xénomorphes, elle montre des transformations en talc et en minéraux opaques.

- **Les minéraux opaques** sont également abondants et forment un litage séparant les niveaux clairs des niveaux sombres (Fig.22D-E) dans la roche. Ils sont xénomorphes ou subarrondis. On note des inclusions de talc dans certains cristaux de minéraux opaques.

Les associations minérales sont :

- 1) Tlc+ Ms+ Srp (minéraux primaire)
- 2) Op +Tlc (minéraux secondaire)



**A**-Affleurement en dalle des talcshistes de la localité de Song Hot.

**B**-Aspect macroscopique des talcshiste de Song-Hot

**C**-Microstructure granoblastique hétérogranulaire et composition minéralogique des talcshistes.

**D-E**- Microstructure montrant une alternance de lit clair et sombre en LPNA et LPA.

**Figure 22.** Caractères macroscopique et microscopique des talcshistes

Au terme de cette étude, nous retenons que les formations d'Eséka- Minlongo sont constituées d'un ensemble lithologique essentiellement métamorphique. Cet ensemble plurifacial est composé de roches ultrabasiqes (Serpentinites à trémolite, Serpentinites à relique d'olivine et de pyroxène,) et de roches basiques (Pyroxénites, Pyribolites, Epidotites, Gneiss à grenat et pyroxène, Gneiss à biotite et épidote, Gneiss à grenat et biotite, les pyrigarnites à microstructure coronitique et les pyrigarnites à microstructure symplectitique, les talcshistes et les amphibolites). Ces roches sont en général caractérisées par des microstructures granoblastiques hétérogranulaires, avec ubiquité de microstructures réactionnelles (coronites, symplectiques) et microstructures maillées. Toutes ces formations présentent une succession de paragenèses témoignant des stades prograde ( $Qz+Ep+Op$ ;  $Qz+Op+Ru$ ;  $Qz+Kfs+Hbl+Ap$ ;  $Qz+Pl+Ru$ ;  $Hbl+Op$ ), paroxymal granulitique ( $Qz+Kfs+Px+Grt$ ;  $Px+Grt+Pl+Qz$ ;  $Qz+Pl+Cpx+Grt+Op$ ;  $Ol+Px$ ) et rétrograde ( $Hbl+Ep+Op$ ;  $Ru+Op$ ;  $Op+Ru$ ;  $Ep+Op$ ). Il s'agit ici des assemblages de faciès granulitique dont certains sont en reliques et conservés dans des formations de faciès amphibolite et schiste vert. Ces granulites d'Eséka-Lolodorf sont considérées comme une entité lithologique issue d'un métamorphisme plus ancien préservées dans des formations polycycliques. Les principales caractéristiques pétrographiques de ces roches sont résumées dans les tableaux 2 et 3 ci-dessous.

**Tableau 2.** Caractéristiques pétrographiques des roches avec minéraux à couronnes de la région d'étude

	Types pétrographiques	Gneiss à Grt et Px	Pyrigarnites symplectitiques	Pyrigarnites coronitique	Amphibolites à Grt et Ep	Pyribolites litée à Ep	Faciès
	Mode de gisement	Dôme	Dôme	Dôme	Dôme interlité	Bande interlitée	
	Microstructure	-Granoblastique Hétérogranulaire -Coronitique	-Granoblastique Hétérogranulaire - Symplectitique	-Granoblastique Hétérogranulaire -Coronitique	Granoblastique Hétérogranulaire	-Granoblastique Hétérogranulaire	
Cycle I	Assemblage coronitique anté-Se Prograde	Qz+Ep+Op	Qz+Op+Ru	-Qz+Kfs+Hbl+Ap -Qz+Pl+Ru - Qz+Cpx	Kfs+Grt+PX+Hbl		-Amphibolite haut degré
						Ep+Op	-Schiste vert
	Paroxymal	Qz+Kfs+Px+Grt	Px+Grt+Pl+Qz	Qz +Pl+Cpx+Grt+Op			Granulite
	Retrograde	Hbl+Ep+Op	Ru+Op	Op+Ru			
					Hbl+Ep	Hbl+Ep	-Shiste vert
Cycle II	Assemblage de Se	Grt+Px+Qz+Kfs+Pl	Grt+Opx+Cpx+Qz+Kfs+Pl	Grt+Px+Ru+Qz+Kfs+Pl+Op		Px+Qz+Kfs	-Granulite-Eclogite
					Kfs+Px+Hbl		-Amphibolite

**Tableau 3.** Caractéristiques pétrographiques des roches monocycliques de la région d'Éséka-Lolodorf

Types Pétrographiques	Mode de gisement	Microstructure	Associations minérales	Faciès
Gneiss à grenat et biotite	Dôme (100m de long et 20m de hauteur)	Granoblastique hétérogranulaire	-Si : Qz+Bt+Op -Se : Grt+ Qz+Kfs+Pl±Bt -Post Se: Ep+Chl+Op	- Amphibolite faible degré - Amphibolite - Shiste vert
Gneiss à biotite et Epidote	Dôme (100m-200m de long et 20m de hauteur)	Granoblastique hétérogranulaire	-Bt+Qz+Kfs+Pl (primaire) - Ms+ Ep (secondaire)	- Amphibolite faible degré - Schiste vert
Serpentinites relique pyroxène et Olivine	Dôme (5-20cm de côté sur les pentes et les sommets)	Maillée	-Ol+Cpx (primaire) -Se: Atg +Tlc+Op±Ol± Cpx -Post Se : Tlc+Ep+Op	- Granulite - Granulite - Shiste vert
Serpentinites à trémolite	Dôme	Granoblastique hétérogranulaire	-Opx+Tr (primaire) - Atg+Tlc+Op (secondaire)	- Granulite - Shiste vert
Pyroxénites à épidote	Dôme	Granoblastique hétérogranulaire	-Cpx+Opx (primaire) -Hbl+Ep+Op (secondaire)	- Granulite - Amphibolite faible degré
Pyribolites à épidote	Larges bandes interlitées	Granoblastique hétérogranulaire	-Qz+Kfs+Px+Hbl (primaire) -Hbl +Ep+Op (secondaire)	- Amphibolite haut degré - Shiste vert
Epidotites	Dalle	Granoblastique hétérogranulaire	-Hbl+Kfs (primaire) -Ep+Chl+Op (secondaire)	- Amphibolite moyen degré - Shiste vert
Talcschistes	Boule	Granoblastique Hétérogranulaire	-Tlc +Ms+Srp (primaire) - Op+Tlc (secondaire)	- Schiste vert

**CHAPITRE IV**

**ANALYSE DE LA DÉFORMATION ET  
ASSOCIATIONS MINÉRALES :  
CARACTÉRISATION DES ÉVÉNEMENTS  
TECTONIQUES ET MÉTAMORPHIQUES**

## INTRODUCTION

Le présent chapitre décrit, analyse les éléments structuraux identifiés dans les différents types lithologiques, et examine les associations minérales témoins de l'évolution tectono-métamorphique de notre secteur d'étude. L'analyse des plis a été faite à l'aide du logiciel Fold\_profiler (Lisle et al., 2006), ceci en vue d'une meilleure caractérisation de ces derniers. Il s'agit d'une modélisation mathématique par les méthodes des Courbes Cubiques de Bézier et des Sections Coniques, telle que détaillée au paragraphe II.2.6 du chapitre 2. La caractérisation de la déformation et l'évolution tectono-métamorphique s'est faite aux échelles macroscopique et microscopique. Les diagrammes stéréographiques ont été réalisés par projection dans l'hémisphère inférieur du canevas de Schmidt en utilisant le logiciel stéréonet.

Les résultats obtenus dans ce chapitre, caractérisent l'évolution tectono-métamorphique du secteur Eséka-Minlongo et consolident ainsi notre compréhension sur l'architecture structurale du craton du Congo en général et de l'unité du Nyong en particulier.

### IV.1. ANALYSE STRUCTURALE

Les éléments structuraux inventoriés dans le secteur Eséka-Minlongo sont regroupés en structures planaires (foliation, plans de cisaillement, plan de fractures) ; structures linéaires (linéations minérales et d'étirement, axes des plis), structures plicatives (plis) et d'extension ou de volume (boudins). Les analyses géométrique, chronologique et cinématique de ces éléments structuraux nous ont permis de les classer en trois principales phases de déformation étagées de  $D_1$  à  $D_2$ .

#### IV.1.1. Phase de déformation $D_1$

La phase de déformation  $D_1$  est marquée par la foliation  $S_1$ , les linéations minérales ( $Lm_1$ ), d'étirement minéral  $Le_1$ , les plis  $P_1$  et les boudins  $\beta_1$ .

##### *IV.1.1.1. Foliation $S_1$*

La foliation  $S_1$  est identifiée dans les gneiss, les pyrigarnites, les amphibolites rubanées et dans les roches vertes (serpentinites, pyroxénites, pyribolites et épidotites). Elle est soulignée par l'alternance des bandes dans lesquelles les minéraux sont orientés préférentiellement (Fig. 23A). Ainsi la foliation  $S_1$  se caractérise soit par un rubanement

lithologique marqué par l'alternance des bancs de gneiss à grenat, d'amphibolites à grenat et de quartzites à grenat (Figs. 23B et 23C); soit par un litage compositionnel renforcé à certains endroits par la fusion. Ce litage est fait d'une alternance millimétrique à centimétrique des lits clairs (quartzo-feldspathiques) et des lits sombres riches en minéraux ferromagnésiens dans les gneiss (Fig. 23D).

Dans les gneiss, au litage compositionnel se superpose une schistosité  $S_1$  de plan axial aux plis intrafoliaux  $P_1$ . Cette schistosité est soulignée par l'orientation préférentielle des porphyroblastes de feldspath, de pyroxène et de biotite. Certains porphyroblastes de feldspath sont cisailés (Fig. 23E). À l'échelle microscopique certains cristaux de feldspaths et de grenat montrent des couronnes constituées de petits cristaux de quartz, feldspath et pyroxène.

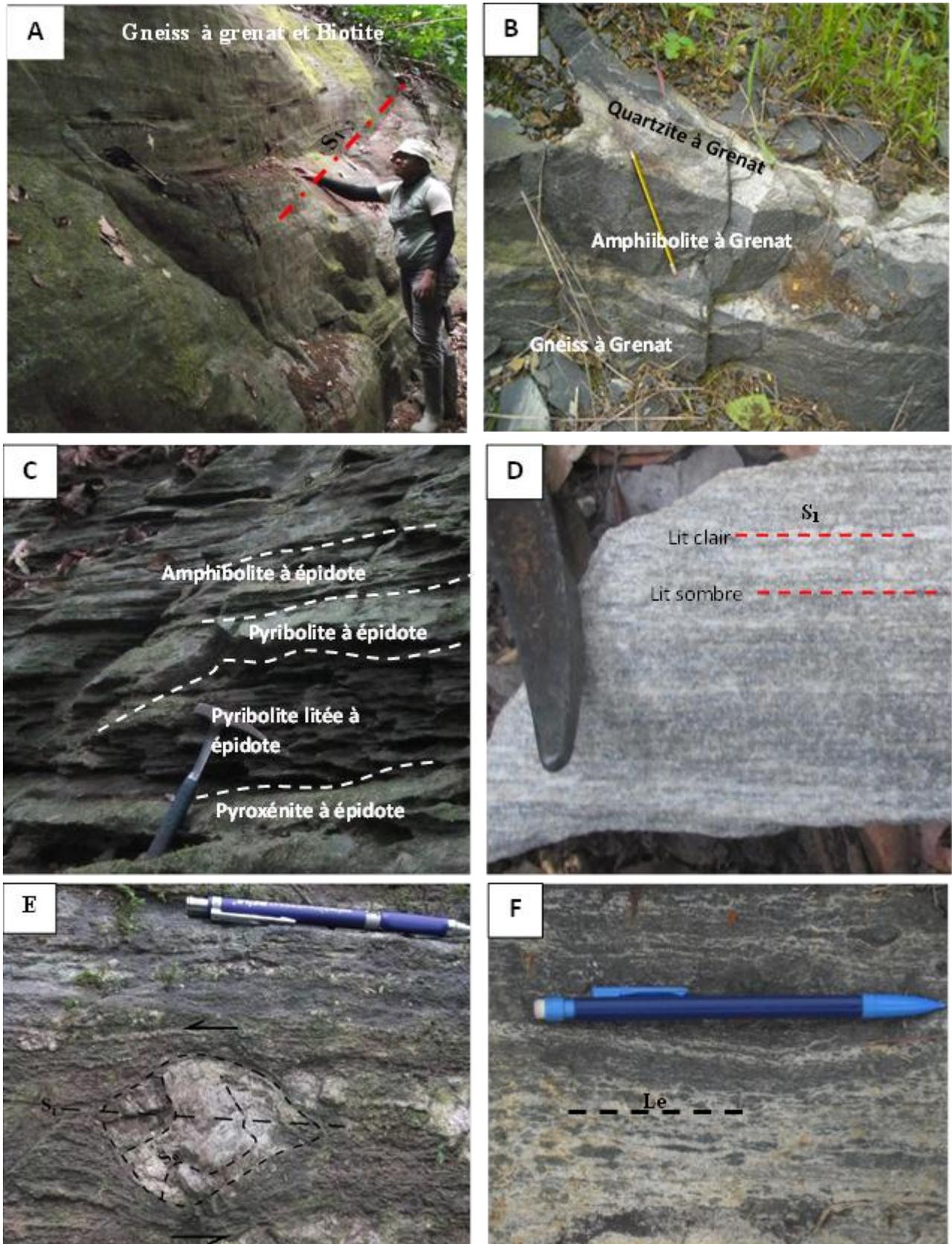
Dans les pyrigarnites et les amphibolites, la foliation  $S_1$  est marquée par un litage fruste qui est souligné par l'alternance de lits clairs d'épaisseur millimétrique à centimétrique et de composition quartzo-feldspathique avec de fins lits sombres (millimétriques) riches en ferromagnésiens. Les minéraux qui marquent la  $S_1$  moulent les cristaux de grenat coronitique. Ce qui montre que ces grenats sont anté-  $D_1$ .

Dans les roches vertes, la foliation  $S_1$  est de type rubanement lithologique, caractérisée par l'alternance des bandes d'amphibolites, de pyribolites et de pyroxénites (Fig. 23C). La schistosité associée est marquée par l'orientation préférentielle des cristaux de pyroxène, d'amphibole et d'épidote.

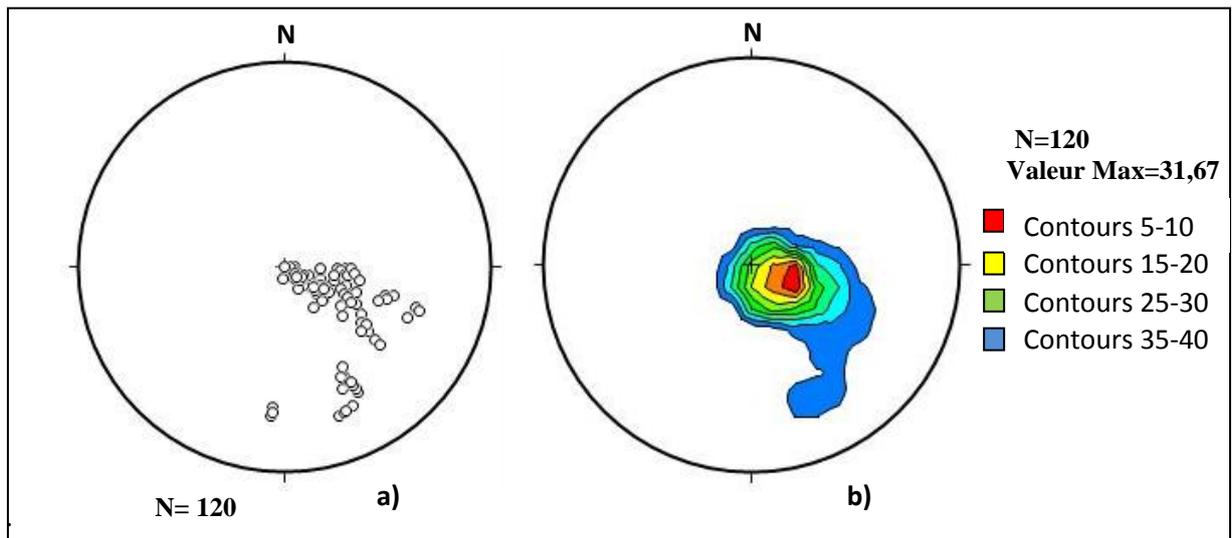
Sur l'ensemble des lithologies rencontrées sur le terrain, la foliation  $S_1$  est orientée NNE-SSW à NE-SW. Les pendages sont faibles (compris entre 5 et 25°) vers le NW ou vers WNW. La projection stéréographique des pôles des plans montre une concentration dans le cadran SE et proche du centre du diagramme. Cependant, quelques pôles se rapprochent plutôt du cercle fondamental (Fig. 24). L'attitude moyenne de la foliation  $S_1$  dans le secteur d'étude est N34°E22°NW.

#### ***IV.1.1.2. Linéations $L_1$***

Les linéations  $L_1$  sont portées par les plans de schistosité  $S_1$  et s'expriment soit par l'allongement des cristaux de quartz et de biotite (Fig. 23F), soit par l'alignement de ces mêmes minéraux. Globalement, les linéations d'étirement minéral  $Le_1$  sont orientées N024°E et plongent faiblement (11° en moyenne) vers le NE, tandis que l'attitude des linéations minérales  $Lm_1$  est N029°E pour des plongements compris entre 22° et 35° vers le NE.



**A:** Foliation  $S_1$  par litage compositionnel dans les gneiss à grenat et biotite de Song-Hot ; **B:** Foliation  $S_1$  par rubanement lithologique (Amphibolite-Gneiss à grenat- Quartzite) à Mintanyé ; **C:** Foliation  $S_1$  par rubanement lithologique (Pyroxénite – Pyroblite – Amphibolite); **D :** Foliation  $S_1$  par litage compositionnel dans les gneiss ; **E:** Sigmoide de feldspath montrant un mouvement senestre ; **F:** Plan  $S_1$  dégagé montrant la linéation d'étirement minérale (parallèle au stylo bleu) à quartz, pyroxène et feldspath potassique dans les gneiss de Mintanyé.



**Figure 24.** Diagramme stéréographique de la  $S_1$  : a) Stéréogramme des pôles de la  $S_1$  ; b) Diagramme de densité des pôles de la  $S_1$ . Contours 5-10-15-20-25-30-35-40% ; 1% pour une surface, maximum – 45%

#### IV.1.1.3. Boudins $\beta_1$

Les boudins  $\beta_1$  sont parallèles à la foliation et/ou à la schistosité  $S_1$ . Ce sont des structures de volume ou d'extension, caractérisées par une juxtaposition des nœuds (pinch) et de gonflements (swell). Deux types de boudins ont été distingués : les boudins complets et incomplets.

##### a) Boudins complets

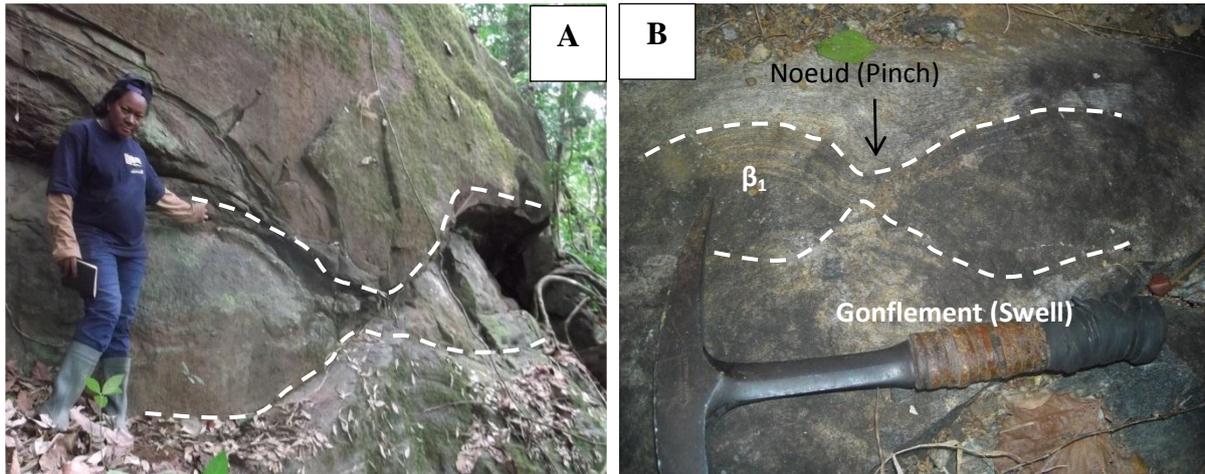
Les boudins complets sont identifiés dans les gneiss et formés par les enclaves d'amphibolites (Fig. 25) présentant des grands axes parallèles à la foliation des gneiss. Dans l'ensemble, ces boudins ont des axes longs qui varient entre 80 cm et 2,30 m et des axes courts compris entre 20 cm et 70 cm. Leur rapport grand axe sur petit axe est compris entre 3,28 et 4, caractéristique des boudins des « shear zones » (Goscombe et Passchier, 2003). Certains de ces boudins sont repris par les plis  $P_2$  (Fig. 32C).



**Figure 25.** Enclave d'amphibolite boudinée dans les gneiss à grenat d'Eséka

### **b) Boudins incomplets**

Dans les gneiss à grenat, les niveaux de pyrigranites d'une part et de pyribolites d'autre part montrent des boudins incomplets du type Pinch and Swell (Figs. 26A et 26B) concordants avec la foliation  $S_1$ . Ces boudins ont des dimensions comprises entre 28 cm et 3,5 m pour le grand axe et entre 15 cm et 1,20 m pour le petit axe. Le rapport axial est compris entre 1,86 et 2,91, caractéristique des boudins en domino résultant de l'étirement (Goscombe et Passchier, 2003 ; Nga Essomba Tsoungui, 2011).



**Figure 26.** Photographie des Boudins incomplets. **A)** de pyrigarnites dans les gneiss à grenat d'Eséka; **B)** de pyribolites dans les gneiss de Milongo.

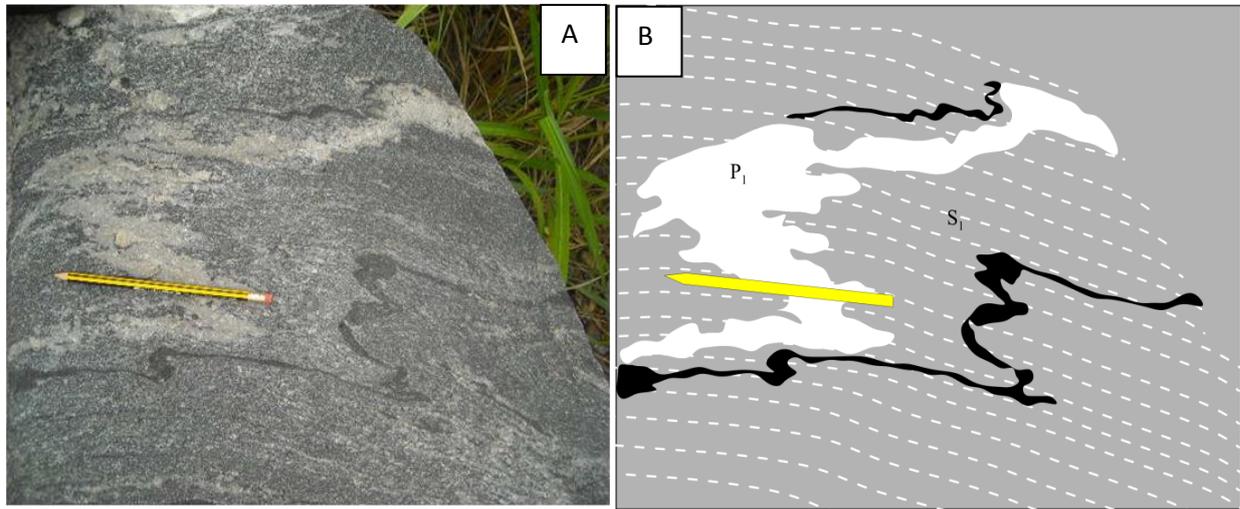
En somme, les boudins  $\beta_1$  de la zone d'Eséka - Minlongo ont le même profil que les boudins multilits décrits par Ghosh et Sengupta, (1999) dans la région de Jasidith-Deoghar à l'Est de l'Inde et par Ganno, (2010) à Kimbi dans le domaine central de la CPNE.

#### ***IV.1.1.4. Plis $P_1$***

Les plis ( $P_1$ ) s'observent dans les gneiss et dans les pyribolites de Minlongo. Ce sont des plis couchés à charnières épaissies et à flancs étirés ou laminés, admettant  $S_1$  comme schistosité de plan axial (Figs. 27A et 27B). Ils sont ptygmatisés, intrafoliaux sous forme de boyaux. Deux principales méthodes mathématiques ont été utilisées pour analyser la géométrie des plis  $P_1$  à l'aide du logiciel Fold\_Profiler. Il s'agit de la méthode des courbes de Bézier et de la méthode des sections côniques.

### a) Méthode des courbes de Bézier

La forme du pli est exprimée par trois paramètres essentiels qui sont : le paramètre de forme (L) ; le Rapport d'aspect (R) et la Surface normalisée (Sn).



**Figure 27.** Plis intrafoliaux  $P_1$  dans les gneiss de Milongo

Les données des paramètres morphologiques de six flancs des plis  $P_1$  sont présentées dans le tableau 4. Au regard de ce tableau, l'on constate que les plis  $P_1$  sont caractérisés par des valeurs des surfaces normalisées (Sn) comprises entre 1,1 et 1,2 avec des rapports d'aspects (R) allant de 0,5 à 1,2. Les angles inter-flancs varient entre 50 et 104° correspondant à des plis fermés à ouverts (Fig. 28A). Dans le diagramme R vs Sn (Fig. 28B), les points représentatifs des plis analysés tombent dans le champ des plis sinusoïdaux, ce qui indique que les plis  $P_1$  du secteur d'Eseka-Lolodorf sont des plis de forme sinusoïdale.

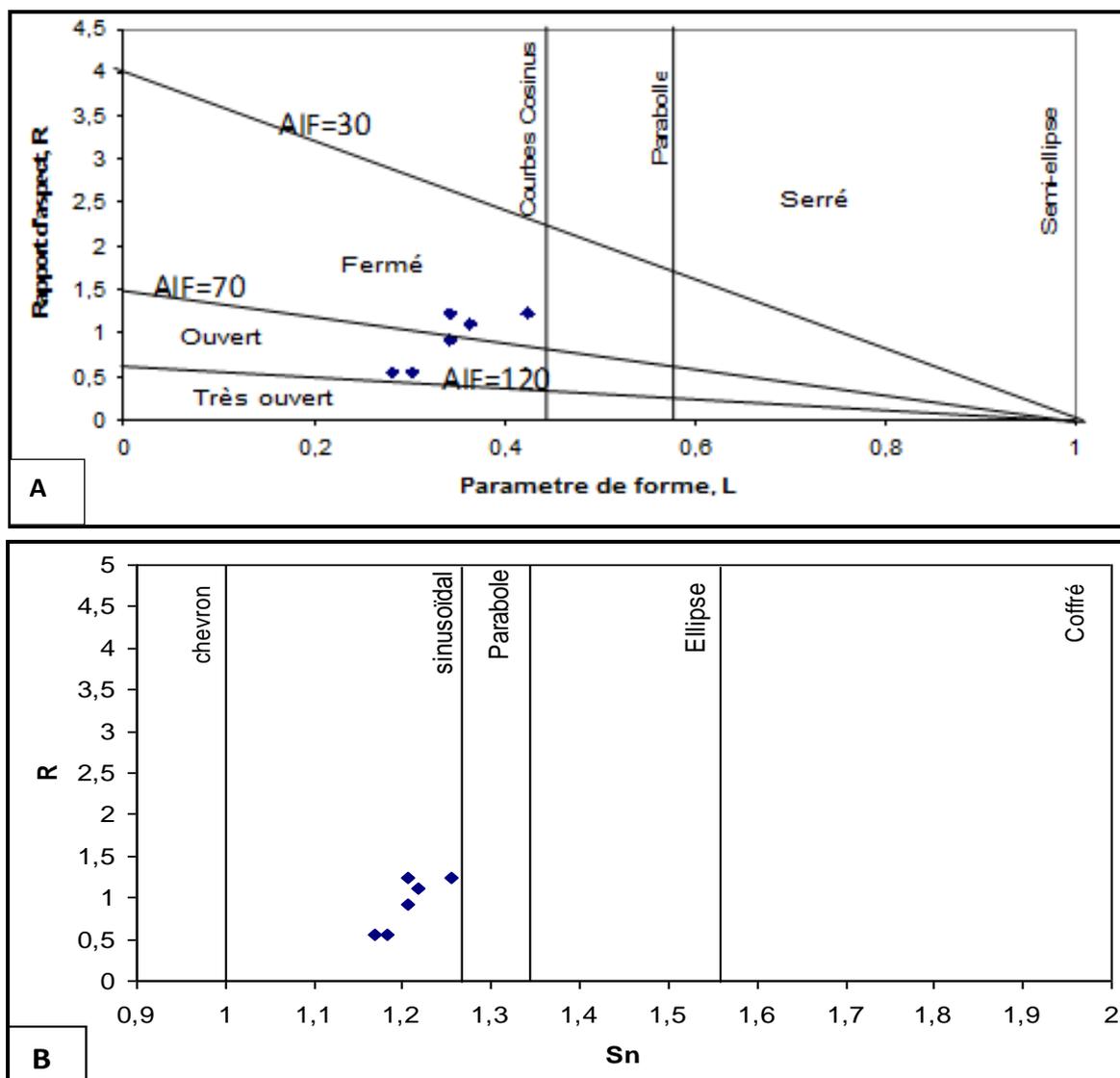
**Tableau 4.** Paramètres morphologiques des plis obtenus par la méthode des Courbes de Bézier.

Génération des Pli $P_1$	flanc 1	flanc 2	flanc 3	flanc 4	flanc 5	flanc 6
Paramètre de forme: L	0,3636	0,4242	0,3434	0,3434	0,2828	0,3030
Surface normalisée: Sn	1,2182	1,2545	1,2061	1,2061	1,1697	1,1818
Rapport d'aspect: R	1,1031	1,2316	0,9144	1,2313	0,5602	0,5496
Angle inter-flanc : $\alpha$ (°)	59,9579	50,1118	71,3564	56,1375	104,0110	103,4869

### b) Méthode des sections coniques

Dans cette méthode la forme du pli est exprimée, en plus des deux paramètres fondamentaux (rapport d'aspect et surface normalisée), par l'excentricité (e) du cône qui

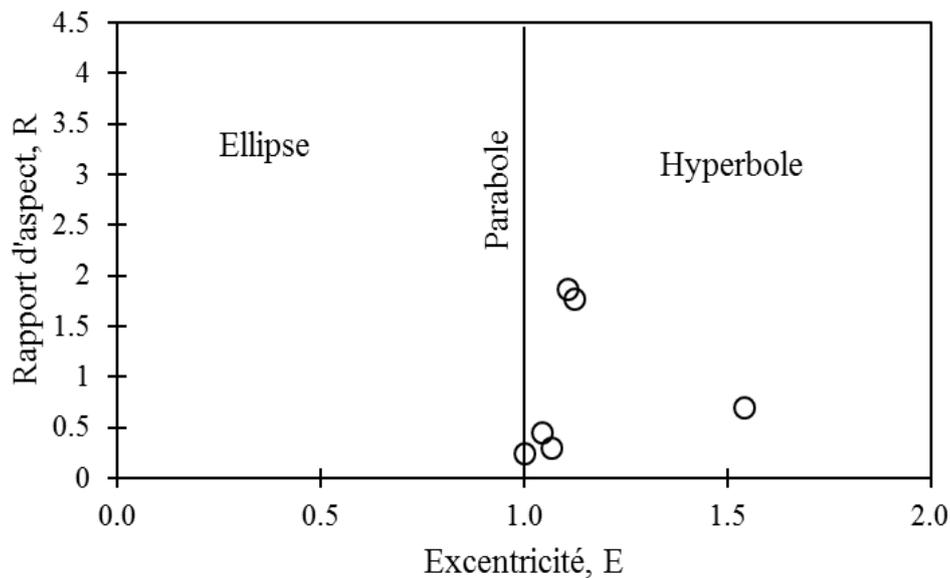
s'ajuste le mieux avec le profil du pli (Tab.5). En fonction de l'excentricité le pli peut avoir une forme en parabole ( $e = 1$ ), en ellipse ( $e < 1$ ) et en hyperbole ( $e > 1$ ). Les valeurs des différents paramètres morphologiques obtenues par la méthode des sections coniques et pour les différentes générations des plis de la zone d'Eséka- Lolodorf sont consignées dans le tableau 5. Le report des données de l'excentricité dans le diagramme Rvs.E (Fig. 29) montre qu'à l'exception d'un seul flanc (flanc 1) qui possède une forme en parabole ( $e = 1,0001$ ), tous les autres flancs analysés ont une morphologie en hyperbole ( $e > 1$ ).



**Figure 28.** Classification des plis  $P_1$  d'après la méthode de Bézier : **A)** diagramme R vs..L; **B)** Diagramme R vs.Sn.

**Tableau 5.** Paramètres morphologiques des plis  $P_1$  obtenus par la méthode des sections coniques

Génération du pli ( $P_1$ )	Flanc1	Flanc 2	Flanc 3	Flanc 4	Flanc5	Flanc 6
Excentricité	1,5424	1,0001	1,1075	1,0668	1,1244	1,0443
Surface normalisée( $S_n$ )	1,1294	1,3333	1,09	1,33	1,074	1,3284
Rapport d'aspect (R)	0,7008	0,2434	1,8624	0,3	1,7693	0,4529



**Figure 29.** Diagramme de classification des plis (R vs E) de Lisle et al. (2006) montrant la géométrie en hyperbole des plis  $P_1$  du secteur d'Eséka-Lolodorf.

#### *IV.1.1.5. Associations minérales Anté- $D_1$*

L'évolution du métamorphisme au cours de la phase anté- $D_1$  est complexe comme en témoigne la présence de certaines phases minérales qui n'apparaissent qu'en reliques à couronnes réactionnelles, moulées par la schistosité  $S_1$ .

##### *-La phase relique anté- $D_1$*

Les gneiss à grenat et pyroxène, les pyrigarnites, les serpentinites et les amphibolites à grenat et épidote sont constitués de nombreux minéraux présentant une structure coronitique. Il s'agit par exemple des grenats, pyroxènes, plagioclases et opaques qui présentent une ou deux couronnes réactionnelles à  $Qtz + Pl + Px$ ;  $Px + Op$ ;  $Qtz + Kfs + Pl$ . L'on distingue trois assemblages successifs antérieur à la  $S_1$ : (i) les assemblages précoces préservés en inclusion dans les grenats et pyroxènes, (ii) les assemblages granulitiques et (iii) les assemblages rétromorphiques post anté -  $D_1$ .

- **Les assemblages précoces sont à :**

- 1- Qz+Ep+Op dans les gneiss à grenat et pyroxène ;
- 2- Qz+Op +Ru dans les pyrigarnites symplectitiques ;
- 3- Qz+ Ru+ Pl; Qz+Kfs+Hbl+Ap dans les pyrigarnites coronitiques ;
- 4- Hbl+Op dans les amphibolites à grenat et épidote.

- **Les assemblages paroxymaux anté -D<sub>1</sub> sont à:**

- 1- Qz+Kfs+Px+Grt dans les gneiss à grenat et pyroxène ;
- 2- Grt+ Opx+Cpx+Pl+Qtz dans les pyrigarnites symplectitique ;
- 3- Grt+ Cpx+ Pl+ Qz +Op dans les pyrigarnites coronitique ;
- 4- Ol+ Px dans les serpentinites à reliques d'olivine et pyroxène ;
- 5- Px+Tr dans les serpentinites à trémolite.

- **Les assemblages retromorphiques sont représentés par :**

- 1- Hbl+Ep+Op dans les gneiss à grenat et pyroxène ;
- 2- Ru+Op et Op+Ru dans les pyrigarnites symplectitique et coronitique ;
- 3- Ep+Op dans les amphibolites à grenat et épidote ;
- 4- Tlc+Ep+Op dans les serpentinites à reliques d'olivine et pyroxène ;
- 5- Srp+Tlc+Op dans les serpentinites à trémolite.

#### **IV.1.1.6. Associations minérales de la phase D<sub>1</sub>**

La phase D<sub>1</sub> est caractérisée par une schistosité mylonitique, soulignée par les amandes de feldspath et les coronites de grenat, de pyroxène et d'opaques de la phase anté- D<sub>1</sub> dans les gneiss à grenat et pyroxène, les pyrigarnites, les serpentinites et les amphibolites à grenat et épidote. Les minéraux qui soulignent la S<sub>1</sub> sont le quartz, le feldspath, le grenat, le pyroxène, l'amphibole et les opaques.

- Les associations minérales soulignant la S<sub>1</sub> sont :

- 1- Grt+Px+Qz+Kfs+Pl dans les gneiss à grt et px ;
- 2- Grt+Opx+Cpx+Qz+Kfs+Pl dans les pyrigarnites symplectitiques ;
- 3- Grt+Cpx+Ru+Qz+Kfs+Pl+Op dans les pyrigarnites coronitiques ;
- 4- Kfs+Px+Hbl dans les amphibolites à Ep ;
- 5- Atg +Tlc+Op±Ol±Px dans les pyribolites litées à Ep ;
- 6- Atg + Tlc + Op ± Tr dans les Serpentinites à trémolite.

### **Conclusion à l'étude de la phase D<sub>1</sub>**

En résumé, la phase déformation D<sub>1</sub> comporte une foliation et une schistosité mylonitique S<sub>1</sub> subhorizontale d'attitude moyenne N034°E 22°NW. Les plans S<sub>1</sub> portent soit des linéations minérales (lm<sub>1</sub>) ou d'étirement (le<sub>1</sub>) respectivement orientées N024E11NE et N029E22NE. La phase D<sub>1</sub> est également marquée par la présence des boudins β<sub>1</sub> complets et incomplets, concordant à la foliation S<sub>1</sub>; des plis P<sub>1</sub> fermés à ouvert avec des profils sinusoïdaux (méthode des courbes Bézier) et paraboliques (méthode des sections coniques) admettant S<sub>1</sub> comme schistosité de plan axial. Ces éléments structuraux caractérisent un aplatissement général en régime distensif pour cette phase.

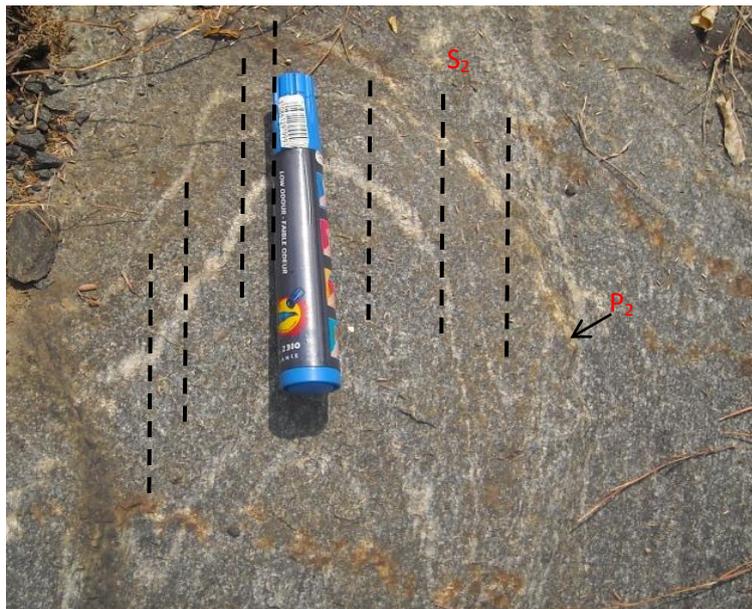
Les paragenèses sont à Grt+Cpx+Qz+Kfs+Pl; Grt+Opx+Cpx+Qtz+Kfs+Pl; Grt+Px+Ru+Qz+Kfs+Pl+Op, Qz+Kfs+Hbl+Ap, Spr+Tlc+Op. Elles sont caractéristiques des faciès granulite, amphibolite et schiste vert.

### **IV.1.2. Phase de déformation D<sub>2</sub>**

La phase de déformation D<sub>2</sub> est soulignée par la schistosité S<sub>2</sub>, les plans de cisaillement C<sub>2</sub>, les plis P<sub>2</sub>.

#### **IV.1.2.1. Schistosité S<sub>2</sub>**

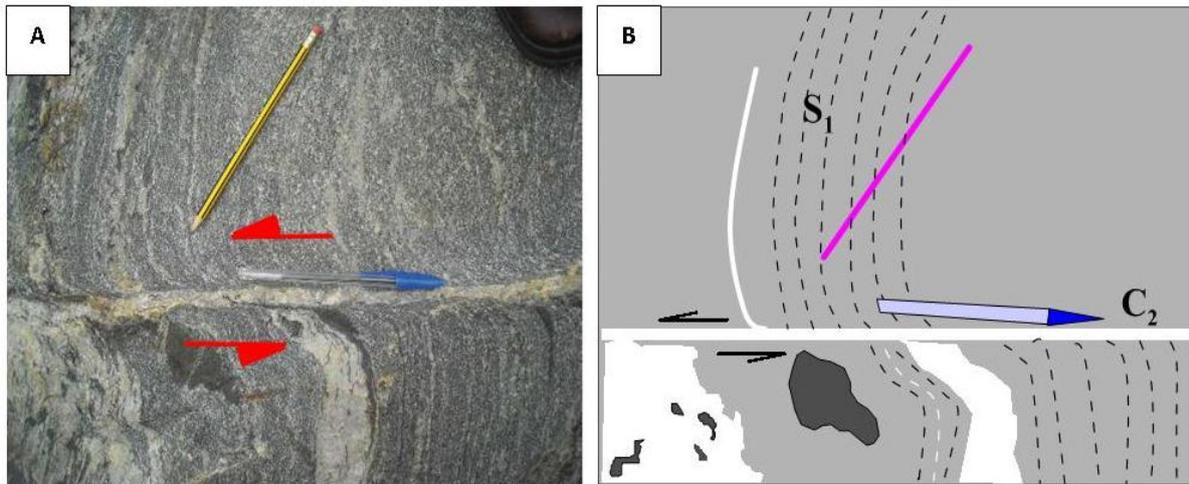
La schistosité S<sub>2</sub> se rencontre dans les gneiss de Mintanyé. S<sub>2</sub> est une schistosité de plan axial marquée par l'orientation préférentielle du feldspath et de la biotite parallèlement au plan axial des plis P<sub>2</sub> (Fig. 30). La schistosité S<sub>2</sub> est globalement orientée N40E avec un angle de pendage moyen de 45° vers le NW.



**Figure 30.** Schistosité S<sub>2</sub> admettant P<sub>2</sub> comme schistosité de plan axial

#### IV.1.2.2. Plans de Cisaillement $C_2$

Les plans de cisaillement sont la manifestation la plus courante du fonctionnement des «shear zones». Dans le secteur Eseka-Lolodorf, les plans de cisaillement  $C_2$  sont marqués par des injections de mobilisats quartzo-feldspathiques qui rebroussement la foliation  $S_1$  dans les gneiss (Figs. 31A et 31B). La cinématique dans la région est senestre et les plans  $C_2$  sont globalement orientés N27E54°WNW.



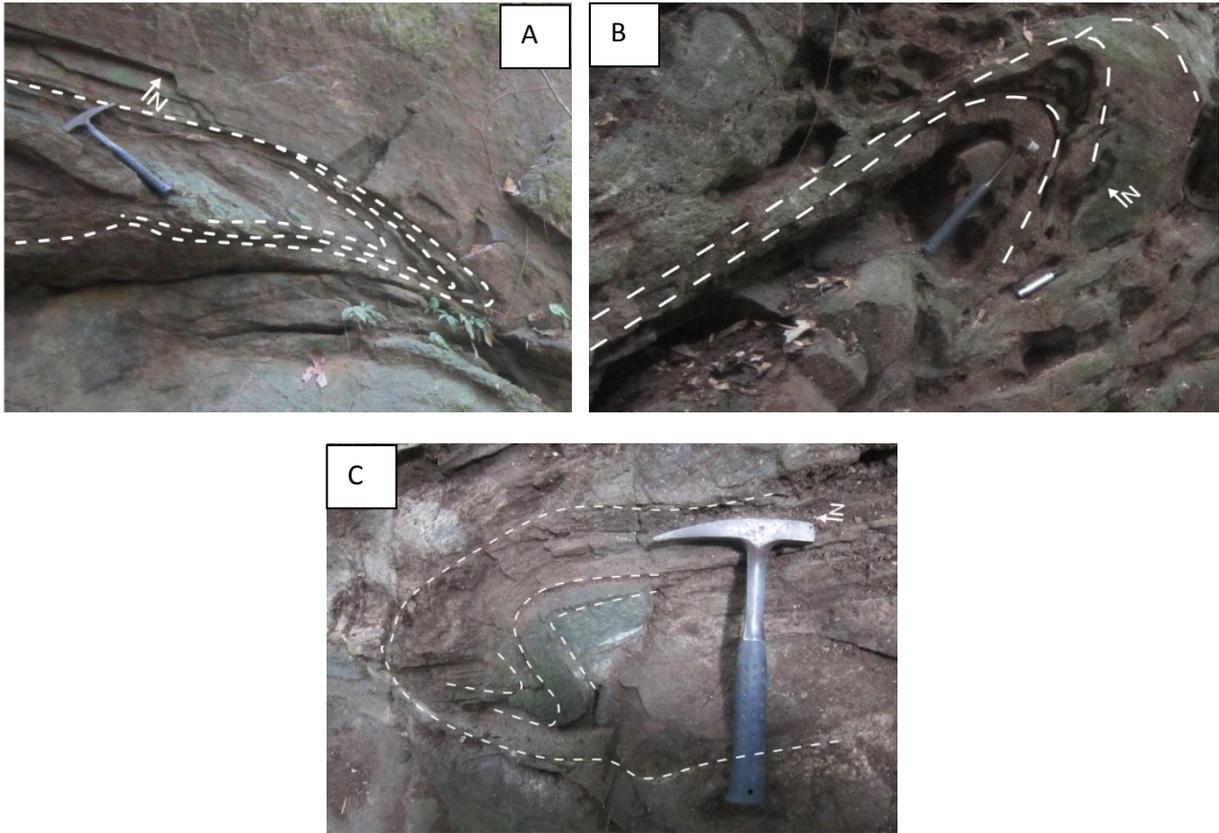
**Figure 31.** Cisaillement  $C_2$  senestre sur une dalle de gneiss dans la localité de Minlongo.

Notez-le rebroussement des surfaces  $S_1$  par les plans  $C_2$ .

#### IV.1.2.3. Plis $P_2$

Les structures plicatives qui caractérisent la phase de déformation  $D_2$  sont de deux types. À Eseka, ces plis reprennent les surfaces foliales  $S_1$  qui moulent les mégaboudins  $\beta_1$  rencontrés dans les pyrigarnites. Ils ont des charnières amincies et leur morphologie est celle des plis déjetés à vergence Est (Fig. 32A). Dans la localité de Song-Hot, les plis  $P_2$  reprennent en même temps les surfaces foliales et les boudins  $\beta_1$  (Fig.32C). Ce sont des plis en genou ou « Kink fold» (Fig. 32B) avec des charnières épaissies et des flancs amincis. Les plis  $P_2$  observés dans la localité de Mintanyé sont des plis fermés à charnière épaissie, remplie de matériau quartzo-feldspathique.

Les plis synschisteux (Fig. 30) se rencontrent dans les gneiss à grenat de Mintanyé et admettent une schistosité de plan axial  $Sp_2$ . L'orientation globale de ces plis tout comme la schistosité associée est N27E.



**Figure 32.** Plis  $P_2$  dans le secteur d'étude  $D_2$  : **A-** Plis déjetés à vergence Est reprennant les surfaces foliales  $S_1$  à Eséka ; **B-** Plis à genou à Song- Hot; **C-** Plis couchés affectant les surfaces foliales et les boudins  $\beta_1$  à Song- Hot.

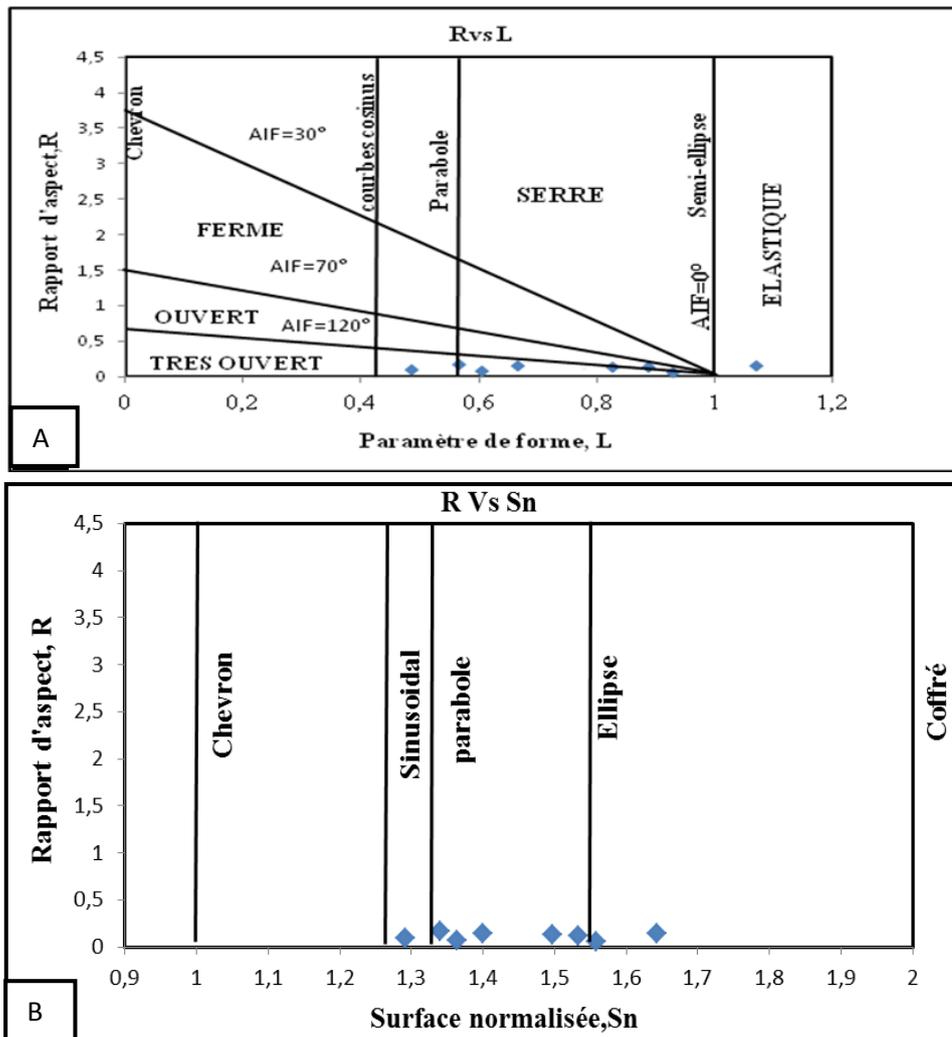
#### *IV.1.2.4. Analyse géométrique des Plis $P_2$*

##### **a) Méthode des courbes de Bézier**

La forme des plis  $P_2$  est mise en évidence par le paramètre de forme (L); le rapport d'aspect (R) et la surface normalisée (Sn). Huit flancs ont été analysés et les paramètres morphologiques obtenus sont consignés dans le tableau 6. Dans le diagramme de la figure 33A, les plis  $P_2$  correspondent à des plis très ouverts, avec un seul flanc montrant une morphologie des plis serrés. Ces plis montrent également des profils variables : l'essentiel des flancs (06 : 1 à 5 et 8) ont des profils en semi-ellipses, tandis que des profils en élastique et en parabole sont observés sur les flancs 6 et 7 respectivement. Cette morphologie variable des plis  $P_2$  est confirmée par le diagramme Rvs.Sn qui montre la localisation des flancs analysés dans les domaines des profils en ellipse, en parabole ou en courbe sinus (Fig. 33B).

**Tableau 6.** Paramètres morphologiques des plis obtenus par la méthode des courbes de Bézier

Génération du pli (P <sub>2</sub> )	flanc 1	flanc 2	flanc 3	flanc 4	flanc 5	flanc 6	flanc7	flanc 8
Paramètre de forme, L	0,6667	0,8889	0,6061	0,8283	0,9293	1,0707	0,4848	0,5657
Surface normalisée : Sn	1,4	1,5333	1,3636	1,497	1,5576	1,6424	1,2909	1,3394
Rapport d'aspect : R	0,1425	0,1212	0,0675	0,1341	0,0592	0,1407	0,0924	0,1704
Angle inter-flanc : $\alpha$ (°)	133,70	85,042	160,55	104,04	100,08	53,361	159,65	137,16



**Figure 33.** Classification des plis P<sub>2</sub> d'après la méthode des courbes de Bézier a)- Diagramme R vs. L ; b) Diagramme R vs. Sn

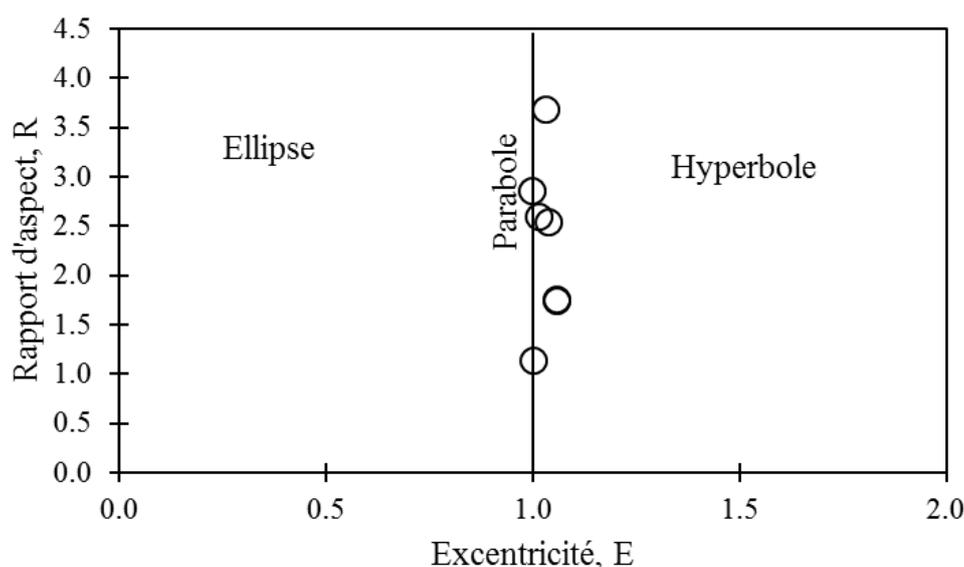
### b) Méthode des sections coniques

Les valeurs des paramètres morphologiques des plis P<sub>2</sub> obtenues par cette méthode sont consignées dans le tableau 7. La classification des plis à travers le diagramme Rvs.E

(Fig. 34), montre que les flancs des plis  $P_2$  dessinent des profils soit en parabole, soit en hyperbole, confirmant ainsi les résultats obtenus par la méthode des courbes de Bézier.

**Tableau 7.** Paramètres morphologiques des plis  $P_2$  obtenus par la méthode des sections coniques.

Génération du Pli ( $P_2$ )	Flanc 1	Flanc 2	Flanc 3	Flanc 4	Flanc 5	Flanc 6	Flanc 7	Flanc 8
Excentricité	1,0571	1,0001	1,0395	0,9994	1,0574	1,0001	1,0155	1,0327
Surface normalisée(Sn)	1,2312	1,3265	1,1824	1,566	1,2318	1,3302	1,2752	1,045
Rapport d'aspect (R)	1,7542	1,1301	2,5367	2,852	1,7445	7,6739	2,6009	3,6776



**Figure 34.** Classification des plis  $P_2$  dans le diagramme Rvs E

#### IV.1.2.5. Associations minérales de la phase $D_2$

Les éléments structuraux de la phase  $D_2$  ont été identifiés dans les gneiss et soulignés par les associations à  $Qz + Kfs + Bt$ . Ces minéraux n'ont pas fait l'objet des analyses chimico-minéralogiques.

#### Conclusion à l'étude de la phase $D_2$

La phase de déformation  $D_2$  est marquée par une schistosité  $S_2$  de plan axial, des cisaillements  $C_2$  à cinématique senestre, les plis  $P_2$  très ouverts avec des profils en parabole et en hyperbole. C'est une phase de tectonique décrochante. La paragenèse est à  $Qz + Kfs + Bt$ , caractéristique du faciès amphibolite de haut degré.

#### IV.1.3. Phase déformation tardi- $D_2$

La phase tardi- $D_2$  est soulignée par les filons, les microfailles et les diaclases

#### ***IV.1.3.1. Filons***

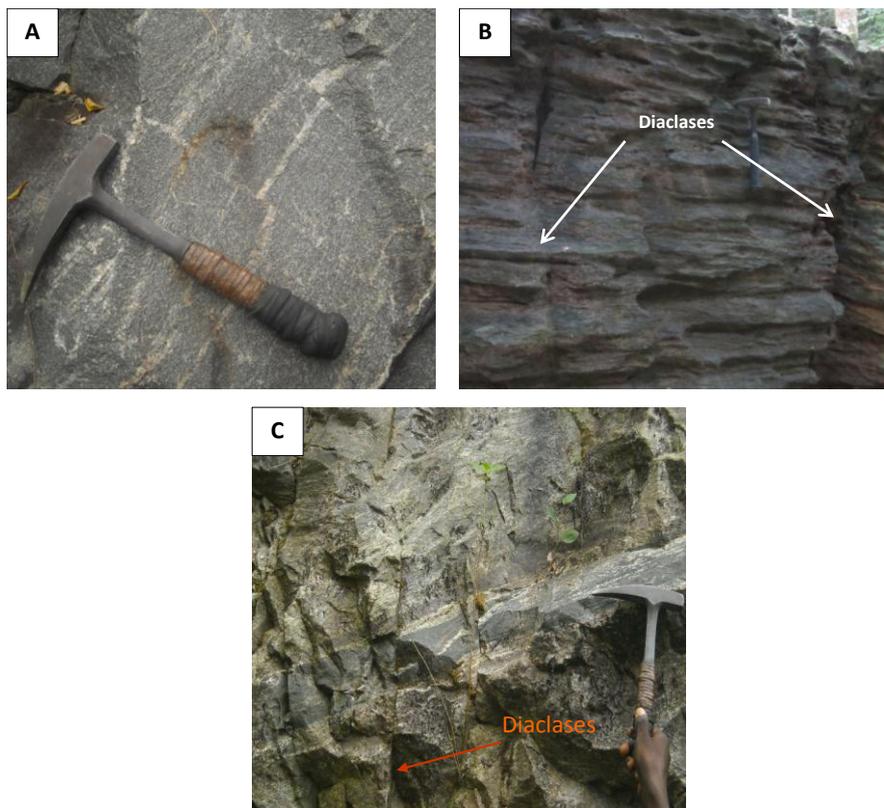
Les filons sont matérialisés par les injections de mobilisat quartzo-feldspathique qui recoupernt la foliation suivant une direction moyenne de N157°E. Ils sont épaissis à certains endroits et mettent en évidence des traces de fusion partielle.

#### ***IV.1.3.2. Microfailles***

Les microfailles (Fig.35A) sont soulignées par les filons quartzo-feldspathiques parallèles qui intercalent les autres éléments structuraux. Elles sont de direction moyenne N110°E avec des pendages subverticaux et elles montrent une cinématique senestre.

#### ***IV.1.3.3. Diaclases***

Les diaclases sont des joints secs qui témoignent du refroidissement des matériaux. Ce sont des surfaces de débit de roches n'impliquant ni déplacement relatif des blocs, ni remplissage (Nicolas, 1984). Autrement dit, ce sont des joints qui marquent un épuisement du liquide quartzo-feldspathique. Elles sont visibles dans notre secteur avec des directions variant entre N40°E et N175°E avec des plongements subverticaux à verticaux (Fig. 35B- C).



**Figure 35.** **A-**Microfailles à décrochement senestre dans les gneiss à grenat. **B-**Diaclases dans les gneiss à grenat, **C-** Diaclase dans les roches vertes

## IV.2. ASSOCIATIONS MINÉRALES

L'évolution tectono-métamorphique dans la région d'Eséka-Minlongo est caractérisée par certaines associations minérales qui n'apparaissent qu'en amandes à couronnes réactionnelles, moulées par la schistosité  $S_1$ . Elle possède les traces d'une histoire ancienne avec une succession de paragenèses témoignant des stades progrades, paroxysmaux (granulitique) et rétrogrades (Tab.16)

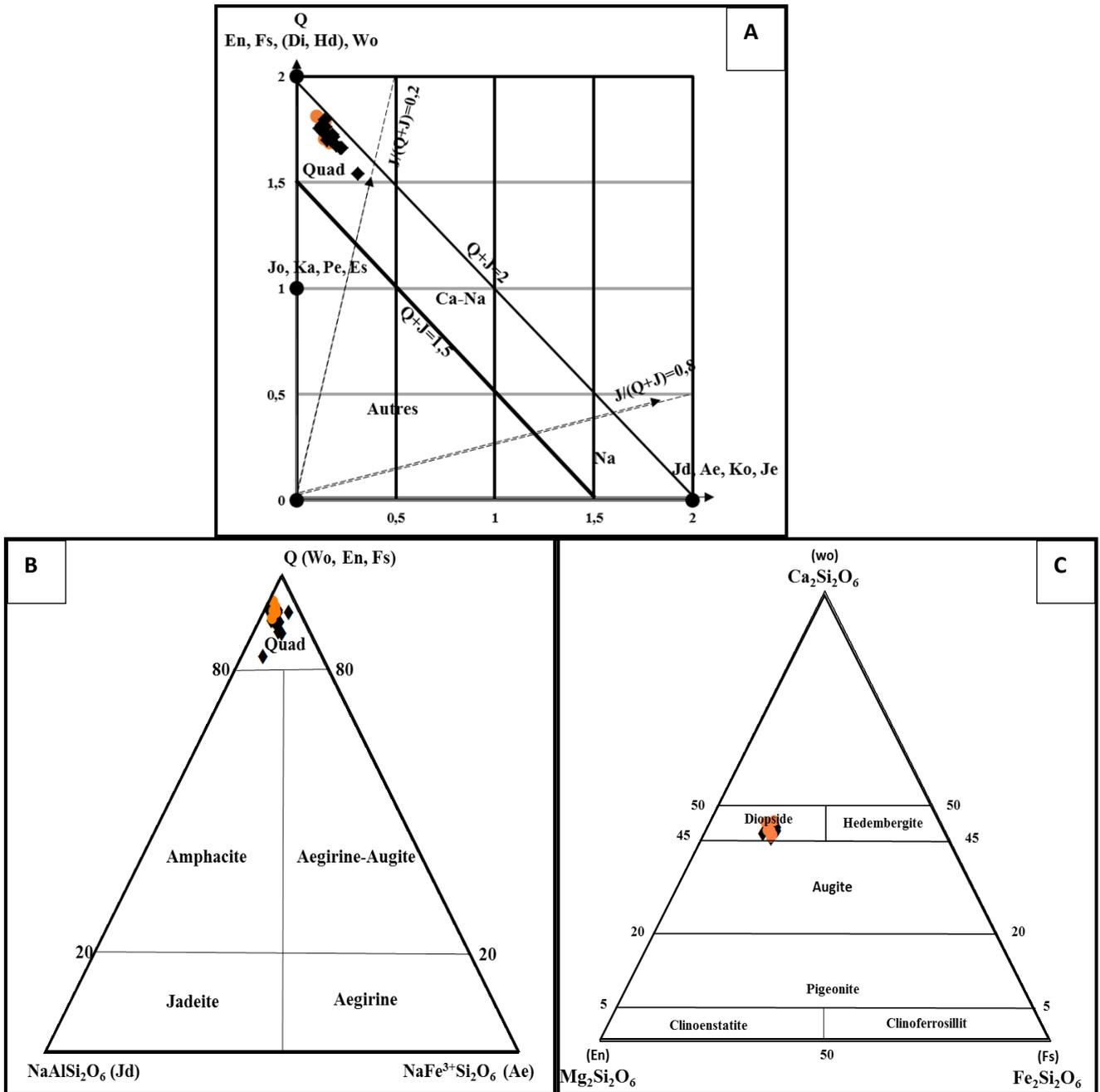
Plusieurs phases ont été distinguées : les phases reliques anté-  $S_1$ , les phases correspondant à l'évènement  $D_1$  et les phases correspondant à l'évènement  $D_2$ . Seuls les assemblages rétro-morphiques de la phase archéenne anté  $D_1$  et les assemblages granulitiques de la phase  $D_1$  ont été analysés.

### IV.2.1. Phase anté- $D_1$

La phase anté- $D_1$  est caractérisée par des amandes à couronnes réactionnelles qui moule la schistosité  $S_1$  et les minéraux relictuels. La seule schistosité visible correspond à une phase précoce préservée en inclusion dans les grenats et pyroxènes.

#### a- Les assemblages granulitiques

Dans les pyrigarnites coronitiques (PG4), l'assemblage Grt (alm) + Omp+ Qz+ Pl est développé sous des conditions de très haut degré du faciès des granulites-éclogites. Les grenats sont des solutions solides riches en almandin (42-46%), en grossulaire (24-32%), en pyrope (23-31%) et très pauvres en spessartine (1%, Tab.8). Les pyroxènes sont de compositions chimiques simples (Mg, Fe). Ce sont des variétés correspondant au système orthorhombique. Ce système équivaut au système Quad (quadrilateral)  $Mg_2Si_2O_6(En) - Fe^{2+}Si_2O_6 + Si_2O_6(Fs) - CaMgSi_2O_6(Di) - CaFe^{2+}Si_2O_6(Hd)$ . Le Cpx (Tab.10) sont de type Quad (omphacitique) riche en Ca, Mg et Fe ( $X_{Ca}=46-48$ ;  $X_{Mg}=37-41$ ;  $X_{Fe}=13-15$ ). La projection de ces données dans les diagrammes binaire Q-J et ternaire jadéite-aegirine-quad de [Morimoto, \(1988\)](#) montrent que ces pyroxènes ont une composition calco-ferro-magnésienne (Fig.36). Les plagioclases (Tab.9) sont des andésines de composition ( $X_{An}=34-42\%$ ;  $X_{Ab}=58-66\%$ ).



**Figure 36.** A- Composition des pyroxènes dans le diagramme de classification de **Morimoto, (1988)**. Quad=Ca, Mg et Fe ; Q= Ca+Mg+Fe<sup>2+</sup> ; J=2Na, B- Composition des pyroxènes dans le diagramme jadeite-aegirine-quad pyroxene, C- Composition des pyroxènes dans le diagramme wollasonite-enstatite-ferrosilite.

**Tableau 8.** Analyses chimiques des grenats dans les pyrigarnites coronitiques (PG4)

Comment	GRT1	GRT2	GRT3	GRT4	GRT5	GRTC	GRT7	GRT8	GRT9	GRT10	GRTC2	GRTC3	GRTC4	GRTC5	GRTC6
N°Analyses	182	183	184	188	192	195	196	197	198	199	201	202	203	204	205
SiO2	38,72	38,86	38,73	38,74	39,11	38,90	38,86	39,80	39,70	39,11	39,25	39,25	39,06	39,23	39,41
Al2O3	21,19	21,99	21,15	21,55	21,81	21,32	21,09	21,75	21,44	21,90	21,47	21,25	21,65	21,64	21,60
TiO2	0,15	0,09	0,18	0,06	0,06	0,11	0,10	0,06	0,08	0,10	0,19	0,26	0,28	0,11	0,08
FeO	21,82	21,39	21,32	21,70	22,36	21,10	21,88	21,47	21,06	21,42	21,72	21,62	21,12	21,29	21,21
MgO	6,08	6,49	6,20	7,92	7,57	6,60	6,85	7,57	7,15	6,20	6,06	5,90	6,17	6,66	7,33
MnO	0,37	0,46	0,36	0,32	0,41	0,41	0,41	0,39	0,34	0,38	0,45	0,48	0,48	0,48	0,39
CaO	11,39	11,00	11,62	9,73	8,79	11,18	11,06	9,60	10,47	11,39	11,37	11,52	11,44	11,05	10,59
Na2O	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,04	0,04	0,08	0,03	0,04
K2O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Total	99,73	100,29	99,57	100,02	100,12	99,61	100,26	#####	100,25	100,52	100,52	100,27	100,20	100,46	100,62
Si	3,00	2,98	3,00	2,97	3,00	3,00	2,99	3,02	3,03	2,99	3,01	3,02	3,00	3,00	3,00
Al	1,93	1,99	1,93	1,95	1,97	1,94	1,91	1,95	1,93	1,98	1,94	1,92	1,96	1,95	1,94
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00
Fe	1,41	1,37	1,38	1,39	1,43	1,36	1,41	1,36	1,34	1,37	1,39	1,39	1,35	1,36	1,35
Mg	0,70	0,74	0,72	0,91	0,86	0,76	0,79	0,86	0,81	0,71	0,69	0,68	0,71	0,76	0,83
Mn	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Ca	0,95	0,90	0,96	0,80	0,72	0,92	0,91	0,78	0,86	0,93	0,93	0,95	0,94	0,91	0,86
Na	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe tot	1,38	1,35	1,35	1,34	1,42	1,34	1,36	1,36	1,34	1,36	1,38	1,38	1,34	1,34	1,32
Fe 2+	1,32	1,30	1,30	1,24	1,38	1,30	1,26	1,36	1,34	1,33	1,35	1,36	1,31	1,30	1,27
Fe 3+	0,06	0,05	0,06	0,10	0,03	0,04	0,10	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,05
	8,12	10,13	7,89	6,93	8,90	8,97	8,93	8,22	7,20	8,12	9,78	10,28	10,49	10,28	8,47
Alm	44,21	43,69	43,23	41,83	46,13	43,15	42,30	44,97	44,16	44,32	44,91	45,18	43,90	43,44	42,46
Gross	31,55	30,36	32,13	26,95	24,11	30,72	30,53	25,85	28,26	31,22	31,07	31,41	31,46	30,21	28,87
Pyrop	23,43	24,93	23,86	30,53	28,87	25,24	26,28	28,35	26,86	23,64	23,04	22,39	23,59	25,32	27,82
Spess	0,81	1,01	0,79	0,69	0,89	0,90	0,89	0,82	0,72	0,81	0,98	1,03	1,05	1,03	0,85

**Tableau 9.** Analyses chimiques des plagioclases dans les pyrigarnites coronitiques (PG4)

Comment	PLB1	PLB2	PLB3	PLB4	PLB5	PLB6	PLB7	PG4-PYR9
N°Analyses 173 / 1 .	207 / 1 .	208 / 1 .	209 / 1 .	210 / 1 .	212 / 1 .	213 / 1 .	214 / 1 .	187 / 1 .
SiO2	57,58	56,31	57,52	57,57	58,39	58,65	58,45	57,80
Al2O3	26,76	27,53	26,70	25,73	25,95	25,72	25,71	25,78
TiO2	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,02	0,01	0,01
FeO	0,19	0,21	0,14	0,83	0,15	0,23	0,17	0,08
CaO	7,75	8,83	7,78	7,57	7,86	7,53	7,30	7,56
Na2O	7,29	6,75	7,61	7,53	7,27	7,38	7,77	7,98
K2O	0,04	0,04	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04	0,06
Total	99,61	99,68	99,80	99,33	99,68	99,58	99,45	99,27
Si	2,59	2,54	2,58	2,60	2,62	2,63	2,63	2,61
Al	1,42	1,46	1,41	1,37	1,37	1,36	1,36	1,37
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00
Ca	0,37	0,43	0,37	0,37	0,38	0,36	0,35	0,37
Na	0,64	0,59	0,66	0,66	0,63	0,64	0,68	0,70
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X an	0,37	0,42	0,36	0,36	0,37	0,36	0,34	0,34
X ab	0,63	0,58	0,64	0,64	0,62	0,64	0,66	0,65
X or	0	0	0	0	0	0	0	0

**Tableau 10.** Analyse chimique des pyroxènes omphacitiques dans les pyrigarnites coronitiques (PG4)

Comment	182	174	179	180	181	185	186	189	190	191	193	194
N° Analyses	Px											
SiO <sub>2</sub>	49,40	50,60	50,27	50,28	50,13	50,64	50,18	50,38	51,55	50,13	50,90	50,65
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,19	0,44	0,47	0,56	0,46	0,46	0,51	0,17	0,57	0,58	0,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,59	7,60	5,50	5,43	4,56	3,85	5,09	4,97	1,74	4,92	3,39	4,30
FeO	9,03	7,06	8,61	8,86	9,09	8,77	8,14	8,84	8,14	8,34	8,11	8,49
MgO	12,15	12,40	12,17	12,52	12,53	12,55	12,71	12,22	14,18	12,81	13,12	12,37
MnO	0,07	0,05	0,16	0,05	0,04	0,07	0,08	0,08	0,06	0,05	0,10	0,10
CaO	21,82	19,59	21,75	20,65	21,27	21,70	22,39	21,70	22,77	21,88	22,33	21,94
Na <sub>2</sub> O	1,07	2,18	0,90	1,21	1,39	1,58	0,80	0,90	1,02	0,99	1,00	1,54
K <sub>2</sub> O	0,01	0,06	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,89	99,73	99,79	99,51	99,58	99,61	99,86	99,61	99,64	99,69	99,52	99,98
Si	1,85	1,87	1,88	1,88	1,88	1,90	1,87	1,89	1,94	1,88	1,91	1,89
Al	0,15	0,13	0,12	0,12	0,12	0,10	0,13	0,11	0,06	0,12	0,09	0,11
sum	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al	0,10	0,20	0,12	0,12	0,09	0,07	0,10	0,11	0,01	0,09	0,06	0,08
Ti	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02
Fe	0,28	0,22	0,27	0,28	0,29	0,28	0,25	0,28	0,26	0,26	0,25	0,27
Mg	0,68	0,68	0,68	0,70	0,70	0,70	0,71	0,68	0,79	0,71	0,73	0,69
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
sum	1,09	1,11	1,08	1,11	1,09	1,07	1,08	1,08	1,07	1,09	1,07	1,06
Ca	0,88	0,77	0,87	0,83	0,86	0,87	0,90	0,87	0,92	0,88	0,90	0,88
Na	0,08	0,16	0,07	0,09	0,10	0,11	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,11
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
sum	0,95	0,93	0,94	0,92	0,96	0,99	0,95	0,94	0,99	0,95	0,97	0,99
Mg	36,93	40,73	37,31	38,72	38,07	37,95	38,08	37,29	40,38	38,58	38,90	37,60
Ca	47,67	46,26	47,90	45,90	46,43	47,17	48,23	47,58	46,62	47,34	47,60	47,92
Fe	15,40	13,01	14,79	15,38	15,49	14,88	13,69	15,14	13,01	14,08	13,50	14,48
Q	1,70	1,54	1,75	1,70	1,67	1,66	1,75	1,76	1,76	1,73	1,76	1,66
J	0,15	0,31	0,13	0,17	0,20	0,23	0,12	0,13	0,15	0,14	0,14	0,22
Q+J	1,85	1,85	1,88	1,87	1,87	1,89	1,87	1,89	1,91	1,87	1,90	1,88
J/(Q+J)	0,08	0,17	0,07	0,09	0,11	0,12	0,06	0,07	0,08	0,08	0,08	0,12
Q	91,71	83,25	93,10	90,68	89,31	88,00	93,83	93,09	92,34	92,42	92,45	88,27
Jd	5,54	12,24	5,47	6,75	6,15	6,03	4,40	5,37	2,33	5,08	4,38	6,52
Ae	2,75	4,51	1,42	2,57	4,54	5,97	1,76	1,53	5,34	2,50	3,17	5,21

## b- Associations rétro-morphiques

Les assemblages rétrogrades développés dans la phase Archéenne sont: (i) Srp+ Op±Ol±Px dans les serpentinites à relique d'olivine et pyroxène, (ii) Atg + Tlc +Op ±Tr dans les serpentinites à trémolite.

- Dans les serpentinites à relique d'olivine et pyroxène, les serpentines (Tab.11) ont la composition des antigorites ( $X_{Fe}=0,23-0,25$ ;  $X_{Mg}=2,57-2,47$ ). Les opaques sont des oxydes ferro-chromés (FeO=84,04-88,7%; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=2,04-3,71%) et magnétite (MgO=2,64%; FeO=84,04%).

➤ Les serpentinites à trémolite (Tab.12) sont constituées des serpentines à composition d'antigorite ( $X_{Fe}=0,12-0,16$  ;  $X_{Mg}=2,63-2,66$ %). Les opaques sont des oxydes ferro-chromé (FeO=86,48% ; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=3,09%).

**Tableau 11.** Analyses des Antigorites des Serpentinites à relique d'olivine et pyroxène

Comment	RV16													
N°Analyses	221	226	227	228	229	230	231	232	233	234	237	238	239	241
SiO2	40,33	40,46	39,80	40,11	39,57	40,43	39,92	40,54	40,35	39,67	41,29	40,58	41,64	40,85
TiO2	0,00	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01
Al2O3	3,56	3,29	3,21	3,73	3,70	2,77	3,29	2,98	3,22	3,84	2,45	3,28	2,59	3,33
FeO	5,84	5,82	5,58	5,71	6,12	5,80	5,63	5,88	5,62	5,83	5,75	5,82	5,73	6,47
MgO	35,18	34,78	34,30	34,46	35,04	34,89	34,43	33,79	33,85	34,82	34,44	35,61	35,27	35,17
MnO	0,09	0,10	0,10	0,11	0,09	0,06	0,07	0,13	0,09	0,03	0,07	0,11	0,11	0,12
CaO	0,01	0,03	0,07	0,03	0,01	0,04	0,04	0,06	0,05	0,03	0,04	0,05	0,03	0,09
Na2O	0,00	0,04	0,08	0,06	0,01	0,03	0,04	0,06	0,11	0,01	0,10	0,01	0,01	0,02
K2O	0,00	0,01	0,05	0,06	0,01	0,01	0,03	0,06	0,07	0,01	0,08	0,02	0,00	0,01
Cr2O3	0,48	0,36	0,31	0,58	0,58	0,26	0,44	0,37	0,39	0,58	0,20	0,47	0,30	0,60
NiO	0,24	0,21	0,24	0,21	0,23	0,21	0,21	0,24	0,25	0,28	0,21	0,21	0,20	0,32
Total	85,74	85,12	83,77	85,08	85,38	84,52	84,11	84,13	84,03	85,11	84,65	86,15	85,88	86,98
	Atg													
H2Oa	14,26	14,88	16,23	14,92	14,62	15,48	15,89	15,87	15,97	14,89	15,35	13,85	14,12	13,02
Si	1,95	1,96	1,96	1,95	1,92	1,98	1,96	1,99	1,98	1,93	2,01	1,95	2,00	1,95
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,20	0,19	0,19	0,21	0,21	0,16	0,19	0,17	0,19	0,22	0,14	0,19	0,15	0,19
Fe	0,24	0,24	0,23	0,23	0,25	0,24	0,23	0,24	0,23	0,24	0,23	0,23	0,23	0,26
Mg	2,53	2,52	2,52	2,50	2,54	2,54	2,52	2,47	2,48	2,52	2,50	2,55	2,52	2,50
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
OH	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Cr	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	8,94	8,94	8,94	8,94	8,96	8,94	8,94	8,92	8,92	8,95	8,92	8,95	8,92	8,95

**Tableau 12.** Analyses des Antigorites des serpentinites à trémolite

Comment	RV10													
N°Analyses	264	265	266	267	268	269	270	271	272	273	274	275	276	277
SiO2	42,09	42,28	41,60	41,79	42,27	42,16	42,20	42,11	43,01	42,29	42,42	42,27	42,61	42,15
TiO2	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	0,00	0,02	0,01
Al2O3	2,14	2,08	2,25	2,25	1,90	2,09	2,23	2,01	1,63	1,96	1,88	2,05	2,02	1,97
FeO	3,33	3,34	4,02	3,48	3,27	3,19	3,36	3,82	3,25	3,14	3,64	3,38	3,24	3,09
MgO	37,39	37,29	37,67	37,20	37,49	37,17	37,14	37,21	36,94	37,30	37,47	37,14	37,51	37,23
MnO	0,09	0,11	0,12	0,10	0,11	0,08	0,09	0,12	0,10	0,07	0,09	0,10	0,04	0,04
CaO	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
Na2O	0,03	0,01	0,02	0,06	0,04	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01	0,03	0,04	0,01	0,18
K2O	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
Cr2O3	0,41	0,30	0,53	0,58	0,34	0,40	0,43	0,54	0,47	0,43	0,46	0,49	0,31	0,44
NiO	0,21	0,23	0,19	0,19	0,20	0,22	0,23	0,26	0,27	0,20	0,28	0,25	0,18	0,19
Total	85,73	85,71	86,42	85,70	85,67	85,39	85,72	86,17	85,75	85,42	86,34	85,72	85,96	85,38
	Atg													
H2Oa	14,27	14,29	13,58	14,30	14,33	14,61	14,28	13,83	14,25	14,58	13,66	14,28	14,04	14,62
Si	2,00	2,01	1,97	1,99	2,01	2,01	2,00	2,00	2,04	2,01	2,01	2,01	2,02	2,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,12	0,12	0,13	0,13	0,11	0,12	0,13	0,11	0,09	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
Fe	0,13	0,13	0,16	0,14	0,13	0,13	0,13	0,15	0,13	0,13	0,14	0,13	0,13	0,12
Mg	2,65	2,64	2,66	2,64	2,66	2,64	2,63	2,63	2,61	2,65	2,64	2,63	2,64	2,65
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Cr	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	8,93	8,93	8,95	8,94	8,93	8,93	8,92	8,94	8,91	8,92	8,93	8,93	8,92	8,94

#### IV.2.2. Phase D<sub>1</sub>

La phase D<sub>1</sub> est caractérisée par une schistosité mylonitique marquée qui moule les coronites de grenat et de pyroxène de la phase anté- D<sub>1</sub> dans les gneiss à grenat et pyroxène, les pyrigarnites. Les minéraux qui soulignent la S<sub>1</sub> sont le quartz, le feldspath, le grenat, le pyroxène, la biotite, l'amphibole et les opaques.

##### *a- Associations minérales*

Les assemblages D<sub>1</sub> développés pendant le métamorphisme Paléoprotérozoïque sont caractérisés par des assemblages typiques du métamorphisme du faciès granulite. Ces assemblages sont à Qz + Pl + Cpx + Grt<sub>Alm</sub> dans les pyrigarnites symplectitiques.

- Dans les pyrigarnites symplectitiques (PG<sub>1</sub>), les grenats (Tab.13) sont des solutions solides d'almandin (43-46%), riches en grossulaire (24-32%) et pyrope (23-31%). Les teneurs en spessartine sont très faibles ( $\leq 1\%$ ). Les pyroxènes (Tab.15) sont de type Quad riche en Ca, Mg et Fe ( $X_{Ca}=45-49$  ;  $X_{Mg}=37-40$  ;  $X_{Fe}=12-15$ ). La projection de ces données dans les diagrammes binaire Q-J et ternaire jadeite-aegirine-quad de [Morimoto, \(1988\)](#) montrent que ces pyroxènes sont omphacitiques à composition calco-ferro-magnésienne (Fig.36). Les opaques (Tab.14) sont des oxydes ferro-titanés ( $X_{TiO_2}=40,2-50,4$  ;  $X_{FeO}=48,4-58,2$ ).

**Tableau 13.** Analyses chimiques des grenats des pyrigarnites symplectitiques (PG1)

Comment	GRT1	GRT2	GRT3	GRT4	GRT5	GRTC	GRTC2	GRT6	GRT7	GRT8
N°Analyses	324 / 1.	325 / 1.	326 / 1.	327 / 1.	328 / 1.	329 / 1.	330 / 1.	331 / 1.	332 / 1.	333 / 1.
SiO <sub>2</sub>	39,32	39,27	39,29	39,15	39,25	39,01	38,96	38,91	38,76	39,03
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,05	0,07	0,07	0,07	0,09	0,11	0,05	0,10	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,09	21,72	21,83	21,71	21,86	21,77	21,29	21,99	21,37	21,49
FeO	21,70	21,44	21,92	22,00	22,06	21,59	21,50	22,12	22,21	22,46
MgO	7,91	7,79	7,85	7,79	7,63	7,05	6,43	7,44	5,80	7,14
MnO	0,37	0,28	0,29	0,30	0,40	0,41	0,45	0,46	0,50	0,44
CaO	8,60	9,20	9,00	8,53	9,23	10,07	10,97	8,84	11,16	9,41
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,01	0,00
Total	100,11	99,83	100,30	99,62	100,57	100,05	99,77	99,89	99,96	100,11
Si	3,00	2,98	3,00	2,97	3,00	3,00	2,99	3,02	3,03	2,99
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Al	1,93	1,99	1,93	1,95	1,97	1,94	1,91	1,95	1,93	1,98
Fe	1,41	1,37	1,38	1,39	1,43	1,36	1,41	1,36	1,34	1,37
Mg	0,70	0,74	0,72	0,91	0,86	0,76	0,79	0,86	0,81	0,71
Mn	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
Ca	0,95	0,90	0,96	0,80	0,72	0,92	0,91	0,78	0,86	0,93
Na	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe 2+	1,32	1,30	1,30	1,24	1,38	1,30	1,26	1,36	1,34	1,33
Fe 3+	0,06	0,05	0,06	0,10	0,03	0,04	0,10	0,00	0,00	0,03
alm	44,21	43,69	43,23	41,83	46,13	43,15	42,30	44,97	44,16	44,32
pyrop	23,43	24,93	23,86	30,53	28,87	25,24	26,28	28,35	26,86	23,64
gross	31,55	30,36	32,13	26,95	24,11	30,72	30,53	25,85	28,26	31,22
spess	0,81	1,01	0,79	0,69	0,89	0,90	0,89	0,82	0,72	0,81

**Tableau 14.** Analyses des oxydes opaques des pyrigarnites symplectites

Comment	PG1-OP1	PG1-OP2	PG1-OP3	PG1-OP4
N°Analyses	310 / 1 .	311 / 1 .	312 / 1 .	313 / 1 .
SiO2	0,02	0,04	0,15	0,15
TiO2	49,81	48,85	40,24	49,84
Al2O3	0,02	0,04	0,12	0,02
FeO	49,53	50,06	58,25	48,47
MgO	0,67	0,64	0,80	0,94
MnO	0,28	0,31	0,17	0,38
CaO	0,01	0,03	0,09	0,06
Na2O	0,01	0,02	0,02	0,04
K2O	0,01	0,00	-0,01	0,00
Cr2O3	0,01	0,02	0,09	0,09
NiO	0,02	0,03	0,05	0,01
<b>Total</b>	<b>100,39</b>	<b>100,04</b>	<b>99,98</b>	<b>100,01</b>

**Tableau 15.** Analyses chimiques des pyroxènes des pyrigarnites symplectitiques (PG1)

Comment	PG1-PYR1	PG1-PYR2	PG1-PYR4	PG1-PYR5	PG1-PYR7	PG1-PYR8	PG1-PYR9	PG1-PYR10
Formula	314 / 1 .	315 / 1 .	317 / 1 .	318 / 1 .	320 / 1 .	321 / 1 .	322 / 1 .	323 / 1 .
SiO2	51,32	51,89	50,06	51,40	49,78	49,84	49,42	49,47
TiO2	0,48	0,33	0,65	0,43	0,61	0,68	0,85	0,68
Al2O3	4,25	3,62	4,69	3,49	6,07	5,23	5,67	5,79
FeO	7,26	7,97	8,55	8,16	8,43	8,20	8,78	8,86
MgO	13,05	13,21	12,94	13,07	12,81	12,20	12,98	12,71
MnO	0,04	0,04	0,06	0,08	0,05	0,06	0,06	0,07
CaO	22,78	21,81	21,64	22,26	21,01	22,50	20,90	20,95
Na2O	0,70	0,98	0,97	0,84	1,15	0,98	0,96	1,00
K2O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,09	0,04
Cr2O3	0,04	0,02	0,02	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06
NiO	0,02	0,01	0,03	0,02	0,04	0,04	0,02	0,03
<b>Total</b>	<b>99,94</b>	<b>99,86</b>	<b>99,63</b>	<b>99,80</b>	<b>100,03</b>	<b>99,78</b>	<b>99,78</b>	<b>99,65</b>
Si	1,91	1,93	1,88	1,92	1,85	1,87	1,85	1,85
Al	0,09	0,07	0,12	0,08	0,15	0,13	0,15	0,15
sum	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Ti	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Al	0,09	0,09	0,08	0,07	0,12	0,10	0,10	0,11
Fe	0,23	0,25	0,27	0,25	0,26	0,26	0,27	0,28
Mg	0,72	0,73	0,72	0,73	0,71	0,68	0,72	0,71
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
sum	1,05	1,08	1,10	1,07	1,11	1,06	1,12	1,12
Na	0,05	0,07	0,07	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07
Ca	0,91	0,87	0,87	0,89	0,84	0,90	0,84	0,84
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
sum	0,96	0,94	0,94	0,95	0,92	0,98	0,91	0,92
Mg	38,96	39,60	38,87	38,84	39,24	37,00	39,42	38,82
Ca	48,88	46,99	46,73	47,55	46,27	49,05	45,62	45,99
Fe	12,16	13,41	14,40	13,61	14,49	13,95	14,96	15,18
Q	1,81	1,79	1,73	1,80	1,69	1,73	1,71	1,71
J	0,10	0,14	0,14	0,12	0,17	0,14	0,14	0,14
Q+J	1,91	1,93	1,88	1,92	1,85	1,87	1,85	1,85
J/(Q+J)	0,05	0,07	0,07	0,06	0,09	0,08	0,07	0,08
Q	94,77	92,72	92,51	93,72	91,08	92,43	92,50	92,24
Jd	4,35	5,48	4,90	4,40	6,32	5,29	5,16	5,48
Ae	0,88	1,80	2,59	1,88	2,59	2,28	2,34	2,28

**Tableau 16.** Relation tectonique et métamorphisme du secteur d'Eséka-Lolodorf

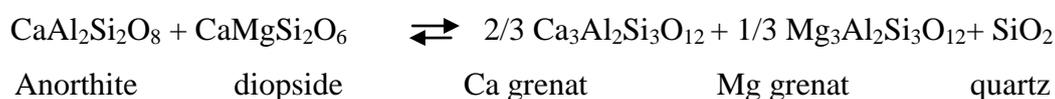
Phases de déformation	Éléments structuraux	Types pétrographiques	Microstructures	Associations minérales
<b>Phase Archéenne Anté - D<sub>1</sub></b>	Schistosité interne (S <sub>i</sub> ), Amandes, couronnes réactionnelles	Gneiss à Grt et Px	Granoblastique hétérogranulaire Isogranulaire Coronitique Maillé	-Qtz+Ep+Op (précoce) -Qtz+kfs+Px+Grt (paroxymal) -Hbl+Ep+Op (rétrograde)
		Pyrigarnite Coronitique		- Qz+Ru+Pl - Qz+Kfs+Hbl+Ap } Précoce - Gr <sub>Alm</sub> +Cpx+Qz+Pl+Op(Paroxymal) - Ru+Op (rétrograde)
		Amphibolite à Grt et Ep		-Grt+kfs+Px+hbl (précoce) - Hbl+Ep (rétrograde)
		Serpentinite à Ol et Px		-Ol+Px (Paroxymal) -Tlc+Ep+Op (rétrograde)
		Serpentinite à Tr		-Px + Tr (Paroxymal) -Atg+Tlc+Op (rétrograde)
<b>Phase paléoprotérozoïque D<sub>1</sub></b>	-Schistosité mylonitique S <sub>1</sub> , -linéation d'étirement L <sub>1</sub> , -plis isoclinaux P <sub>1</sub> , boudins β <sub>1</sub> , coronites de grenat et amandes de feldspath)	Gneiss à Grt et Px	Granoblastique hétérogranulaire Isogranulaire Symplectitique Maillé	-Grt+Px+Qz+Kfs+Pl
		Pyrigarnites symplectitiques		-Grt <sub>Alm</sub> +Opx+Omp+Qz+Kfs+Pl
		Amphibolite à Grt et Ep		-Kfs+Px+Hbl
		Serpentinite à relique d'Ol et Px		-Atg+Tlc+Op±Ol±Px (Se) - Tlc+Ep+Op (Post Se)
		Serpentinite à Tr		-Atg+Tlc+Op±Tr

### IV.3. ESTIMATIONS DES CONDITIONS P-T

L'estimation des températures et pression atteintes au cours du métamorphisme granulitique à éclogite (D<sub>1</sub>) a été faite sur les pyrigarnites symplectitiques.

#### - L'assemblage Grt+Cpx+Pl±Qz

Cette association typomorphique permet d'estimer à la fois la température (thermomètre grenat-clinopyroxène) et la pression. On a utilisé le géobaromètre grenat-clinopyroxène-plagioclase-quartz de [Newton et Perkins \(1982\)](#) modifié par [Raith et al, \(1983\)](#) issue de l'équilibre:



L'expression de P est donnée en fonction de T et la composition par l'équation:

$$P = 675 + 17,179(^{\circ}K) + 3,5962T(^{\circ}K) * \ln \frac{(X_{Ca}^{Grt})^2 \cdot X_{Mg}^{Grt}}{X_{An}(1 + X_{An}) \left( a_{Diop}^{Cpx} \right)^2} + (5972,551 - 2,714T(^{\circ}K))$$

$$* \left( (X_{Mg}^{Grt})^2 + 2X_{Mg}X_{Fe} + (X_{Ca}^{Grt})^2 + X_{Ca}X_{Fe} \right) - (X_{ab})^2(3664,974 + 17088,737X_{An})$$

La précision est de 1,6 kb.

### - L'assemblage Grt+Cpx

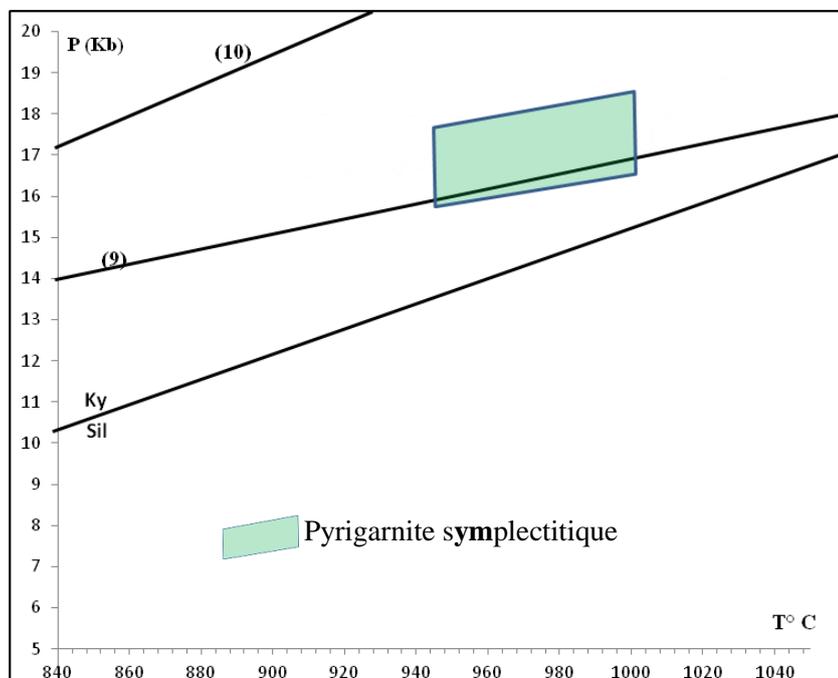
On a utilisé le thermomètre grenat- clinopyroxène (Powell, 1984) basé sur l'échange Fe-Mg entre grenat et clinopyroxène; son expression est :

$$T (^{\circ}C)_{Cpx} = \frac{2790 + 3140X_{Ca}^{Grt}}{1,735 + \ln KD}$$

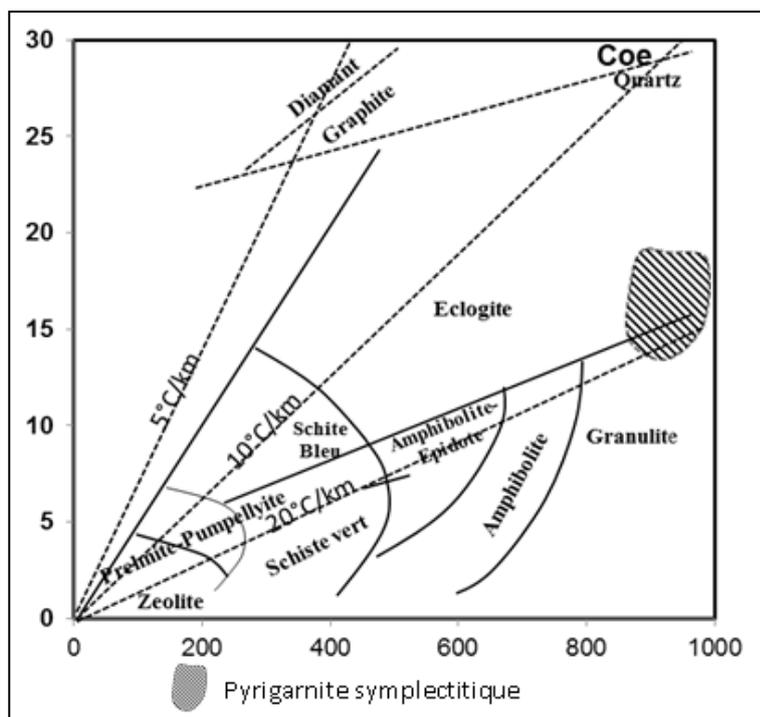
$$Kd = \left( X_{Fe^{2+}}/X_{Mg} \right)^{Grt} \cdot \left( X_{Mg}/X_{Fe^{2+}} \right)^{Cpx}$$

T en degré Kelvin et P en Kb

La solution graphique pour le géothermobaromètre grenat-plagioclase-clinopyroxène-quartz (Fig.37) donne une plage de pression comprise entre 15 et 18 Kbar avec des températures variant de 942 à 1000°C. Ces températures et pressions très élevées sont caractéristiques des faciès granulites et écloïtes (Fig.38).



**Figure 37.** Estimation des conditions du métamorphisme granulitique de la phase anté -D1 et de la phase D1 dans les pyrigarnites symplectitiques (Géothermobaromètre Grt + Cpx+ Qz + Pl ; Newton et Perkins, 1982, modifié par Raith et al., 1983. Courbe de stabilité de Bucher et Frey (1994): (9) Pl + Hbl = Omp + Grt; (10) PlAn30 + V = Ky + Zo +Qtz.



**Figure 38.** Diagramme Pression-Température montrant les conditions métamorphiques maximales des pyrogranites symplectitiques. Les conditions P-T métamorphiques sont déterminées par des thermobaromètres de Grt-Omp-Ph (Waters & Martin., 1993), Amp+Pl (Holland, T. & Blundy., 1994)

## CONCLUSION

En somme, il ressort que l'évolution du métamorphisme du secteur d'étude est complexe. Plusieurs cycles ont été mis en évidence à savoir : les cycles reliques anté D<sub>1</sub> archéen, les cycles Paléoproterozoïque D<sub>1</sub>, le cycle D<sub>2</sub> et tardi D<sub>2</sub>. La région d'Eséka-Minlongo possède les traces d'une histoire ancienne avec une succession de paragenèses témoignant des stades prograde, paroxysmal granulitique et rétrograde ; il s'agit (i) d'un cycle complet anté-D<sub>1</sub> caractérisé par un métamorphisme de type HP-HT (,15-18kbar ; 942 à 1000°C; Fig.37), (ii) un métamorphisme granulitique à éclogitique D<sub>1</sub> d'âge paléoproterozoïque (Fig.38).

## **CHAPITRE V**

**CARACTÈRES CHIMIQUES DES ROCHES : NATURE DES  
PROTOLITES, PALÉO-ENVIRONNEMENT ET AGE DES  
ÉVÉNEMENTS TECTONO-MÉTAMORPHIQUES.**

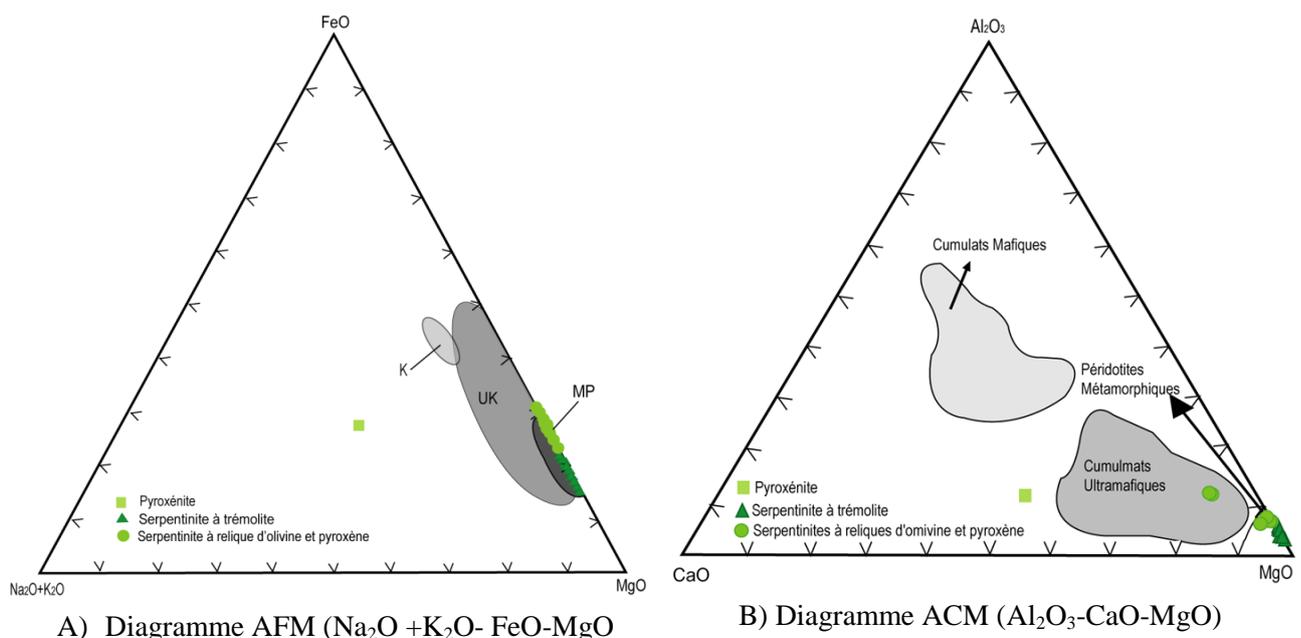
## INTRODUCTION

Les travaux de terrain combinés à l'étude pétrographique, nous ont permis de mettre en évidence dans la région d'Eséka - Minlongo plusieurs formations géologiques. Ce chapitre permettra de les caractériser chimiquement, de déterminer les protolites et de reconstituer les différents paléoenvironnements. 78 échantillons représentatifs ont été analysés par ALS Chemex. Les conditions analytiques sont celles présentées au chapitre II.

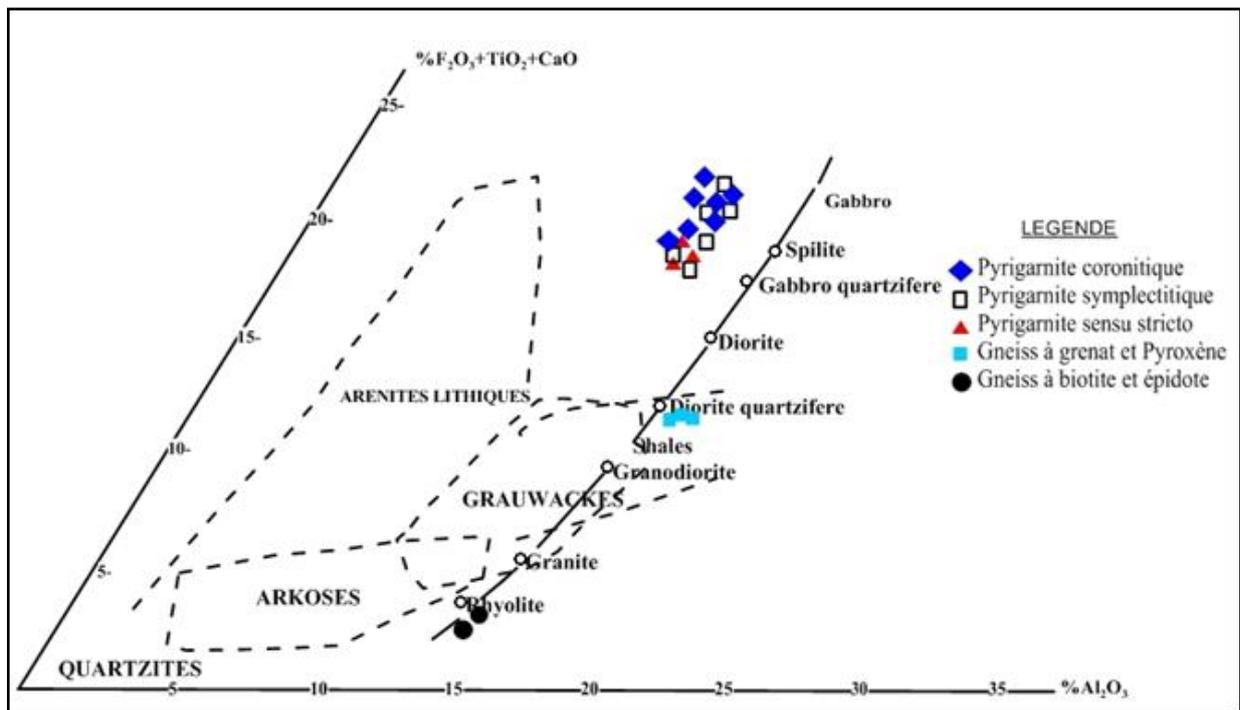
### V.1. NATURE DES PROTOLITES

Les diagrammes ternaires AFM ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} - \text{MgO}$ ) et ACM ( $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{MgO}$ ) de Coleman (1977) montrent que le substratum d'Eséka-Lolodorf est fait de méta-ultramafiques d'une part (Fig.39) et le diagramme  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO}$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Fig. 40) de De la Roche (1965) montrent que le secteur d'étude est constitué de métamaïfiques et de métafelsiques d'autre part, car les points représentatifs de ces roches s'alignent sur la dorsale des roches magmatiques.

Les méta-ultramafiques sont constituées de serpentinites à trémolite, serpentinites à relique d'olivine et pyroxène et de pyroxénites, les métamaïfiques sont composées de pyroxénites symplectitiques, coronitiques et sensu stricto ; et enfin les métafelsiques sont faits de gneiss à grenat et pyroxène, gneiss à biotite et épidote. La composition chimique des échantillons représentatifs de ces roches est illustrée dans les tableaux 17, 18, 19, 20, 21).



**Figure 39.** Position des méta-ultramafiques d'Eséka –Minlongo dans les diagrammes ternaires A et B de Coleman (1977). MP : Périidotite (tectonite) métamorphique, Uk : Cumulats ultramaïfiques, K: Komatiites



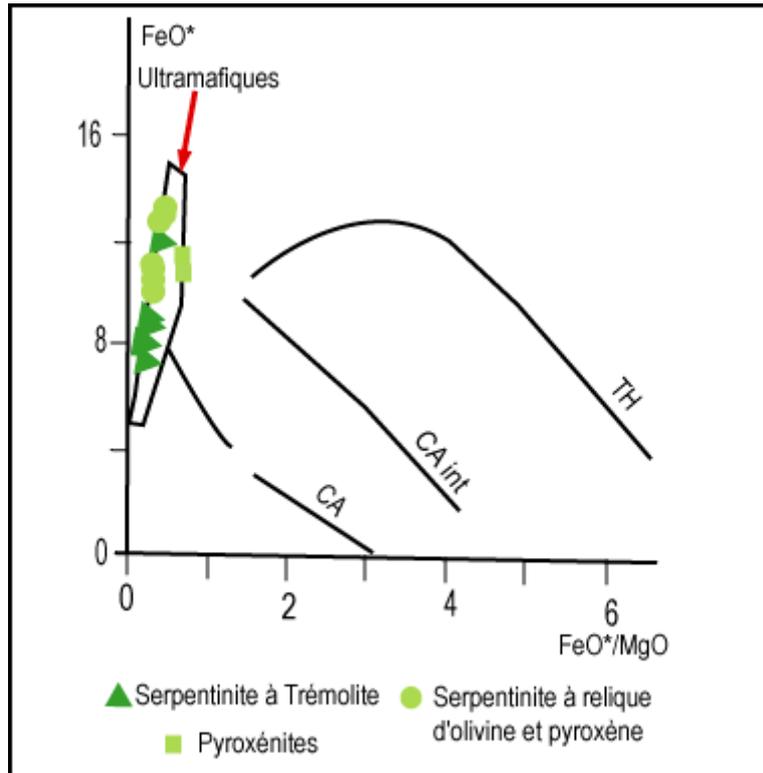
**Figure 40.** Position des roches d’Eséka – Minlongo dans le triangle des roches totales  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO}$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (De la Roche, 1965)

Le MgO sera utilisé comme discriminant. Les comparaisons des méta-ultramafiques et métamafiques se feront par rapport aux moyennes des analyses de [Le Maître, \(1976\)](#). Les Terres Rares seront normalisées par rapport aux chondrites de [Mc Donough et al. \(1995\)](#) pour les méta-ultramafiques et [Jahn et al, \(1980\)](#) pour les métamafiques et les métafelsiques, tandis que les multi- éléments seront normalisés par rapport aux valeurs de [Thompson et al. \(1984\)](#). Les termes ferromagnésien et alcalin désignent respectivement la somme  $\text{FeOt} + \text{MgO}$  et  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ .

## V.2.1. Caractères géochimiques

### V.2.1.1. Méta-ultramafiques

Les méta-ultramafiques sont fait de serpentinites à trémolite, serpentinites à relique d’olivine et pyroxène et des pyroxénites. Leur projection dans le diagramme de [Miyashiro, \(1974\)](#), confirme leur caractère ultramafique (Fig. 41).



**Figure 41.** Position des méta-ultramafiques d'Eséka- Minlongo dans le diagramme FeO\*-FeO\*/MgO de Miyashiro, (1974).

#### V.2.1.1.1. Serpentinite à trémolite

##### V.2.1.1.1.1. Eléments majeurs (EMJ)

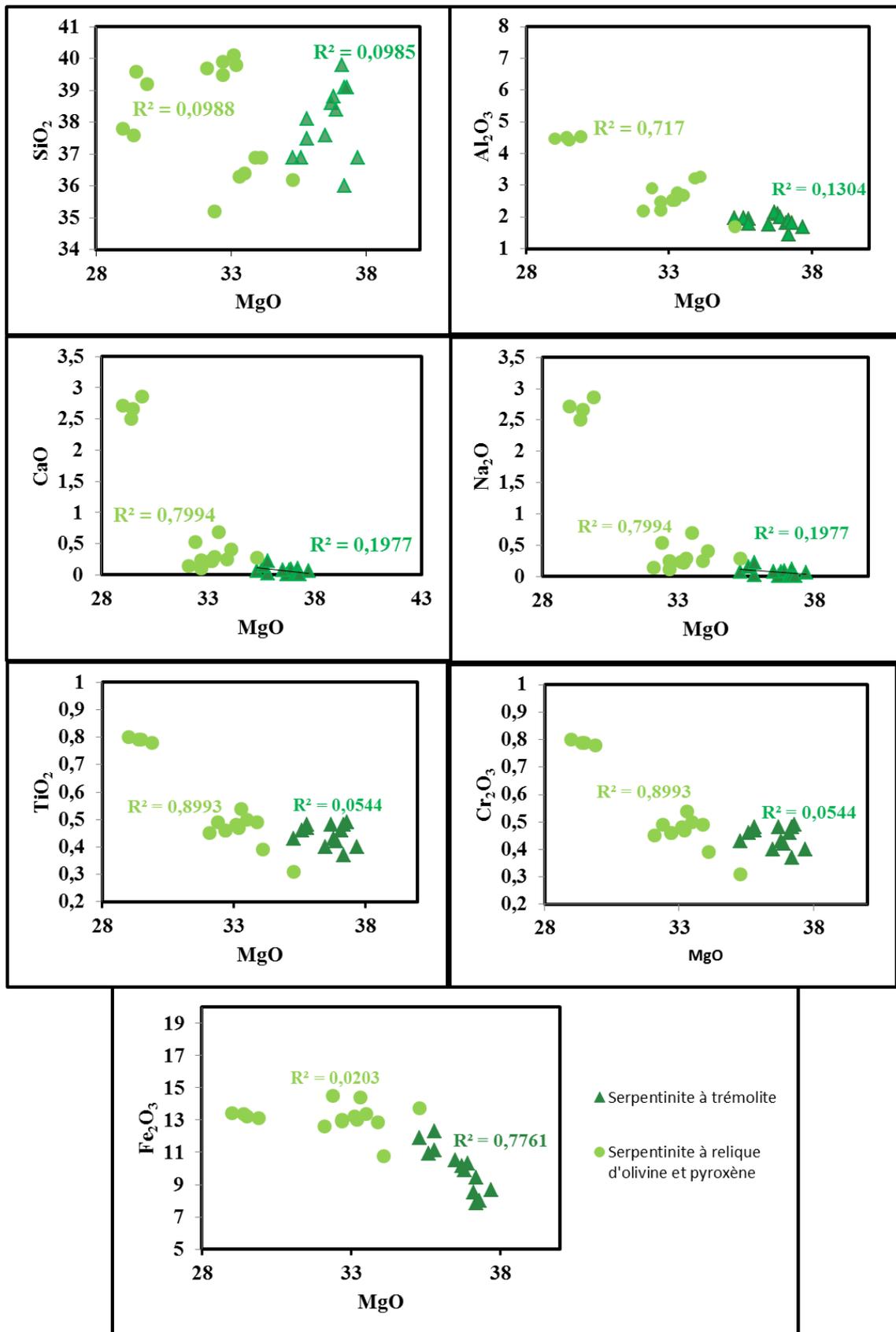
Les serpentinites à trémolite (Tab. 17) ont des teneurs variables en silice (36 - 39,8 %) et en alumine (1,45 – 2,15 %). Ces méta-ultramafiques sont riches en magnésium (MgO=35,3 - 37,7 %), en fer (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>= 7,84 - 12,3 %) et pauvres en CaO (0,01 % CaO<0,22. %). Les concentrations en TiO<sub>2</sub> (0,006 - 0,08%) sont faibles comparées à celles du manteau primitif (0,2%; Mc Donough et Sun, 1995). Ces faibles teneurs en TiO<sub>2</sub> indiquent qu'il n'y a eu aucune addition de cet oxyde à partir d'une source extérieure pendant le métamorphisme. Les valeurs moyennes des rapports MgO/SiO<sub>2</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> (0.04 - 0.96) des serpentinites à trémolite sont comparables à celles des dunites (MgO/SiO<sub>2</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>: 0.04 – 0.99) décrites par Le Maître, (1976).

L'examen des diagrammes de variation de quelques éléments majeurs en fonction du MgO montre des corrélations négatives avec tous les autres oxydes, excepté le SiO<sub>2</sub> qui montre une corrélation positive (Fig. 42). Dans les diagrammes ternaires (AFM) Na<sub>2</sub>O +K<sub>2</sub>O-

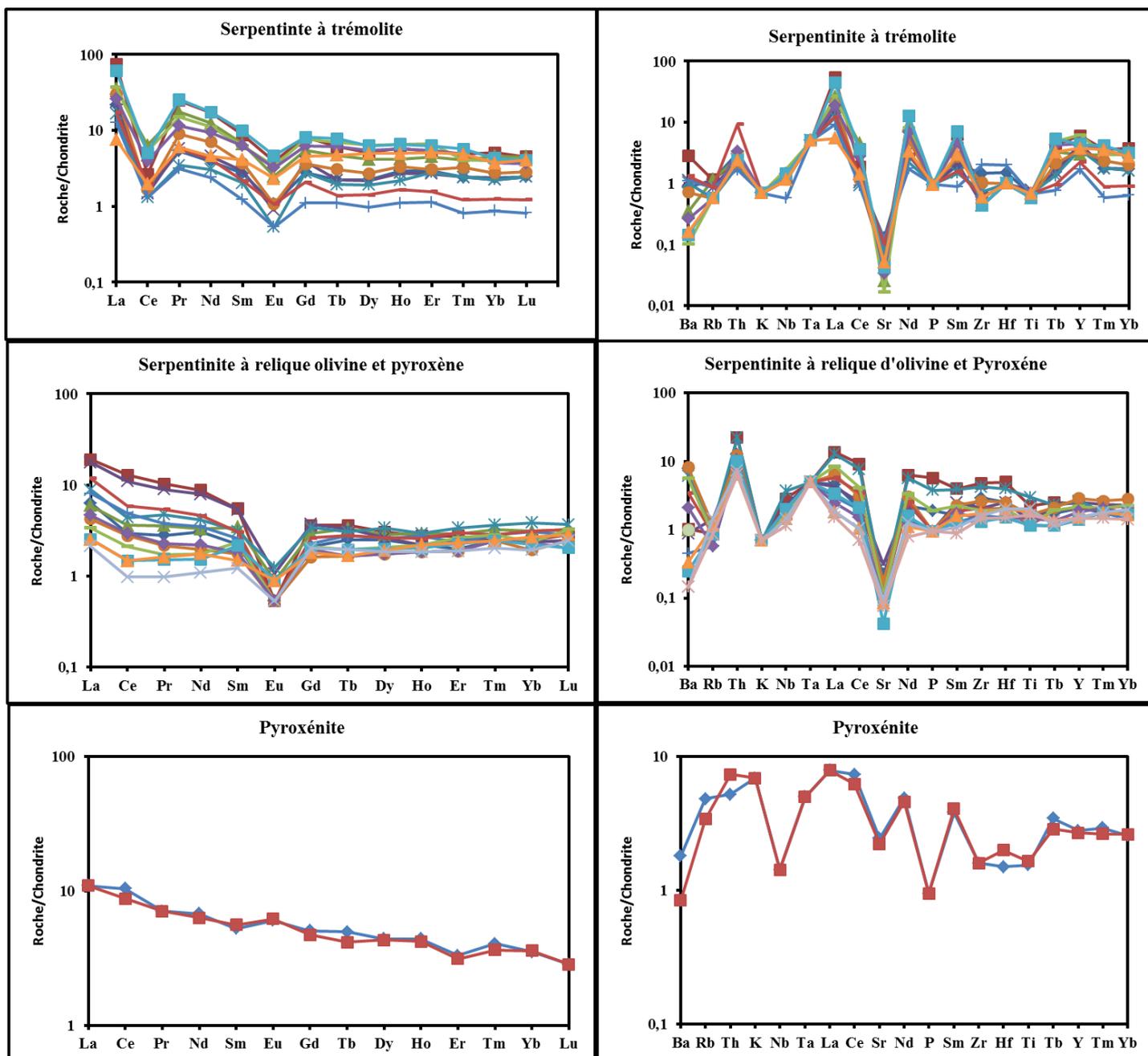
FeO-MgO et ACM (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO-MgO) de Coleman, (1977) ces serpentinites se situent dans le domaine des péridotites métamorphiques (Figs. 39A et 39B). Les serpentinites à trémolite projetés dans le diagramme SiO<sub>2</sub>-FeO\*/MgO et FeO\*- FeO\*/MgO (Miyashiro, 1974) tombent dans le champ des ultramafiques (Fig.41) ce qui confirme leur nature ultramafique.

**Tableau 17.** Analyses chimiques des Serpentinites à trémolite d'Eséka-Minlongo

Samples	Serpentinite à trémolite											
	RV1A	RV1B	RV1C	RV1E	RV1F	RV1G	RV3A	RV5A	RV10A	RV10E	RV10F	RV10G
SiO <sub>2</sub>	38,8	36,9	38,6	37,5	36,9	38,4	36	38,1	39,8	39,1	39,1	37,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,09	1,96	2,15	1,95	1,96	2	1,45	1,79	1,81	1,9	1,82	1,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,92	11,9	10,15	12,3	10,9	10,3	9,46	11,15	8,49	7,84	8,01	10,5
CaO	0,08	0,07	0,01	0,02	0,15	0,09	0,11	0,22	0,01	0,01	0,01	0,08
MgO	36,8	35,3	36,7	35,8	35,6	36,9	37,2	35,8	37,1	37,2	37,3	36,5
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	0,43	0,48	0,47	0,46	0,42	0,37	0,48	0,46	0,48	0,49	0,4
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,07	0,06	0,08	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07
MnO	0,09	0,11	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,09	0,1	0,11	0,1	0,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
SrO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
BaO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
LOI	11,85	11,8	11,95	11,55	12,55	12	13,9	11,9	11,9	12,1	11,9	12,35
Total	100,15	98,54	100,19	99,76	98,68	100,26	98,66	99,61	99,75	98,82	98,81	99,35
V	41	45	43	47	39	47	47	55	49	39	42	48
Cr	3030	3010	3470	3420	3290	3060	2620	3380	3310	3520	3500	2870
Rb	0,4	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2
Sr	1,5	0,7	0,3	0,6	0,9	0,6	1,4	1,2	0,2	0,4	0,5	0,6
Y	8,2	12	5,9	8,9	7,1	7	3,4	4,5	12,4	9	8,7	7,5
Zr	10	4	3	3	5	7	14	4	4	4	3	7,5
Ba	6	19,6	2,4	7,8	7,1	4,9	7,6	9,1	0,7	1,8	1	1,1
Hf	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Th	0,13	0,1	0,11	0,1	0,08	0,09	0,07	0,39	0,13	0,14	0,1	0,1
Cs	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Dy	0,55	1,27	1,03	0,54	0,47	0,67	0,24	0,35	1,57	1,35	1,55	1,22
Ga	3,5	3,6	3,3	3,2	3,2	3,7	3,1	3,9	3,7	2,8	2,9	2,5
Nb	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,2	0,5	0,6	0,5	0,5	0,4
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Ta	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
U	0,12	0,12	0,11	0,11	0,09	0,15	0,06	0,23	0,08	0,1	0,11	0,13
W	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
La	5,1	17,8	8,5	5,6	3,9	7,2	3	4,1	8,8	6,2	14,5	1,8
Ce	1	1,6	3,9	0,9	0,8	1	0,8	1,2	3,3	2,4	3,1	1,2
Pr	0,5	2,28	1,61	0,54	0,32	0,83	0,29	0,53	1,39	1,07	2,38	0,56
Nd	1,8	7,9	5,7	2,1	1,4	3,2	1,1	1,9	5,1	4,3	8	2,1
Sm	0,4	1,29	0,98	0,43	0,3	0,55	0,18	0,32	0,92	0,93	1,45	0,61
Eu	0,06	0,22	0,14	0,05	0,03	0,06	0,03	0,06	0,19	0,18	0,26	0,13
Gd	0,56	1,61	1,09	0,77	0,55	0,72	0,22	0,41	1,53	1,23	1,62	0,9
Tb	0,08	0,22	0,17	0,08	0,07	0,11	0,04	0,05	0,25	0,22	0,28	0,17
Dy	0,55	1,27	1,03	0,54	0,47	0,67	0,24	0,35	1,57	1,35	1,55	1,22
Ho	0,16	0,32	0,23	0,15	0,12	0,18	0,06	0,09	0,36	0,31	0,36	0,27
Er	0,47	0,84	0,72	0,43	0,45	0,49	0,18	0,25	1,07	0,88	1,01	0,82
Tm	0,06	0,12	0,1	0,06	0,06	0,08	0,02	0,03	0,1	0,12	0,14	0,12
Yb	0,38	0,82	0,74	0,36	0,36	0,44	0,14	0,2	0,64	0,6	0,69	0,6
Lu	0,06	0,11	0,11	0,06	0,06	0,07	0,02	0,03	0,1	0,09	0,1	0,1
LREE	8,86	31,09	20,83	9,62	6,75	12,84	5,4	8,11	19,7	15,08	29,69	6,4
HREE	2,32	5,31	4,19	2,45	2,14	2,76	0,92	1,41	5,62	4,8	5,75	4,2
ΣREE	11,18	36,4	25,02	12,07	8,89	15,6	6,32	9,52	25,32	19,88	35,44	10,6
LREE/HREE	3,82	5,85	4,97	3,93	3,15	4,65	5,87	5,75	3,51	3,14	5,16	1,52
LaN/YbN	9,12	14,75	7,80	10,57	7,36	11,12	14,56	13,93	9,34	7,02	14,28	2,04
CeN/SmN	0,60	0,30	0,96	0,51	0,64	0,44	1,07	0,91	0,87	0,62	0,52	0,47
GdN/YbN	1,19	1,59	1,19	1,73	1,24	1,32	1,27	1,66	1,93	1,66	1,90	1,21
Eu/Eu*	0,39	0,47	0,41	0,26	0,23	0,29	0,46	0,50	0,49	0,51	0,52	0,53
Ce/Ce*	0,15	0,06	0,26	0,13	0,17	0,10	0,21	0,20	0,23	0,23	0,13	0,29



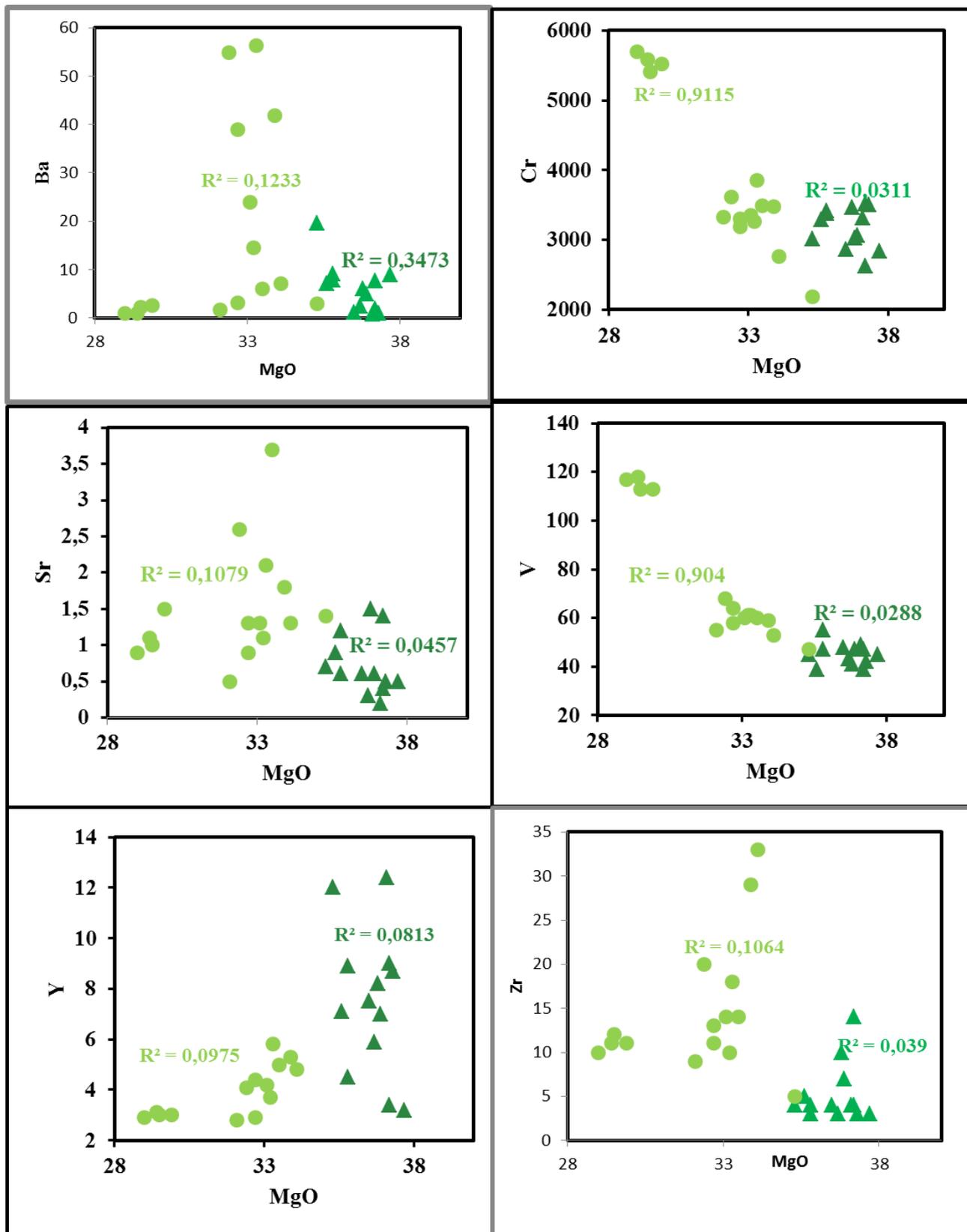
**Figure 42.** Diagramme de variation des éléments majeurs en fonction du MgO des méta-ultramafiques d'Eséka - Minlongo



**Figure 43.** Spectre des Terre Rares (A) et multi-éléments (B) des méta-ultramafiques d'Eséka – Minlongo.

#### V.2.1.1.1.2. *Eléments en trace (ETr)*

Les teneurs en Cr (2620 -3520 ppm) et V (39 -55 ppm) sont élevées pour des teneurs en Rb (0,2- 0,4 ppm), Ba (1 -9,1 ppm), Sr (0,2 -1,5 ppm), Y (5,9 -12,4 ppm) , Zr (3 – 14 ppm), U(0,06 - 0,23 ppm), Th (0,06 – 0,39 ppm) faibles et variables. Les concentrations en Ba et Y montrent une corrélation positive avec le MgO (Fig. 44), tandis que Cr, V et Sr montrent une corrélation négative.



● Serpentine à relique d'olivine et pyroxène

▲ Serpentine à trémolite

**Figure 44.** Diagramme de variation de quelques éléments traces en fonction de MgO des méta-ultramafiques d'Eséka – Minlongo.

### ***V.2.1.1.1.3. Terres rares (ETR)***

Les spectres des terres rares (Fig. 43A) normalisées par rapport à la chondrite montrent que les roches sont fractionnées (LaN/YbN : 3,44 et 6,11), et sont caractérisées par un enrichissement en LREE (CeN/SmN= 0,30- 1,07) et en HREE (GdN/YbN= 1,19- 1,90). Les spectres montrent des anomalies négatives en cérium (Ce/Ce\*: 0,06 - 0,26) et en europium (Eu/Eu\*: 0,22-0,53). Les spectres multiéléments (Fig.43B) présentent des anomalies en Sr, Zr, Ti et Tm caractéristiques des roches d'origine crustale (Thompson et al., 1984).

### ***V.2.1.2. Serpentinites à relique d'olivine et pyroxène***

#### ***V.2.1.2.1. Eléments majeurs (EMJ)***

Les données géochimiques montrent que les serpentinites à relique d'olivine et pyroxène (Tab.18) sont des roches magnésiennes MgO (29 - 35,3%), moyennement riches en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (10,75 - 14,5%) et relativement pauvres en SiO<sub>2</sub> (35,2 - 40,1%). Ces dernières sont typiquement caractéristiques des roches ultrabasiques. Les roches sont très pauvres en CaO (moyenne = 0,94%). Le Maître, (1976) propose des valeurs moyennes des rapports de MgO/SiO<sub>2</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> compris entre 0,05- 0,83 ; 0,09-0,66 et 0,04- 0,99 respectivement pour les harzburgites, les lherzolites et les dunites. Les Serpentinites à reliques d'olivine (MgO/SiO<sub>2</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> : 0,06-0,86) sont similaires aux harzburgites décrites par Le Maitre, (1976).

Les diagrammes de variation de quelques éléments majeurs (Fig. 42) montrent des corrélations négatives entre MgO et TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, CaO, MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Seul le SiO<sub>2</sub> présente une corrélation positive avec le MgO. De même, ces roches correspondent dans les diagrammes ternaires AFM et ACM de Coleman (1977) aux péridotites tectoniques (figs.39A et 39B), excepté les échantillons (RV20A, RV20B, RV20C, et RV20D) qui tombent dans le champ des cumulats ultramafiques.

#### ***V.2.1.2.2. Eléments traces (ETr)***

Les serpentinites à reliques d'olivine et pyroxène sont riches en Cr (2190 - 5690 ppm), en V (47-118 ppm) et pauvres en Rb (0,2 et 0,5 ppm), en Sr (0,5 et 3,7 ppm). La teneur en Zr est comprise entre 5 et 33 ppm (moyenne =13,6 ppm), le Ba varie entre 1 et 56,3 ppm (moyenne = 15, 6 ppm) et l'Y entre 3-5,8 ppm. Les teneurs élevées en Cr seraient dues au fractionnement des minéraux ferromagnésiens et traduisent leur origine mantellique. Les autres éléments traces présentent des concentrations relativement faibles. Les corrélations

négatives s'observent pour le Cr, V, Sr, tandis que le Ba et Y montrent des corrélations positives avec le MgO (Fig. 44).

### V.2.1.2.3. Terres rares (ETR)

Les spectres des terres rares (Fig. 43A) des serpentinites à relique d'olivine et pyroxène sont moyennement fractionnés ( $La_N/Yb_N = 0,84-7,64$ ) et montrent un enrichissement en LREE ( $Ce_N/Sm_N = 0,67-2,11$ ) par rapport aux HREE ( $Gd_N/Yb_N = 0,67 - 1,55$ ). On note une anomalie négative en Eu ( $Eu/Eu^* = 0,11- 0,54$ ). Les spectres multiéléments (Fig. 43B) montrent un comportement uniforme avec des concentrations variables et une anomalie très prononcée en Sr. Ce type d'anomalie traduit selon [Thompson et al. \(1984\)](#) une participation de la croûte continentale à la genèse des roches.

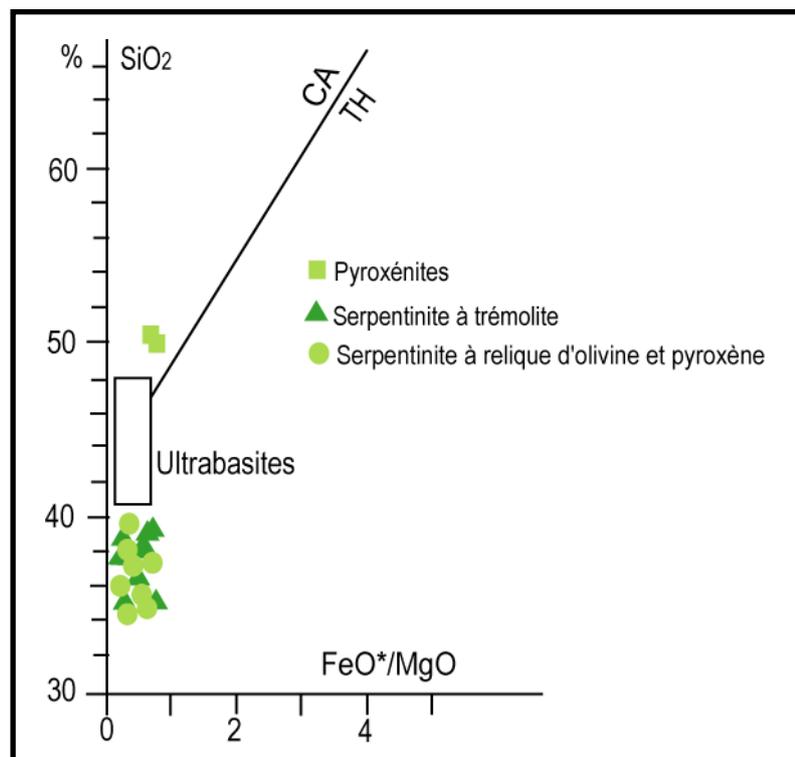
**Tableau 18.** Analyses géochimiques des échantillons de serpentinites à relique d'olivine et pyroxène et des pyroxénites d'Eséka -Minlongo

Echantillons	Serpentinite à relique d'olivine et pyroxène													Pyroxénite	
	RV16B	RV16C	RV16E	RV16G	RV16H	RV17A	RV17C	RV17D	RV17E	RV17G	RV20A	RV20B	RV20C	RV15A	RV15B
SiO <sub>2</sub>	35,2	36,9	36,4	36,9	36,3	39,9	40,1	39,5	39,8	39,7	39,6	37,6	37,8	50,4	50,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,91	3,27	2,68	3,22	2,77	2,21	2,53	2,48	2,52	2,19	4,42	4,51	4,47	4,01	4,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,5	10,75	13,4	12,85	14,4	13	13,25	12,9	13	12,6	13,25	13,4	13,45	12,55	12,45
CaO	0,53	0,41	0,69	0,25	0,29	0,24	0,23	0,11	0,22	0,14	2,66	2,5	2,72	12,4	12,5
MgO	32,4	34,1	33,5	33,9	33,3	32,7	33,1	32,7	33,2	32,1	29,5	29,4	29	16,15	16,25
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,51	0,52
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,1	0,1
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,49	0,39	0,5	0,49	0,54	0,46	0,48	0,46	0,47	0,45	0,79	0,79	0,8	0,28	0,27
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,23	0,14	0,31	0,17	0,12	0,12	0,13	0,15	0,12	0,19	0,21	0,17	0,16	0,17
MnO	0,11	0,12	0,11	0,13	0,12	0,1	0,11	0,1	0,11	0,1	0,11	0,11	0,11	0,37	0,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,06	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
SrO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
BaO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
LOI	12,2	12,65	13,05	12	11,9	11,05	10,75	10,7	10,9	10,75	9,43	9,84	9,55	3,01	2,67
Total	98,55	98,88	100,51	100,1	99,81	99,8	100,69	99,11	100,39	98,16	100	98,39	98,09	99,95	99,98
V	68	53	60	59	61	58	60	64	61	55	113	118	117	92	90
Cr	3620	2760	3490	3480	3850	3190	3350	3300	3270	3330	5410	5580	5690	2010	1910
Rb	0,4	0,3	0,5	0,4	0,4	0,2	0,3	0,3	0,2	0,3	0,4	0,5	0,3	1,7	1,2
Sr	2,6	1,3	3,7	1,8	2,1	0,9	1,3	1,3	1,1	0,5	1	1,1	0,9	29	26,3
Y	4,1	4,8	5	5,3	5,8	2,9	4,2	4,4	3,7	2,8	3	3,1	2,9	5,6	5,4
Zr	20	33	14	29	18	11	14	13	10	9	12	11	10	11	11
Ba	54,9	7,1	6,1	41,9	56,3	3,1	23,9	38,9	14,5	1,7	2,3	1	1	12,5	5,8
Hf	0,5	1	0,5	0,8	0,5	0,3	0,4	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,3	0,4
Th	0,53	0,95	0,46	0,94	0,52	0,43	0,39	0,42	0,45	0,42	0,27	0,31	0,27	0,22	0,31
Cs	0,05	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Dy	0,61	0,75	0,7	0,65	0,83	0,43	0,64	0,65	0,51	0,43	0,49	0,47	0,46	1,09	1,07
Ga	3,7	4,2	3,5	4,1	3,6	3	3,3	3,1	3,1	3,3	5,2	5,3	5	5,8	5,4
Nb	0,7	1	0,8	1,3	0,7	0,5	0,5	0,6	0,7	0,7	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Ta	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
U	0,23	0,21	0,19	0,25	0,23	0,2	0,27	0,22	0,23	0,23	0,09	0,07	0,09	0,1	0,14
W	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	129	1	1	1	1
La	1,5	4,5	1,4	4,2	2,1	1	1,9	2,8	0,8	1,1	0,6	0,6	0,5	2,6	2,6
Ce	1,8	7,9	2,2	6,7	2,7	1,7	3	3,6	1,3	1,8	0,9	0,9	0,6	6,4	5,4
Pr	0,26	0,95	0,33	0,83	0,44	0,2	0,35	0,5	0,16	0,21	0,14	0,15	0,09	0,66	0,66
Nd	1,4	4	1,5	3,6	1,9	0,9	1,6	2,1	0,8	1	0,7	0,8	0,5	3,1	2,9
Sm	0,33	0,81	0,51	0,79	0,46	0,26	0,38	0,45	0,35	0,27	0,32	0,22	0,18	0,78	0,83
Eu	0,03	0,03	0,05	0,06	0,07	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05	0,03	0,34	0,35
Gd	0,42	0,72	0,59	0,74	0,68	0,32	0,45	0,52	0,42	0,39	0,4	0,36	0,4	1,01	0,94
Tb	0,09	0,13	0,12	0,12	0,11	0,06	0,1	0,1	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,18	0,15
Dy	0,61	0,75	0,7	0,65	0,83	0,43	0,64	0,65	0,51	0,43	0,49	0,47	0,46	1,09	1,07
Ho	0,12	0,15	0,16	0,12	0,16	0,1	0,15	0,14	0,12	0,1	0,11	0,12	0,1	0,24	0,23
Er	0,32	0,44	0,46	0,41	0,54	0,3	0,38	0,48	0,42	0,3	0,36	0,37	0,3	0,53	0,5
Tm	0,06	0,06	0,08	0,06	0,09	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,1	0,09
Yb	0,39	0,4	0,5	0,38	0,62	0,31	0,49	0,5	0,38	0,37	0,36	0,43	0,31	0,57	0,58
Lu	0,06	0,07	0,08	0,06	0,09	0,06	0,07	0,08	0,08	0,05	0,05	0,07	0,06	0,07	0,07
LREE	5,32	18,19	5,99	16,18	7,67	4,09	7,26	9,48	3,44	4,41	2,71	2,72	1,9	13,88	12,74
HREE	2,07	2,72	2,69	2,54	3,12	1,64	2,35	2,54	2,07	1,76	1,9	1,94	1,75	3,79	3,63
ΣREE	7,39	20,91	8,68	18,72	10,79	5,73	9,61	12,02	5,51	6,17	4,61	4,66	3,65	17,67	16,37
LREE/HREE	2,57	6,69	2,23	6,37	2,46	2,49	3,09	3,73	1,66	2,51	1,43	1,40	1,09	0,21	0,22
LaN/YbN	2,61	7,64	1,90	7,51	2,30	2,19	2,63	3,80	1,43	2,02	1,13	0,95	1,10	3,10	3,05
CeN/SmN	1,32	2,35	1,04	2,05	1,42	1,58	1,91	1,93	0,90	1,61	0,68	0,99	0,80	1,98	1,57
GdN/YbN	0,87	1,46	0,95	1,58	0,89	0,84	0,74	0,84	0,89	0,85	0,90	0,68	1,04	1,43	1,31
Eu/Eu*	0,25	0,12	0,28	0,24	0,38	0,32	0,22	0,19	0,24	0,28	0,43	0,54	0,34	11,21	11,36
Ce/Ce*	0,70	0,92	0,78	0,87	0,68	0,92	0,89	0,74	0,88	0,91	0,75	0,73	0,68		

### V.2.1.3. Pyroxénites

#### V.2.1.3.1. Eléments majeurs (EMJ)

Les Pyroxénites (Tab.18) ont des teneurs en silice peu variables (50,4 - 50,6 %), comparables à celles des gabbros décrits par [Le Maître, \(1976\)](#). Les teneurs en MgO (16,15 - 16,25%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12,4–12,55%) et CaO (12,4 -12,5%) sont relativement élevées et constantes. Les pyroxénites sont pauvres en alcalins (Na<sub>2</sub>O =0,51% + K<sub>2</sub>O = 0,1). Ces roches projetées dans le diagramme SiO<sub>2</sub>- FeO\*/MgO de [Miyashiro, \(1974\)](#) montrent qu'elles ont une affinité calco alcaline (Fig. 45).



**Figure 45.** Position des méta- ultramafiques d'Eséka –Minlongo dans le diagramme FeO\*-FeO\*/MgO de [Miyashiro, 1974](#).

#### V.2.1.3.2. Eléments en trace (ETr)

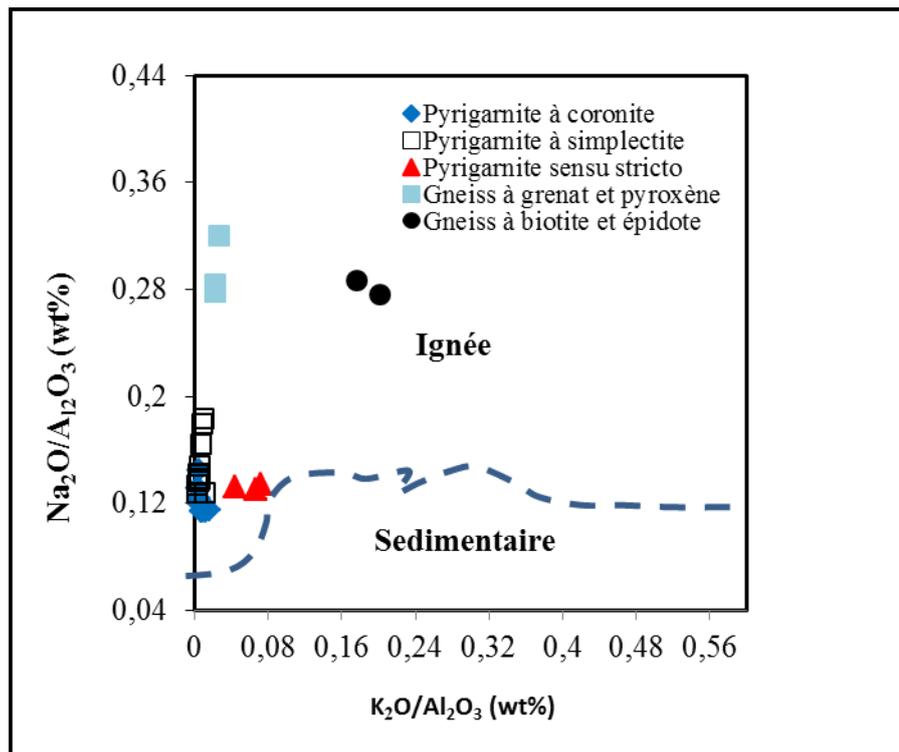
Les pyroxénites (Tab.18) présentent de faibles teneurs en Sr (5,4 - 5,6 ppm), Ba (12,5 - 5,8 ppm), Th (0,22- 0,31 ppm), des teneurs constantes en Zr (11 ppm), W (1ppm), Sn (1ppm) et des teneurs élevées en Cr (1910 - 2010 ppm) et V (90 - 92 ppm).

### V.2.1.3.3. Terres rares (ETR)

Les spectres des terres rares (Fig. 43A) des pyroxénites sont homogènes. Ils sont moyennement fractionnés ( $La_N/Yb_N$  : 3,04 et 3,09) et montrent un enrichissement en LREE ( $Ce_N/Sm_N=1,57-1,98$ ) par rapport aux HREE ( $Gd_N/Yb_N= 1,31-1,43$ ). On note une anomalie positive en Eu ( $Eu/Eu^*=1,16-1,20$ ) compatible avec leur caractère cumulatif. Les spectres multiéléments (Fig. 43B) montrent des anomalies en Nb, Sr, P indicatrices selon [Thompson et al., 1984](#) d'une participation de la croûte continentale à la genèse des roches.

### V.2.2. Métafelsiques

Les métafelsiques sont fait de gneiss à grenat et pyroxène, gneiss à biotite et épidote. Dans le diagramme des protolites de De La Roche 1965, ces roches s'alignent parallèlement à la dorsale des roches magmatiques (Fig.40). Cette origine ignée (Fig. 46) est confirmée par le diagramme  $Na_2O/Al_2O_3 - K_2O/Al_2O_3$  de [Garrels et Mackenzie, 1971](#) où les roches sont logées dans le domaine igné.

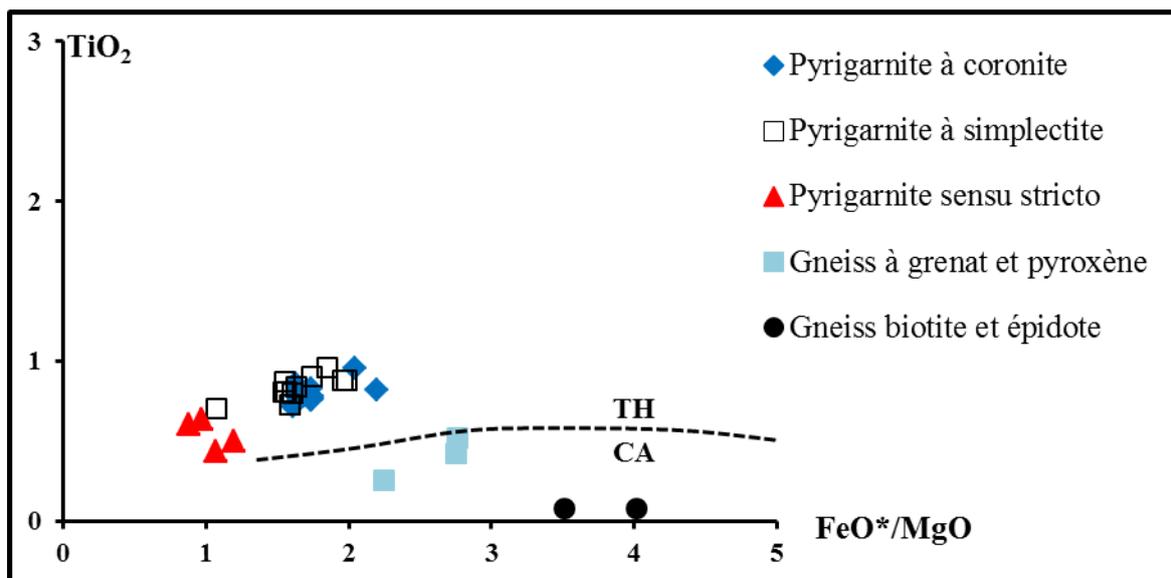


**Figure 46.** Diagramme  $K_2O/Al_2O_3$  vs  $Na_2O/Al_2O_3$  de distinction entre origine sédimentaire et magmatique des métafelsiques et des metabasites d'Eséka-Minlongo ([Garrels and Mackenzie, 1971](#))

### V.2.2.1. Gneiss à grenat et pyroxène

#### V.2.2.1.1. Éléments majeurs (EMJ)

Les échantillons analysés montrent que ce sont des roches à composition de diorite à quartz (Tab.19) avec des teneurs moyennes en  $\text{SiO}_2$  (60,2 - 63%). Les teneurs en  $\text{TiO}_2$  varient de 0,25 à 0,52% pour des rapports  $\text{FeO}/\text{MgO}$  variables (2,24- 2,75%). Les concentrations en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (18,95-19,4%),  $\text{CaO}$  (4,62-5,13% et  $\text{Na}_2\text{O}$  (5,22-5,4%) sont peu variables. Ces roches sont riches en alcalins ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,6- 6,7\%$ ). La variation du  $\text{TiO}_2$  et /ou  $\text{FeO}^*$  dans ces roches est comparable à celle des roches calco - alcalines. Par ailleurs les rapports  $\text{CaO}/ \text{TiO}_2$  (9,86-18,48) et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (77,6-45,35) sont proches de ceux des roches calco-alcalines. Dans les diagrammes de variations de quelques éléments majeurs en fonction du  $\text{MgO}$  (Fig. 48), les gneiss à grenat et pyroxène montrent des corrélations négatives en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  et positive en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Dans le diagramme  $\text{TiO}_2$  vs  $\text{FeO}/\text{MgO}$  (Miyashiro, 1974), les gneiss à grenat et pyroxène montrent une affinité calco-alcaline (Fig. 47).



**Figure 47.** Diagramme  $\text{TiO}_2$  vs  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  de Miyashiro (1974) montrant le double caractère Tholéiitique et calco- alcalin des métafelsiques et des metabasites d'Eséka – Minlongo.

#### V.2.2.1.2. Éléments en traces (ETr)

Les gneiss à grenat et pyroxène (Tab.19) sont riches en Sr (398 – 471ppm), Zr (246- 323 ppm), moyennement riches en Ba (80,2 - 94,2 ppm), Cr (30- 50ppm), V (38 -51 ppm) et pauvres en Y (5,6- 10,8 ppm), Rb (6,9 - 7,9 ppm), Nb (3,4- 8,7 ppm) et Th (3,13- 5,04 ppm). Nb, Th, Y et Zr montrent des corrélations positives (fig.36), tandis que le Sr a une corrélation

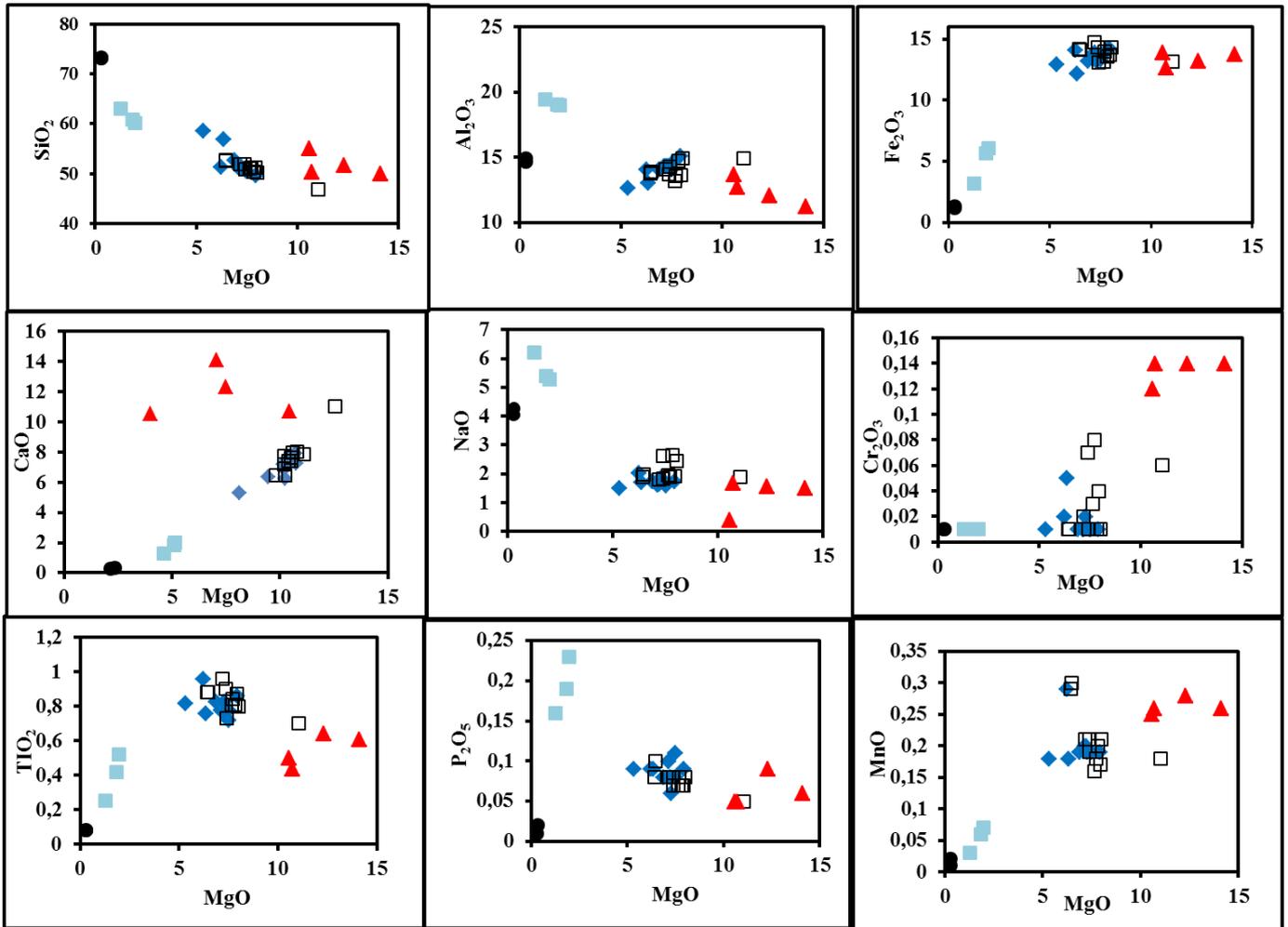
négative. Pour les autres éléments en trace (Ba, Rb et Cr), l'on note un regroupement des points.

### V.2.2.1.3. Terres rares (ETR)

Les spectres des terres rares (Fig.49A) normalisées aux chondrites montrent que ces roches sont très fractionnées ( $La_N/Yb_N = 19,7- 28$ ) avec un enrichissement en LREE ( $Ce_N/Sm_N=2,8-3,07$ ) et en HREE ( $Gd_N/Yb_N= 2,6 -3,7$ ). On note une anomalie nulle en Eu ( $Eu/Eu^*= 0,96-1,04$ ). Les spectres multiéléments (Fig.49B) montrent un comportement uniforme avec des anomalies en Nb, Sm et Ti, caractéristiques des roches d'origine basi - crustale (Thompson et al., 1984).

**Tableau 19.** Analyses géochimiques des échantillons de gneiss d'Eséka –Minlongo

Echantillons	Gneiss à grenat et pyroxène			Gneiss à biotite et épidote	
	GN7A1	GN7A2	GN7A3	GN11A	GN11B
SiO <sub>2</sub>	60,2	63	60,9	73,1	73,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,95	19,4	19,05	14,9	14,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,07	3,17	5,63	1,21	1,34
CaO	5,13	4,62	5,09	2,33	2,17
MgO	1,98	1,27	1,84	0,31	0,3
Na <sub>2</sub> O	5,27	6,22	5,4	4,27	4,05
K <sub>2</sub> O	0,41	0,51	0,41	2,63	2,96
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,25	0,42	0,08	0,08
MnO	0,07	0,03	0,06	0,01	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,16	0,19	0,02	0,01
SrO	0,04	0,05	0,05	0,06	0,06
BaO	0,01	0,01	0,01	0,19	0,22
LOI	0,27	0,6	0,38	0,63	0,67
Total	99,16	99,29	99,44	99,74	99,83
V	51	38	51	9	9
Cr	50	30	50	10	10
Rb	6,9	7,2	7,9	43,5	47,5
Sr	389	471	408	544	539
Y	10,8	5,6	10,4	0,7	0,8
Zr	323	246	288	60	67
Ba	80,8	94,2	80,2	1740	2010
Hf	8,4	6,4	7,7	2	2,5
Th	5,04	3,13	4,57	0,06	0,1
Cs	0,06	0,05	0,09	0,12	0,09
Ga	14,3	15,6	14,9	15,5	15,1
Nb	8,7	3,4	6,8	0,5	0,5
Sn	1	1	1	1	1
Ta	0,5	0,2	0,4	0,1	0,1
U	0,44	0,35	0,39	0,14	0,14
W	1	1	1	1	1
La	30,3	20,9	24,9	3,7	3,5
Ce	67,6	43,5	59,6	5,9	5,7
Pr	7,38	5,03	6,45	0,62	0,54
Nd	29,4	20,7	25,1	2,1	2
Sm	5,38	3,66	4,58	0,38	0,32
Eu	1,25	0,98	1,18	0,25	0,26
Gd	3,28	2,28	3,13	0,27	0,21
Dy	1,97	1,05	1,71	0,1	0,13
Ho	0,47	0,22	0,41	0,04	0,02
Er	1,19	0,6	1,1	0,07	0,08
Tm	0,15	0,09	0,15	0,01	0,01
Yb	0,99	0,49	0,83	0,05	0,09
Lu	0,14	0,08	0,12	0,02	0,02
LREE	141,31	94,77	121,81	12,95	12,32
HREE	8,19	4,81	7,45	0,56	0,56
ΣREE	149,5	99,58	129,26	13,51	12,88
LREE/HREE	0,95	0,95	0,94	0,96	0,96
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	20,13	28,06	19,73	48,68	25,58
Ce <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>	2,97	2,80	3,07	3,66	4,20
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	2,65	3,73	3,02	4,33	1,87
Eu/Eu*	0,92	1,05	0,96	2,41	3,10



**Figure 48.** Diagramme de variation de quelques éléments majeurs en fonction de MgO dans les métafelsiques et les metabasites

### V.2.2.2. Gneiss à biotite et épidote

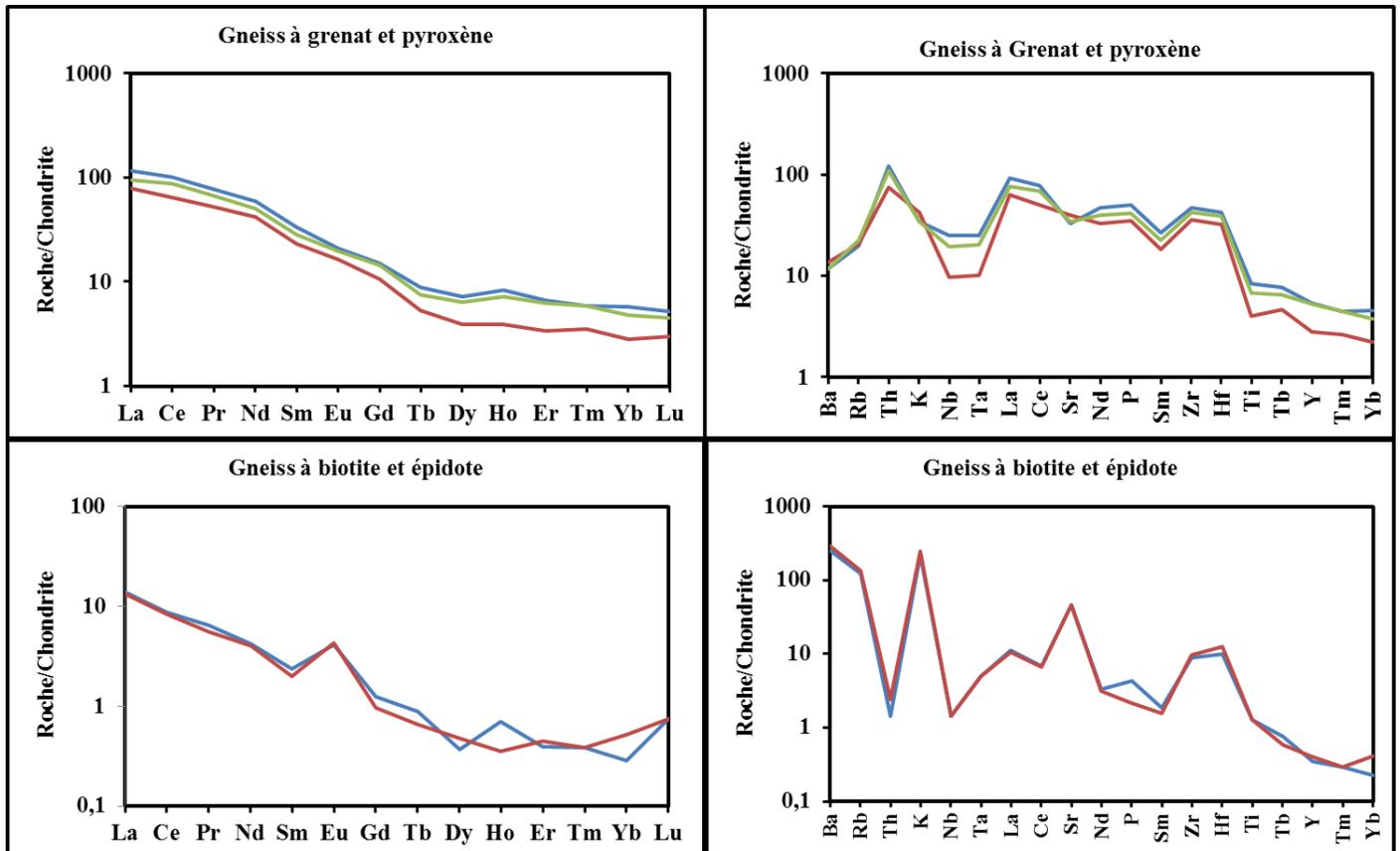
#### V.2.2.2.1. Eléments majeurs (EMJ)

L'analyse chimique montre que ces roches proviennent d'un protolite à composition rhyolitique (Tab.19) avec des teneurs élevées en  $\text{SiO}_2$  (73,1-73,3 %) pour des teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (1,21-1,34%), MgO (0,3- 0,31%), CaO (2,17- 2,33%) et  $\text{TiO}_2$  (0,08 %) faibles à variables. Contrairement aux gneiss à grenat et pyroxène ( $18,95 < \text{Al}_2\text{O}_3 < 19,4\%$ ), les gneiss à biotite et épidote sont légèrement pauvres en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $14,65 < \text{Al}_2\text{O}_3 < 14,9\%$ ). Les teneurs en alcalins ( $5,68 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 6,9\%$ ) sont élevées.

Par rapport aux rhyolites de [Le Maître, \(1976\)](#), les gneiss à biotite et épidote ne diffèrent que par un léger enrichissement en CaO (2,17-2,33) et un appauvrissement en  $\text{K}_2\text{O}$  (2,63-2,96%) pour des teneurs comparables en d'autres éléments. Les diagrammes de

variation de quelques éléments majeurs en fonction de MgO montrent que les points représentatifs sont groupés (Fig. 48).

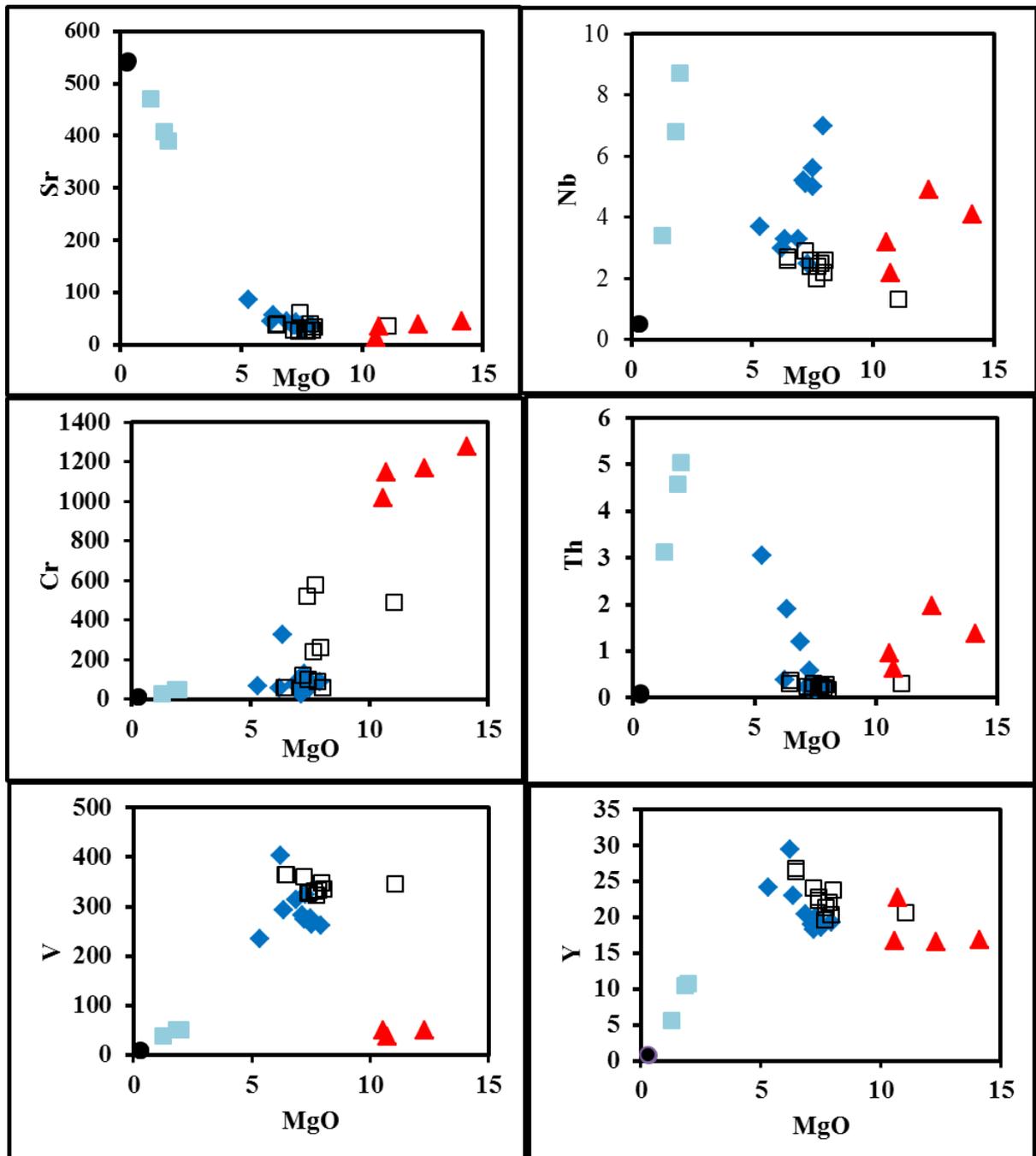
Tout comme les gneiss à grenat et pyroxène, elles appartiennent à la série calco-alcaline (Fig. 47).



**Figure 49.** Spectres de terres rares (A) et multiéléments (B) des gneiss normalisés par rapport chondrites (Jahn et al., 1980)

#### V.2.2.2.2. *Eléments en trace (ETr)*

Les gneiss à biotite et épidote ont des teneurs en Ba (1740- 2010 ppm) et en Sr (539- 544ppm) élevées et sont en accord avec le fractionnement des feldspaths. Les teneurs en Zr (60- 67 ppm), en Rb (43,5- 47,5 ppm), Cr (10ppm) et V (9ppm) sont faibles. Contrairement aux gneiss à grenat et pyroxène, les gneiss à biotite et épidote sont très riches en Ba et pauvres en Zr et en Cr. Ces teneurs en éléments trace ont également un comportement similaire aux gneiss à biotite et amphibole de la région de Tonga qui présentent de faibles concentrations en Cr, Nb et Rb et des concentrations élevées en Ba et Sr. Ces teneurs élevées seraient indicatrices d'une accumulation de plagioclase ; ce qui expliquerait une forte anomalie positive en Europium. Les diagrammes binaires (Fig.50) de quelques éléments traces des gneiss à biotite et épidote montrent que leurs points représentatifs sont groupés.



**Figure 50.** Diagramme de variation de quelques éléments traces en fonction de MgO des métafelsiques et des metabasites d'Eséka- Minlongo.

#### V.2.2.2.3. Terres rares (ETR)

Les spectres des terres rares (Fig.49) sont fractionnés ( $La_N/Yb_N = 25,58 - 48,67$ ) avec un enrichissement en LREE ( $Ce_N/Sm_N = 3,6 - 4,2$ ), en HREE ( $Gd_N/Yb_N = 1,8 - 4,3$ ) et une anomalie positive très prononcée en Eu ( $Eu/Eu^* = 2,4 - 3,09$ ). Les spectres multiéléments des gneiss à biotite et pyroxène sont homogènes et montrent des anomalies négatives en Th, Nb Sm et Ti caractéristiques des roches d'origine basi-crustale (Thompson et al., 1984).

### **V.2.3.Métabasites**

Les métabasites sont fait de pyrigarnites symplectitiques, pyrigarnites coronitiques et des pyrigarnites sensu stricto. Ces roches s'alignent parallèlement à la dorsale des roches magmatiques dans le diagramme des protolites de De La Roche 1965, (Fig.40). De même que les métafelsiques, elles sont d'origine ignée.

#### ***V.2.3.1. Pyrigarnites***

Les pyrigarnites de la région d'Eséka- Minlongo sont de nature basique. Ces roches ont des compositions de gabbros pour les pyrigarnites à couronne et symplectites, tandis que les pyrigarnites au sensu stricto sont proches des gabbros quartziques. L'origine orthodérivée de ces roches est confirmée par le diagramme  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  où elles occupent le champ des roches ignées (Fig. 46).

##### ***V.2.3.1.1. Pyrigarnites coronitique***

###### ***V.2.3.1.1.1. Eléments majeurs (EMJ)***

Les pyrigarnites à microstructure coronitique sont des roches basiques à composition de gabbros (Tab.20). Cette nature s'illustre par leur teneur en silice comprise entre 49,7 et 58,6. Les teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (12-14,25 %),  $\text{MgO}$  (6,22 - 7,91%) et  $\text{CaO}$  (8,14 -10,7 %) variables. Les teneurs en titane sont faibles et varient très peu avec des rapports  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  compris entre 1,6 - 2,1. Les teneurs en  $\text{K}_2\text{O}$  (0,04 - 0,22%) sont très faibles, ce qui suggère un appauvrissement en potassium. Cet appauvrissement est confirmé par les teneurs faibles en Rb (1-5,9 ppm), et traduit une croissance du pyroxène aux dépens des biotites. L'enrichissement du fer en fonction du titane rappelle celui des roches à affinité tholéiitique. Dans le diagramme  $\text{TiO}_2$  vs  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (Miyashiro, 1974; Fig 47), les pyrigarnites à coronites montrent une affinité tholeiitique.

Les pyrigarnites à coronites sont plus pauvres en  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (0,22 – 1,87%) que les gneiss à biotite et épidote. Les teneurs en alumines sont variables (12,65 -15,1%). Les rapports  $\text{CaO}/\text{TiO}_2$  (9,92 – 14,37) et  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  (14,68 -18,63) sont proches de celles des tholéiites océaniques.

Les diagrammes (Fig.48) binaires de quelques éléments majeurs en fonction de  $\text{MgO}$  montrent que les pyrigarnites se distinguent nettement des gneiss à grenat et pyroxène ainsi que des gneiss à biotite et épidote.

#### ***V.2.3.1.1.2. Eléments en traces (ETr)***

Les teneurs en Cr sont faibles dans l'échantillon PG4D (30 ppm), par contre elles sont élevées dans l'échantillon PG3B (330 ppm). Les teneurs en Zr (35 -154 ppm) et Sr (31,8 -87,2 ppm) sont variables pour des teneurs en Y (18,4 – 29,5 ppm) faibles. Les teneurs en Sr augmentent avec les teneurs en calcium et diminuent avec les teneurs en silice, un tel comportement est compatible avec le fractionnement du plagioclase. Les concentrations en Sr des pyrigarnites à coronites sont semblables aux moyennes des gabbros (Sun et McDonough., 1989), comparées à celles des intrusions gabbroïques de l'Ouest Bengal (Aditi Mandal et al., 2012). Ces teneurs en élément trace sont également faibles comparées à celles des gneiss à pyroxène et grenat de Bossangoa (Danguené, 2012)

Les points représentatifs des pyrigarnites à couronne montrent une corrélation négative avec le MgO en dehors de Nb et Cr qui ont une corrélation positive (Fig. 50).

#### ***V.2.3.1.1.3. Terres rares (ETR)***

Les spectres des terres rares (Fig.51A) sont fractionnés ( $La_N/Yb_N = 0,8-1,49$ ); ils montrent un enrichissement en LREE ( $Ce_N/Sm_N = 0,74- 1,57$ ) par rapport aux HREE ( $Gd_N/Yb_N = 0,89 -1,39$ ). On note pour ces roches un fractionnement continu depuis les terres rares légères jusqu'aux terres rares lourdes avec une anomalie négative à nulle en Eu ( $Eu/Eu^* = 0,82 -1,01$ ). Les spectres multiéléments (Fig. 51B) montrent des anomalies en K, Sr, Zr et Hf caractéristiques des roches d'origine crustale (Thompson et al., 1984). Leurs caractères chimiques montrent qu'ils pourraient correspondre à d'anciennes roches gabbroïques d'affinité tholéïtique.

#### ***V.2.3.1.2. Pyrigarnites symplectitique***

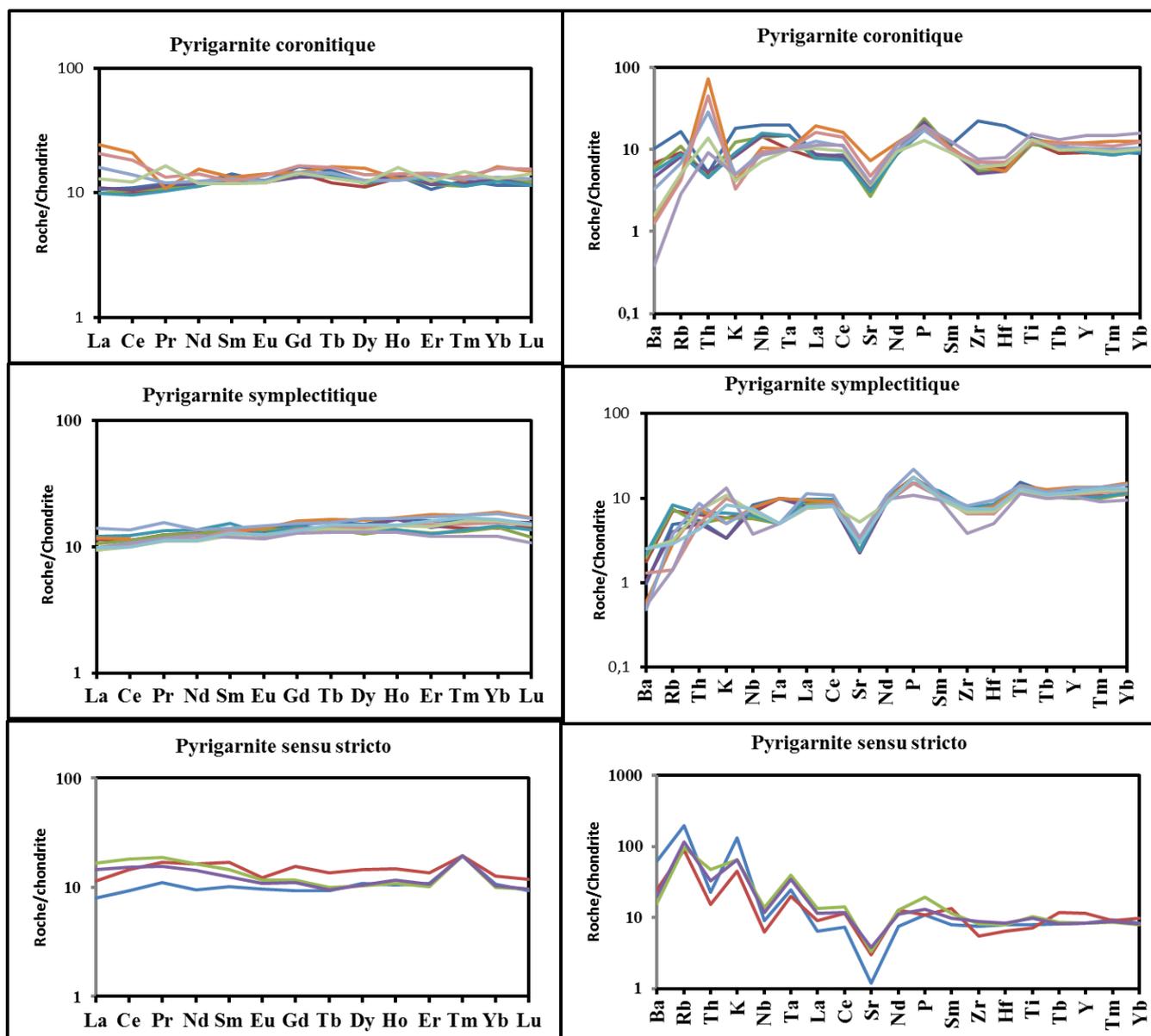
##### ***V.2.3.1.2.1. Eléments majeurs (EMJ)***

Les pyrigarnites symplectitiques sont des roches à composition de gabbro (Tab. 21) avec des teneurs en silice variables et comprises entre 46,6-52,7%. Ces teneurs sont caractéristiques des roches basiques. Les teneurs en  $Al_2O_3$  (13,2 -14,9%), CaO (9,82 - 12,55%),  $Fe_2O_3$  (13,1 – 14,75%) sont variables. Par rapport aux gabbros décrits par le Maître (1976), les pyrigarnites symplectitiques ne diffèrent que par des teneurs en  $SiO_2$  et MgO légèrement plus faibles et par des teneurs en CaO et  $Al_2O_3$  plus élevés. Les teneurs en  $Cr_2O_3$ ,  $TiO_2$  et  $K_2O$  sont peu variables voire constantes. Le  $Cr_2O_3$  et CaO ont une corrélation positive avec le MgO, tandis que le  $TiO_2$ , MnO et  $P_2O_5$  présentent une corrélation négative (Fig. 48).

Tout comme les pyrigarnites à couronne, celles à simplectite appartiennent à la série tholéiitique (Fig. 47)

**Tableau 20.** Analyses géochimiques des pyrigarnites coronitiques

chantillons	Pyrigarnite coronitiques								
	PG4A	PG4B	PG4C	PG4D	PG4E	PG2B	PG3A	PG3B	PG3C
SiO <sub>2</sub>	49,7	51,4	50,6	51,1	50,6	58,6	52,7	56,9	51,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,1	14,35	14,05	14,35	14,5	12,65	14,05	13,05	14,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,25	13,9	13,35	13,8	13,55	12,95	13,25	12,2	13,25
CaO	10,7	10,15	10,35	10,25	10,4	8,14	10,2	9,46	10,75
MgO	7,91	7,2	7,5	7,12	7,48	5,31	6,87	6,33	7,27
Na <sub>2</sub> O	1,74	1,65	1,61	1,64	1,72	1,52	1,74	1,72	1,87
K <sub>2</sub> O	0,22	0,1	0,15	0,1	0,11	0,05	0,06	0,04	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,02
TiO <sub>2</sub>	0,86	0,77	0,72	0,78	0,78	0,82	0,83	0,76	0,83
MnO	0,19	0,2	0,19	0,2	0,19	0,18	0,19	0,18	0,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,08	0,11	0,1	0,08	0,09	0,08	0,09	0,06
SrO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
BaO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
LOI	0,11	-0,03	0,12	0	0,16	-0,01	-0,06	-0,03	-0,15
Total	100,89	99,79	98,76	99,44	99,58	100,32	99,93	100,76	99,55
V	262	276	265	283	278	236	315	293	325
Cr	90	60	90	30	60	70	80	330	130
Rb	5,9	3,2	3,9	2,9	3,1	1,6	2,4	1,5	1,8
Sr	36,7	38,4	31,8	37,4	36,6	87,2	45,6	56,3	43,4
Y	19,4	18,4	18,7	19,1	18,9	24,2	20,5	23,1	20
Zr	154	43	38	35	43	44	43	48	42
Ba	70,7	47,4	40,9	31,9	37,9	10,1	23	8,7	11,1
Hf	3,9	1,2	1,1	1,1	1,3	1,1	1,3	1,4	1,3
Th	0,22	0,21	0,19	0,23	0,19	3,06	1,2	1,91	0,59
Cs	0,1	0,11	0,04	0,06	0,06	0,03	0,06	0,02	0,02
Ga	13,8	12,8	13,6	13,2	13,5	9,8	12,4	11,6	14,1
Nb	7	5,1	5	5,2	5,6	3,7	3,3	3,3	2,5
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Ta	0,4	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2
U	0,18	0,09	0,11	0,08	0,11	0,12	0,09	0,09	0,07
W	1	1	1	1	1	1	1	1	1
La	2,8	2,6	2,6	2,9	2,6	6,4	4,2	5,4	3,4
Ce	7,4	6,8	7,1	7,1	6,5	14,2	9,5	12,4	8,3
Pr	1,15	1,04	1,04	1,1	1	1,05	1,16	1,28	1,59
Nd	5,9	5,6	5,9	5,9	5,6	7,7	6,2	7,1	5,9
Sm	2,28	2,13	2,11	2,05	2,05	2,13	2,06	1,99	1,89
Eu	0,75	0,72	0,74	0,74	0,76	0,85	0,75	0,83	0,72
Gd	3,48	3,11	3,12	2,87	3,14	3,15	3,15	3,55	3,09
Dy	3,37	3,02	3,21	3,32	3,27	4,26	3,41	3,78	3,28
Ho	0,78	0,75	0,76	0,79	0,74	0,74	0,71	0,81	0,91
Er	1,9	2,15	2,09	2,07	2,26	2,5	2,45	2,58	2,21
Tm	0,32	0,3	0,29	0,31	0,29	0,32	0,33	0,34	0,38
Yb	2	2,16	2,19	2,25	2,13	2,82	2,3	2,74	2,23
Lu	0,31	0,33	0,33	0,31	0,31	0,4	0,35	0,42	0,38
LREE	20,28	18,89	19,49	19,79	18,51	32,33	23,87	29	21,8
HREE	12,16	11,82	11,99	11,92	12,14	14,19	12,7	14,22	12,48
∑REE	32,44	30,71	31,48	31,71	30,65	46,52	36,57	43,22	34,28
∑REE/HREE	1,67	1,60	1,63	1,66	1,52	2,28	1,88	2,04	1,75
LaN/YbN	0,92	0,79	0,78	0,85	0,80	1,49	1,20	1,30	1,00
CeN/SmN	0,77	0,75	0,79	0,82	0,75	1,57	1,09	1,47	1,04
GdN/YbN	1,39	1,15	1,14	1,02	1,18	0,89	1,10	1,04	1,11
Eu/Eu*	0,82	0,86	0,89	0,94	0,93	1,01	0,91	0,96	0,92



**Figure 51** . Spectres des terres (A) et multiéléments (B) des pyroxénites d’Eséka – Minlongo.

#### V.2.3.1.2.2. *Eléments Trace (ETr)*

Ces roches ont des teneurs élevées en V (327 – 364 ppm), Cr (60 – 580 ppm) pour des teneurs en Sr (26,3 – 40, 3 ppm), Zr (26 – 56 ppm) variables. Les teneurs élevées en Cr augmentent avec les teneurs en MgO. Ces caractères sont probablement liés à une accumulation des pyroxènes. Par rapport aux pyroxénites à couronne ( $8,7\text{ppm} < \text{Ba} < 70,7\text{ppm}$ ), les pyroxénites symplectitiques sont pauvres en Ba ( $3,3\text{ppm} < \text{Ba} < 17,4\text{ppm}$ ). Ces teneurs sont similaires à celles des intrusions gabbroïque de Bengal ([Aditi Mandal et al., 2012](#)). Les pyroxénites à symplectite présentent également des concentrations faibles en Rb (1-2,6ppm)

et Y (19,6-26,8ppm) par rapport aux gneiss à grenat et pyroxène de Bossangoa (Danguené, 2011) qui ont des teneurs en Rb (1221-1231ppm) et Y (574-613ppm) très élevées.

Les diagrammes de variation de quelques éléments traces en fonction de MgO (Fig. 50) montrent des corrélations négatives en Nb, Sr et Y, positives en Cr et nulles en V et Th.

#### **V.2.3.1.2.3. Terres rares (ETR)**

Les pyrigarnites à symplectite sont caractérisées par des spectres plats et homogènes (Fig.51A), typique des tholéïtes avec un très faible enrichissement en LREE (CeN/SmN = 0,77-0,97) et en HREE (GdN/YbN= 0,81-1,06). Elles se caractérisent par une anomalie négative en Eu (Eu/Eu\* = 0,84 - 0,94), et une anomalie nulle pour les échantillons PG1A, PG1B, PG1C, ESG2A et ESG2B (Eu/Eu\* = 0,97-1). Les spectres multiéléments (Fig. 51B) montrent des anomalies en Nb, Sr et Zr qui caractérisent des roches d'origine continentale (Thompson et al., 1984).

#### **V.2.3.1.3. Pyrigarnites sensu stricto**

##### **V.2.3.1.3.1. Élément majeurs (EMJ)**

La teneur en silice des pyrigarnites sensu stricto est variable et comprise entre 50 et 55,1% (Tab.21). Ces teneurs sont caractéristiques de roches basiques à intermédiaires. Contrairement aux pyrigarnites à simplectite (9,82% < CaO < 12,55%), les pyrigarnites sensu stricto sont pauvres en CaO (4% < CaO < 10,45%). Elles ont des faibles teneurs en Na<sub>2</sub>O (0,41-0,69%); K<sub>2</sub>O (0,54-1,58%), TiO<sub>2</sub> (0,44 - 0,64%), MnO (0,25-0,28). Par contre elles sont riches en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12,7-13,95%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (11,2 -13,7) et MgO (10,55 -14,1%). Ces roches appartiennent à la série tholéïtique (Fig. 47). Les diagrammes de variation (Fig.48) de quelques éléments majeurs en fonction de MgO montrent des corrélations positives en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et Na<sub>2</sub>O et négative en SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

##### **V.2.3.1.3.2. Éléments traces (ETr)**

Les pyrigarnites sensu stricto sont caractérisées par leur richesse en Ba (109,5-433ppm), Cr (1020- 1280ppm) et V (243-265ppm), ainsi que par leur pauvreté en Rb (31,2 - 68,5ppm), Y (16,7-22,8ppm) et Zr (38 -60ppm). Les teneurs en éléments traces des pyrigarnites sensu stricto montrent un enrichissement en Ba, Cr et V et un épuisement Zr, Rb et Y comparé à celles des gabbros intrusives de Paharpur (Aditi Mandal et al., 2012).

Les diagrammes de variation de quelques éléments traces en fonction de MgO montrent une dispersion des points pour le Nb, Th et Y. L'on note une corrélation positive en Cr et nulle pour le V (Fig.50).

**Tableau 21.** Analyses géochimiques des échantillons de Pyrigarnites à microstructure simplectitiques et pyrigarnite sensu stricto

Echantillons	Pyrigarnite simplectitiques											Pyrigarnite sensu stricto			
	PG1A	PG1B	PG1C	PG1D	PG1E	ESG2A	ESG2B	ESG5A	ESG5B	ESG9	ESG11	PG1	PG4	PG6	PG7
SiO <sub>2</sub>	51,9	51,2	51,1	51,9	51,2	52,6	52,7	50,4	50,8	46,8	50,1	55,1	50,3	51,7	50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,1	13,55	13,2	13,7	13,6	13,75	13,9	14,7	14,25	14,9	14,9	13,7	12,7	12,05	11,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,75	14	13,15	14,3	13,7	14,2	14,1	13,6	13,1	13,15	14,3	13,95	12,7	13,2	13,75
CaO	10,2	10,2	10,5	10,4	10,6	9,82	10,25	11,1	10,5	12,55	10,8	4	10,45	7,49	7,06
MgO	7,19	7,72	7,65	7,39	7,94	6,44	6,48	7,84	7,41	11,05	8,02	10,55	10,7	12,3	14,1
Na <sub>2</sub> O	1,81	1,88	1,96	1,83	1,92	1,88	1,98	2,64	2,62	1,9	2,45	0,41	1,69	1,58	1,51
K <sub>2</sub> O	0,04	0,07	0,07	0,04	0,08	0,06	0,06	0,12	0,13	0,16	0,1	1,58	0,54	0,79	0,79
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,08	0,03	0,07	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,01	0,12	0,14	0,14	0,14
TiO <sub>2</sub>	0,96	0,84	0,81	0,9	0,87	0,88	0,88	0,81	0,73	0,7	0,8	0,5	0,44	0,64	0,61
MnO	0,21	0,18	0,16	0,19	0,17	0,29	0,3	0,2	0,21	0,18	0,21	0,25	0,26	0,28	0,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08	0,1	0,07	0,08	0,05	0,08	0,05	0,05	0,09	0,06
SrO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
BaO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,02	0,01	0,01
LOI	-0,34	-0,3	-0,22	-0,26	-0,17	0,03	0,1	0,1	0,12	0,32	0,21	1,18	0,56	0,47	0,32
Total	100,93	99,5	98,49	100,53	100,02	99,98	100,86	101,59	99,96	101,82	101,98	101,44	100,56	100,75	99,82
V	361	323	332	327	349	364	364	334	330	345	335	257	263	243	265
Cr	120	580	240	520	260	60	60	90	100	490	60	1020	1150	1170	1280
Rb	1,7	2,5	2,6	1,4	2,9	1	1,3	0,5	1,1	0,5	1	68,5	31,2	34,4	41,1
Sr	28,6	26,3	28,2	26,6	27,9	37,3	40,3	38,5	61,2	36,2	34,3	14	35,6	39,2	44,8
Y	24,1	21,4	19,6	22,3	20,3	26,8	26,4	22,1	22,8	20,7	23,8	16,8	22,8	16,7	16,9
Zr	50	51	48	48	53	49	56	44	47	26	51	52	38	56	60
Ba	6,7	12,2	13,5	7,2	15,3	4	3,3	8,9	17,4	3,7	17,2	433	171	109,5	139
Hf	1,5	1,5	1,4	1,4	1,7	1,6	1,9	1,3	1,4	1	1,5	1,6	1,3	1,6	1,7
Th	0,23	0,27	0,21	0,21	0,28	0,31	0,36	0,21	0,3	0,3	0,18	0,97	0,64	1,98	1,39
Cs	0,04	0,07	0,08	0,05	0,09	0,06	0,13	0,06	0,09	0,02	0,09	4,62	2,05	2,38	3,48
Ga	14	14,4	15,4	14,3	15,7	15,7	16,7	15,7	16,7	16,7	15,5	14,5	17,5	15,1	14,8
Nb	2,9	2,4	2	2,6	2,2	2,7	2,6	2,5	2,4	1,3	2,6	3,2	2,2	4,9	4,1
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	3	5	3
Ta	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,5	0,4	0,8	0,7
U	0,14	0,09	0,06	0,08	0,08	0,07	0,06	0,05	0,11	0,1	0,05	1,14	0,8	2,56	3,05
W	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	16	2	5	5
La	3,1	3	2,8	2,6	3,2	3,1	3,7	2,5	2,5	2,6	2,6	2,1	3	4,4	3,8
Ce	7,7	7,7	7,6	7	8,4	7,9	9,3	7	6,8	7,3	6,8	6,3	9,9	12,4	10,3
Pr	1,17	1,21	1,2	1,12	1,3	1,21	1,51	1,09	1,07	1,13	1,08	1,06	1,64	1,81	1,49
Nd	6,2	6,4	6,3	5,7	6,8	5,9	6,8	5,8	5,5	6,1	5,6	4,7	8,1	8,1	7,1
Sm	2,23	2,16	2,2	2,08	2,46	2,1	2,26	2,14	1,96	1,92	2,06	1,62	2,72	2,34	1,98
Eu	0,85	0,78	0,82	0,77	0,76	0,85	0,89	0,73	0,7	0,7	0,75	0,58	0,74	0,7	0,65
Gd	3,22	2,85	3,01	3,02	3,12	3,46	3,32	2,99	2,92	2,78	2,9	2,03	3,39	2,51	2,38
Dy	4,12	3,64	3,43	3,91	3,78	4,43	4,58	3,88	3,63	3,56	4,03	2,97	3,94	2,81	2,86
Ho	0,96	0,84	0,77	0,94	0,77	0,97	0,96	0,84	0,84	0,74	0,85	0,6	0,84	0,62	0,66
Er	2,86	2,6	2,29	2,55	2,26	3,23	3,09	2,68	2,57	2,16	2,85	1,94	2,42	1,82	1,9
Tm	0,42	0,36	0,34	0,4	0,35	0,46	0,46	0,39	0,41	0,31	0,44	0,5	0,5	0,5	0,5
Yb	2,76	2,44	2,47	2,75	2,56	3,29	3,18	2,69	2,8	2,1	2,85	16,8	22,8	16,7	16,9
Lu	0,4	0,39	0,32	0,42	0,37	0,46	0,45	0,4	0,4	0,29	0,41	0,25	0,32	0,26	0,26
LREE	21,25	21,25	20,92	19,27	22,92	21,06	24,46	19,26	18,53	19,75	18,89	16,36	26,1	29,75	25,32
HREE	14,74	13,12	12,63	13,99	13,21	16,3	16,04	13,87	13,57	11,94	14,33	25,09	34,21	25,22	25,46
ΣREE	35,99	34,37	33,55	33,26	36,13	37,36	40,5	33,13	32,1	31,69	33,22	41,45	60,31	54,97	50,78
LREE/HREE	1,44	1,62	1,66	1,38	1,74	1,29	1,52	1,39	1,37	1,65	1,32	0,65	0,76	1,18	0,99
LaN/YbN	0,74	0,81	0,75	0,62	0,82	0,62	0,77	0,61	0,59	0,81	0,60	0,08	0,09	0,17	0,15
CeN/SmN	0,81	0,84	0,82	0,79	0,81	0,89	0,97	0,77	0,82	0,90	0,78	0,92	0,86	1,25	1,23
GdN/YbN	0,93	0,94	0,98	0,88	0,98	0,84	0,84	0,89	0,84	1,06	0,81	0,10	0,12	0,12	0,11
Eu/Eu*	0,98	0,97	0,98	0,95	0,85	0,97	1,00	0,89	0,90	0,94	0,95	0,99	0,75	0,89	0,92

### V.2.3.1.3.3. Terres rares (ETR)

Les spectres des terres rares sont homogènes (Fig.51A) et faiblement fractionnés ( $La_N/Yb_N = 0,08 - 0,17$ ), ils montrent un enrichissement en LREE ( $Ce_N/Sm_N = 0,85 - 1,25$ ) et en HREE ( $Gd_N/Yb_N = 0,09 - 0,12$ ). L'on note une anomalie négative en Eu pour les échantillons PG4, PG6 et PG7 ( $Eu/Eu^* = 0,75-0,92$ ) et une anomalie positive ( $Eu/Eu^* = 0,98$ ) pour l'échantillon PG1. Les spectres multiéléments (Fig.51B) sont semblables et montrent des

anomalies en Nb, Sr et Zr. Ce type d'anomalie est indicatrice d'une participation de la croûte continentale et du manteau (Th) à la genèse de ses roches (Thompson et al, 1984).

**- Etude comparative des tholéiites d'Eséka – Minlongo et de la Chaîne panafricaine**

Les pyrigarnites du secteur d'étude présentent des caractéristiques typiques des tholéiites. Ces tholéiites particulières ont été signalées dans le Birrimien de l'Afrique de l'Ouest (Mauritanie, Burkina Faso, Côte d'Ivoire et Niger) par Abouchami et al. (1990), dans l'Archéen du SW (Hall et al., 1985), dans l'Est Oahu (Hawaii; Roden et al.,1984), au Cameroun dans la région de Maham III– Tonga (Tanko Njiosseu et al., 2005), dans la région de Banyo au Cameroun (Nzenti, 1998a; Nzenti et al., 2007) dans la région d'Edéa-Eséka (Ndema, 2016); en Centrafrique dans la région de Bossangoa- Bossembelé (Danguene, 2012).

Les éléments majeurs comparés (Tab.22) montrent que les tholéiites d'Eséka- Lolodorf sont semblables à celles des localités susmentionnées et correspondraient à d'anciennes roches basiques d'affinité tholéiitiques.

**Tableau 22.** Comparaison des moyennes des tholéiites d'Eséka-Minlongo avec d'autres moyennes de tholéiites de la Chaîne panafricaine Nord équatorial (CPNE).

	Eséka-Lolodorf	SW Groenland	Hawai	Birimien	Le Maître	Tonga	Bossangoa	Edéa	Banyo
SiO <sub>2</sub>	51,76	50,77	52,29	55,32	49,58	59,215	58,75	50,16	50,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,50	14,85	14,24	14,56	11,79	14,945	1,36	13,17	16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,55	14,91	11,33	10,67	12,21	8,95	17,36	12,98	12,3
MnO	0,22	0,2	0,16	0,18	0,43	2,465	8,14	0,16	0,16
MgO	8,88	4,51	7,18	5,11	7,3	2,205	0,14	7,80	5,06
CaO	9,31	8,5	9,36	8,72	2,37	4,95	3,10	7,92	7,83
Na <sub>2</sub> O	1,69	3,26	2,68	2,32	1,98	2,21	5,55	2,10	2,4
K <sub>2</sub> O	0,37	1,11	0,42	0,41	0,24	1,785	2,95	2,27	1,68
TiO <sub>2</sub>	0,73	2,43	2,1	0,93	10,36	2,365	2,19	1,78	1,77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,52	0,28	0,19	1,44	0,36	0,35	0,69	0,41
Rb	16,07	13	8	10		88,35	44,87	414,92	53,5
Sr	38,12	378	459	395		375,34	288,33	698,16	440
Zr	51,16	173	153			218,34	173,43	384,70	208
Nb	3,50	11	10			14,48	19,20	32,59	24
Y	20,44	24	32			20,80	36,33	42,68	23
Ni		40	186	43		29,76	199,17	176,94	119
Cr	498,00	32	293	59		241,09	68,20	320,23	328
Zn		130	107			107,45	133,30	228,37	
CaO/TiO <sub>2</sub>	12,83	3,62	4,46	9,38		2,09	1,41	4,45	4,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	18,61	6,25	6,78	15,66		6,32	0,62	19,06	9,04
Zr/Y	2,50	7,47	5,65			10,50	4,77	9,01	9,04
Y/Nb	5,84	2,51	3,00			1,44	1,89	1,31	0,96

## **CONCLUSION DES CARACTÈRES CHIMIQUES DES ROCHES**

Le secteur d'Éseka- Minlongo est constitué de métafelsiques (gneiss à grenat et pyroxène, gneiss à biotite et épidote), de métamafiques (pyrigarnites symplectitiques, coronitiques et sensu stricto) et de méta-ultramafiques (serpentinites à trémolite, serpentinites à relique d'olivine et pyroxène et pyroxénites). Les compositions chimiques des metabasites et des métafelsiques montrent que l'évolution du magma à l'origine est marquée par le fractionnement des ferromagnésiens et des feldspaths. La composition chimique des méta-ultramafiques montre leur caractère magnésien. Les variations de la composition chimique et les caractères géochimiques permettent de distinguer deux affinités à savoir la tendance calco-alcaline pour les métafelsiques (gneiss à grenat et pyroxène, gneiss à biotite et épidote, pyroxénite et) et une tendance tholéiitique pour les métamafiques (pyrigarnites).

Les métafelsiques sont plus riches en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{K}_2\text{O}$  que ceux des métamafiques. Ces derniers sont moins enrichis en LREE par rapport aux premiers. Les spectres des REE des métamafiques et des métafelsiques sont très fractionnés, avec des anomalies positives et nulles en Eu pour les roches calco-alcalines, négatives à nulles et parfois positives pour les roches à tendance tholéiitiques.

La composition des éléments majeurs et en traces des métamafiques et métafelsiques indiquent que leurs protolites proviennent des sources diverses allant des diorites à quartz, rhyolites aux gabbros appartenant à la série calco-alcaline à tholéiitique. Ces roches sources résulteraient de la fusion partielle d'une croûte ancienne.

Les concentrations des éléments majeurs et en trace des méta - ultramafiques indiquent que leur protolite provient des péridotites métamorphiques.

Les roches calco-alcalines sont caractéristiques des domaines orogéniques compressifs alors que les tholéiites caractérisent les domaines distensifs. Cette dualité calco-alcaline/tholéiite de la source traduit un double paléoenvironnement : l'affinité calco-alcaline traduit un environnement compressif, l'affinité tholéiitique traduit un environnement extensif.

## **V.2. AGE DES EVENEMENTS TECTONO-METAMORPHIQUE**

Ce paragraphe est consacré à l'étude géochronologique des formations du secteur d'étude, afin de déterminer l'âge de mise en place des ensembles lithologiques et des événements tectono-métamorphiques et/ou magmatiques ayant affecté la région d'Eséka-Lolodorf. Les résultats analytiques des échantillons étudiés sont reportés dans les tableaux (23, 24 et 25). Dans cette partie, les données sont les âges U-Pb sur zircons et ceux évalués en

fonction des rapports  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Les marges d'erreur pour les analyses sont de  $1\sigma$  (un sigma).

### V.2.1. Choix et étude des zircons

Les images des grains de zircons en cathodoluminescence (CL) nous ont permis d'apprécier la morphologie, la structure interne des zircons et de mieux appréhender la signification des âges à obtenir.

#### V.2.1.1. Morphologie des zircons analysés

##### V.2.1.1.1. Serpentinite à relique d'olivine et pyroxène (RV16)

Les images CL montrent que les zircons ont des morphologies et des tailles différentes. On note les formes allongées, trapues, en poire, multifacettées et certains cristaux sont des morceaux cassés. Les teneurs en U sont comprises entre 28,97 et 252,60 ppm. Tandis que celles en Th varient de 24,12 à 173,80 ppm. Les rapports Th/U varient de 0,41 à 1,37.

- **Les zircons allongés** montrent que: (i) les cristaux sont identiques du point de vue de leurs structures internes avec des tailles comprises entre 82 et 176  $\mu\text{m}$  (Fig.52A). Dans la plupart des cas on note un zonage régulier bien conservé du cœur vers la bordure et typique des zircons magmatiques; (ii) les zones externes sont automorphes et prismatiques et typiques des conditions de croissance magmatique (Pidgeon, 1992).

- **Les zircons allongés à bordure arrondies** ont des tailles variant entre 79 et 123  $\mu\text{m}$  (Fig.52B). Certains sont multifacettés avec des cœurs à bordures arrondies (cristaux a, d, f). Les cristaux (a et b) ont des minces bordures nébulitisées, sauf le (c) qui montre une large bordure nébulitisée, (c) témoins d'un début d'homogénéisation.

- **Les zircons magmatiques trapus** ont des tailles comprises entre 65  $\mu\text{m}$  et 82  $\mu\text{m}$ . Ils montrent une zonation magmatique avec des bordures prismatiques. On note également un zonage des cœurs vers les bordures, typique des croissances magmatiques (Fig.52C).

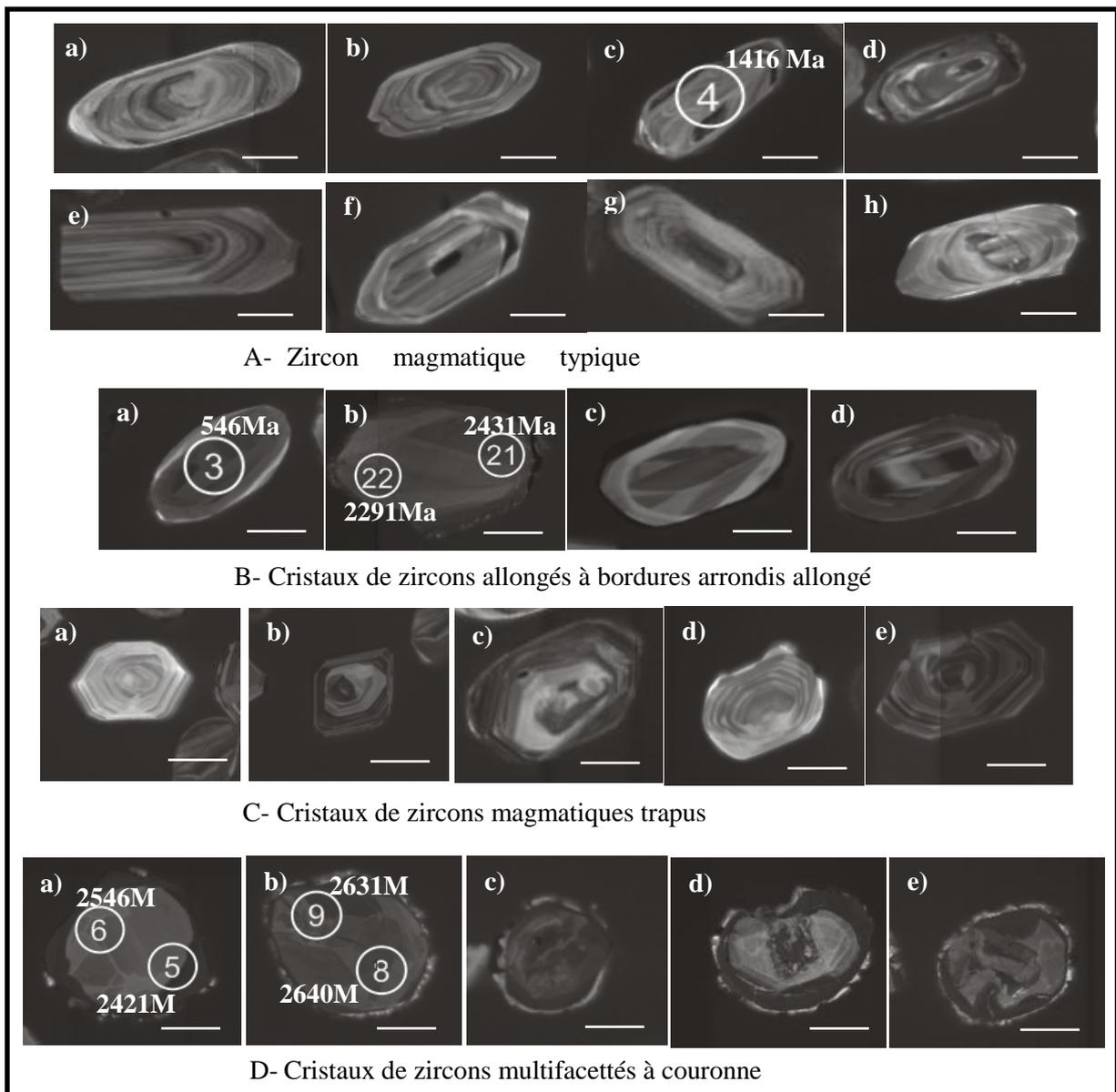
- **Les zircons multifacettés arrondis avec couronnes arrondies** ont des tailles variant entre 70 et 100  $\mu\text{m}$  (Fig.52D). L'on distingue deux types à savoir: les cristaux multifacettés simple (a et c) et les multifacettés à cœurs et bordures arrondis (b, d, e et f). Ces cristaux (b, d, e et f) ont des cœurs ronds pas très nets avec une structure interne discordante et une large couronne de recristallisation métamorphique.

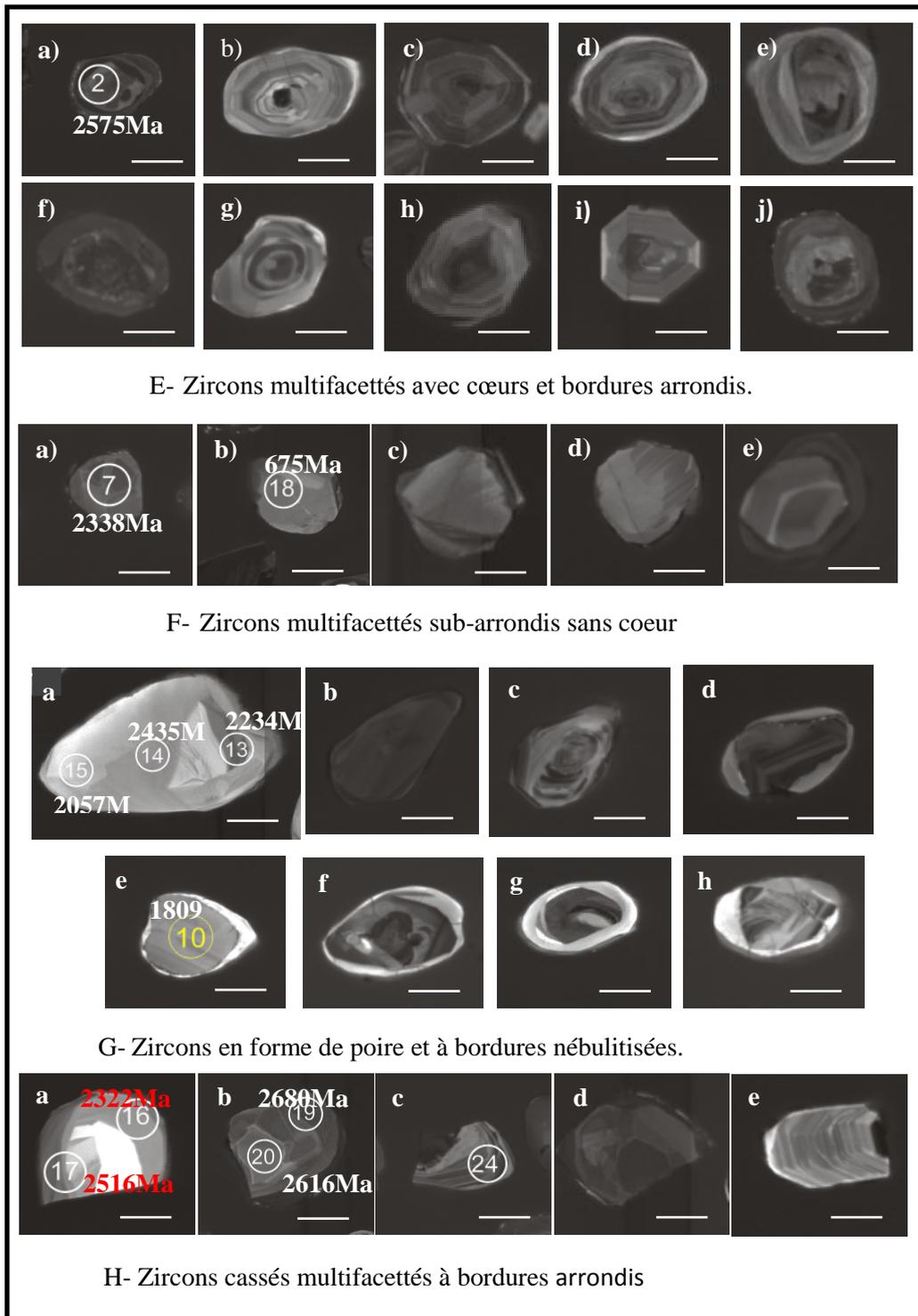
- **Les zircons arrondis multifacettés avec cœurs et bordures arrondies** (Fig.52E). Ce sont des cristaux sub-arrondis montrant des cœurs ronds, certains ont un zonage de type magmatique (b), d'autres homogénéisés avec des cœurs bien arrondis de largeur variable (50  $\mu\text{m}$  à 85  $\mu\text{m}$ ).

- **Les zircons multifacettés sub-arrondis sans cœurs** ont des tailles comprises entre 40 $\mu$ m et 60  $\mu$ m (Fig.52F). Ils ne montrent pas de structure interne apparente. Certains ont de larges bordures irrégulières et d'autres de fines bordures pas très nettes.

-**Les zircons en forme de poire et arrondis à bordures nébulitisées** ont des tailles variant entre 60 $\mu$ m et 200 $\mu$ m (Fig.52G). Ils sont homogènes pour certains (a et b) et d'autres montrent des cœurs homogènes (c et d). L'on note pour les cristaux (f, g et h) une métamictisation de bordure qui traduit la perte d'uranium au cours du dernier évènement thermique. Le cristal (c) est en cours d'homogénéisation.

-**Les zircons cassés à bordure arrondies** ont des tailles variant entre 50 $\mu$ m à 90 $\mu$ m (Fig.52H). Ils sont multifacettés avec des bordures arrondies. Les cristaux (c, e, f et g) montrent un zonage magmatique. Les cristaux g et h ont des bordures en début de métamictisation. Le cristal (a) montre une zone de croissance magmatique.





**Figure 52.** Images cathodoluminescence (CL) des zircons des serpentinites (Ech.RV16)

### V.3.1.1.2. Gneiss à grenat et Pyroxène (GN7)

Les images cathodoluminescentes des zircons des gneiss à grenat et pyroxène montrent des formes allongées et multifacettées, allongées à bordures nébulitisées, multifacettées arrondies, sub-arrondies et cassées (Fig.53). Les cristaux sont pour la plupart multifacettés

montrant un zonage oscillatoire du cœur vers la bordure dans certains cas. Les concentrations en U sont comprise entre 68, 97 et 206, 06ppm tandis que celle du Th varient de 98,52 à 208, 67 ppm. Les rapports Th/U varient de 0,69 à 2,17.

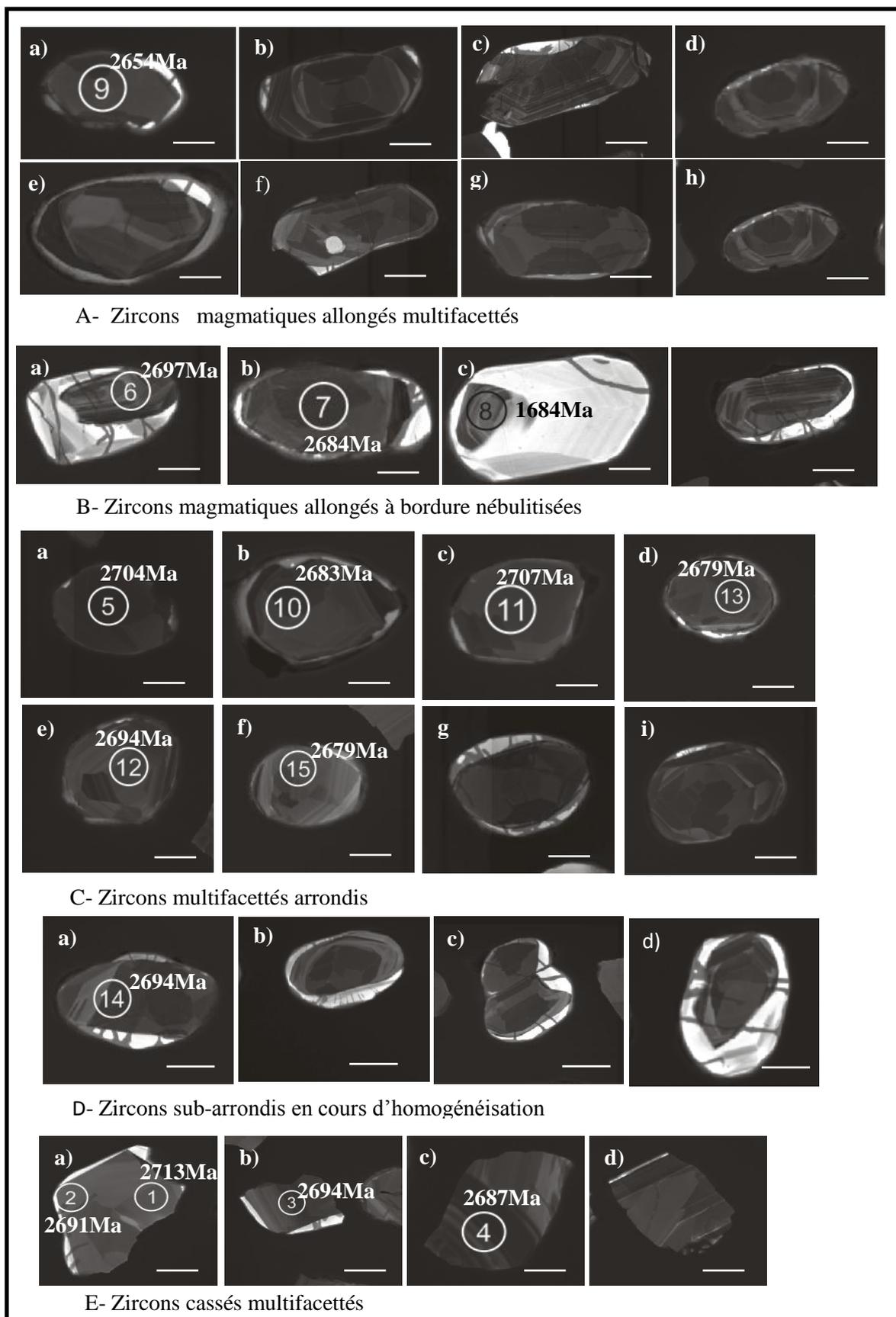
- **Les grains de zircons magmatiques multifacettés et allongés** : Ils sont caractérisés par des multifaces avec des dimensions comprises entre 100 $\mu$ m et 224 $\mu$ m (Fig.53A). Ces zircons présentent des cœurs pas très nets, à l'exception de (Ab) qui a un cœur multifacetté. Les cristaux (Ac et Af, Ab) présentent des reliques de zonage interne, classiquement attribué à un épisode de croissance magmatique avec un début de nébulisation sur les bordures. L'on note pour le cristal (Ae) une large couronne externe due à la croissance métamorphique.

- **Les zircons magmatiques allongés à bordures nébulitisées** sont multifacettés même si les extrémités ont tendance à être arrondies. La taille des grains est comprise entre 126 $\mu$ m et 172 $\mu$ m (Fig.53B). l'on observe des zones de croissance magmatique et des zones de croissance métamorphique. La plupart des cristaux présentent des fractures avec des bordures métamictisées à l'exception du (Bc) qui est presque homogénéisé avec des fantômes de zonage originel. Le grain Bd présente un zonage irrégulier.

- **Les Zircons multifacettés arrondis** sont caractérisés par de fines bordures de croissance métamorphique. Cette population de zircons est homogène. Les grains sont de taille comprise entre 95 $\mu$ m et 130 $\mu$ m (Fig.53C). Les cristaux (Cb, Cc, Ce et Cf) sont parcourus pas des fractures qui semblent être concentriques.

- **Les Zircons sub-arrondis en cours d'homogénéisation** (Fig.53D) ont pour la plupart des cœurs multifacettés avec des tailles variables (95 $\mu$ m à 140 $\mu$ m). Le cristal (d) montre une large bordure nébulitisée symétrique de part et d'autre, tandis que les cristaux (Da, Db) présentent des bordures métamictisées asymétriques. le grain (Dc) est un twin métamictisé aux extrémités.

- **Les zircons tronqués et multifacettés** ont des tailles variant entre 70 $\mu$ m et 130 $\mu$ m Fig.53E). L'on note une nébulitisation de bordure autour les cristaux (Ea et Eb), ce qui traduit une perte d'uranium.



**Figure 53.** Images cathodoluminescence (CL) des zircons des gneiss de grenat et de pyroxène (Ech. GN7)

### V.3.1.1.3. Pyrigarnites symplectitique (PG1)

Les images cathodoluminescentes des pyrigarnites montrent que la plupart des zircons sont multifacettés avec des formes variables : grains magmatiques allongés, allongés à bordures arrondies avec cœur, allongés en cours d'homogénéisation, multifacettés arrondis, multifacettés sub-arrondis avec cœur, de formes ovoïde et cassées. Les concentrations en U sont comprises entre 109,10 et 339,52 ppm ; tandis que celle en Th varie de 12,21 à 173,80 ppm. Les rapports Th/U varient de 0,07 à 0,29.

- **Les Zircons magmatiques allongés** ont des tailles variant entre 80µm et 108µm (Fig.54A). On observe une métamictisation interne et externe. Le cristal (Aa) montre un zonage interne typique des zircons magmatiques.

- **Les zircons allongés à bordure arrondis avec cœur** ont des tailles comprises entre 85µm et 106µm (Fig.54B). Certains montrent des cœurs arrondis, avec des couronnes de nébulisation qui traduisent la croissance métamorphique tandis que d'autres ont plutôt des cœurs métamictisés. L'on observe également des bordures irrégulières.

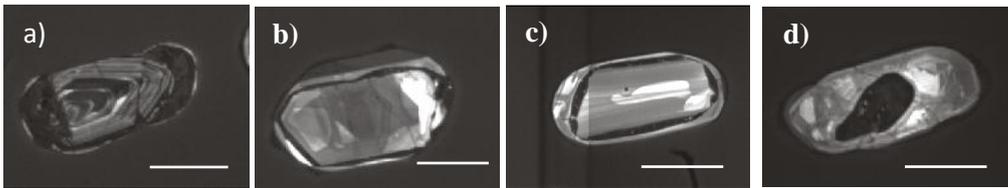
- **Les zircons allongés en cours d'homogénéisation** ont des bordures arrondies avec des tailles variant de 65µm à 120µm (Fig.54C). Ces cristaux, montrent une enveloppe externe à tendance arrondie dus certainement à une croissance métamorphique. On observe des fractures sur les grains (Ca et Cd).

- **Les zircons multifacettés arrondis** sont plus abondants avec des dimensions variant de 40µm à 67µm (Fig.54D). Ces cristaux sont sans structure interne, sauf (Dd et Dg) qui montrent respectivement un zonage magmatique et des fractures. L'on note également autour de ces cristaux des enveloppes fines et sombres.

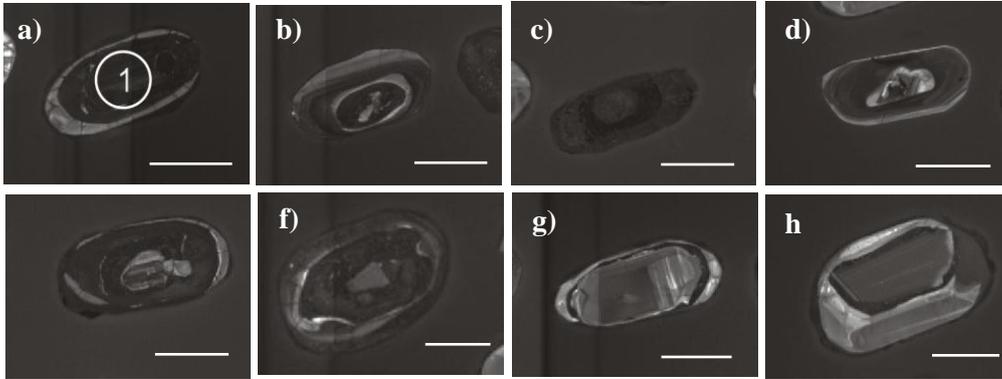
- **Les zircons multifacettés sub-arrondis** ont des tailles comprises entre 50µm et 65 µm (Fig.54E). Ils montrent une enveloppe externe extrêmement fine et sombre. Les cristaux (Ee, Ff, Eg et Eh) ont des cœurs. Ces cœurs montrent une croissance magmatique. Le cristal (Ei) montre des fractures et des inclusions.

- **Les zircons multifacettés en forme ovoïde** montrent pour la majorité des multifaces avec des bordures arrondies. Les grains ont des longueurs comprises entre 65µm et 87µm (Fig.54.F). Certains cristaux montrent des bordures métamictisées, tandis que d'autres ont des bordures sombres et fines.

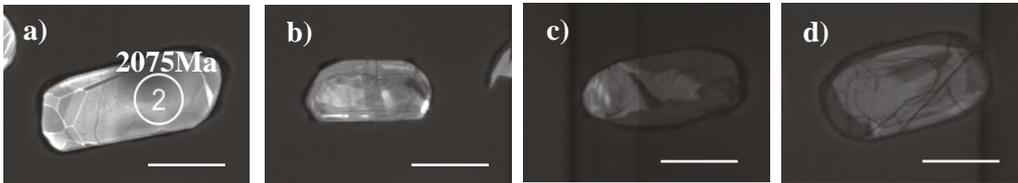
- **Les zircons cassés multifacettés** ont des tailles comprises entre 50µm et 70µm (Fig.54E). Ils montrent pour certains une nébulitisation de la bordure vers le centre et pour d'autres du centre vers la bordure.



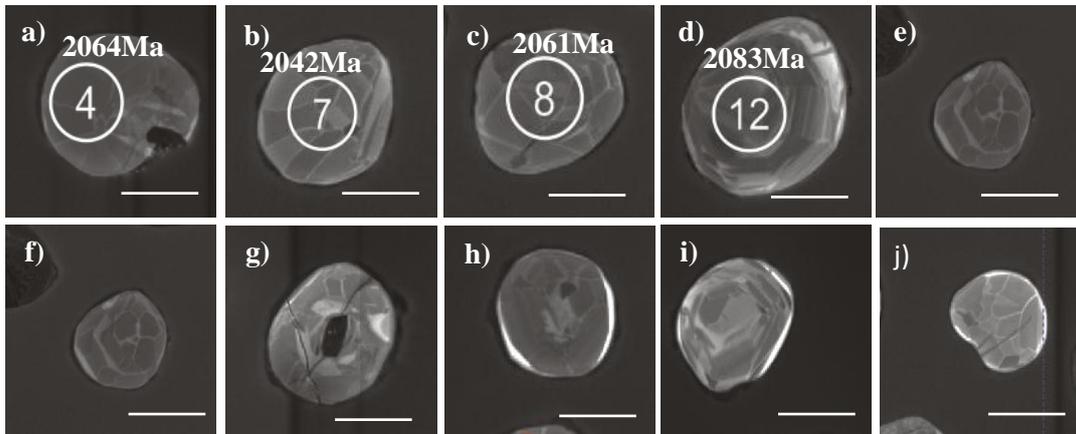
A- Zircons magmatiques allongés



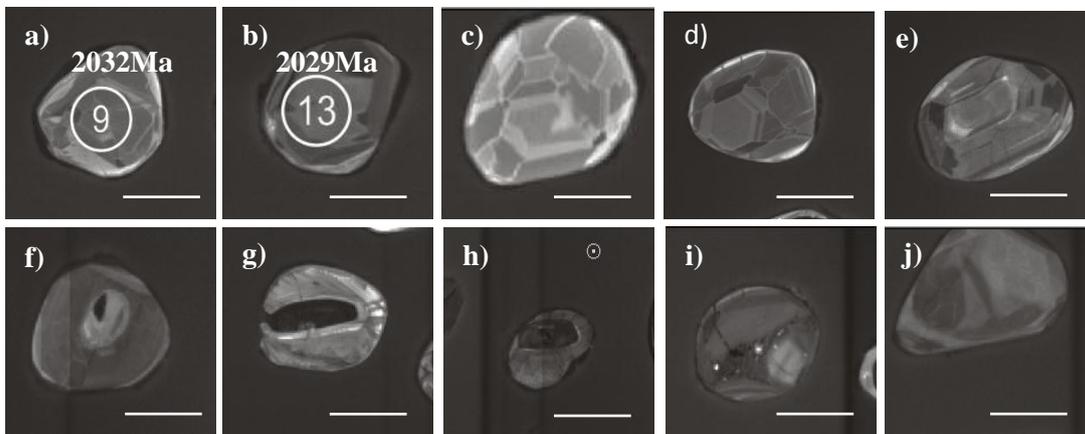
B- Zircons allongés à bordure arrondis avec cœur



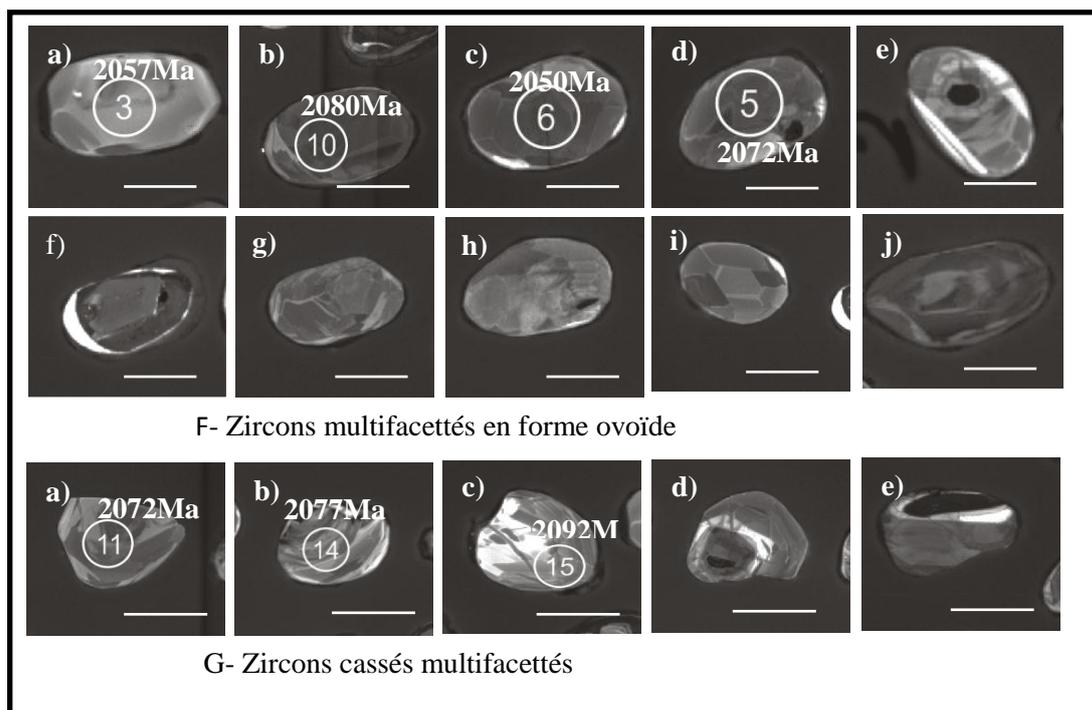
C- Zircons allongés en cours d'homogénéisation



D- Zircons multifacettés arrondis



E- Zircons multifacettés sub-arrondis avec cœur



**Figure 54.** Images cathodoluminescence (CL) des zircons pyrigarnites (Ech.PG1)

### V.2.2. Interprétation de la Morphostructure des zircons

L'examen de la morphostructure des zircons nous a permis de distinguer plusieurs morphologies significatives.

1. En général, les formes prismatiques et automorphes des zones externes des zircons allongés et trapus ainsi que la zonation régulière qui les caractérise, indiquent ainsi des conditions de croissance magmatique typique.

2. Les grains à couronnes externes, probablement pauvres en U (107,42-252,6 ppm) indique une surcroissance métamorphique telle que démontré par (Pidgeon, 1992 et Bruguier et al., 1999).

3. Les grains homogènes traduisent également la perte d'uranium au cours du dernier évènement thermique et par conséquent donne l'âge du dernier évènement.

4. Un zonage concentrique irrégulier et ne ressemblent que faiblement au zonage du zircon magmatique. Ces textures chaotiques caractérisent les zircons des faciès granulitiques tel que démontré par Corfu, 2004.

5. Les grains multifacettés sont entourés par des bordures épaisses et larges non zonées traduisant une surcroissance métamorphique, avec une partie centrale zonée qui indique une croissance magmatique. Ce qui implique que ces zircons multifacettés ont subi un évènement métamorphique du faciès granulite (8kbars, 800°C ; Bruguier et al., 1999 et Bruguier, 2009).

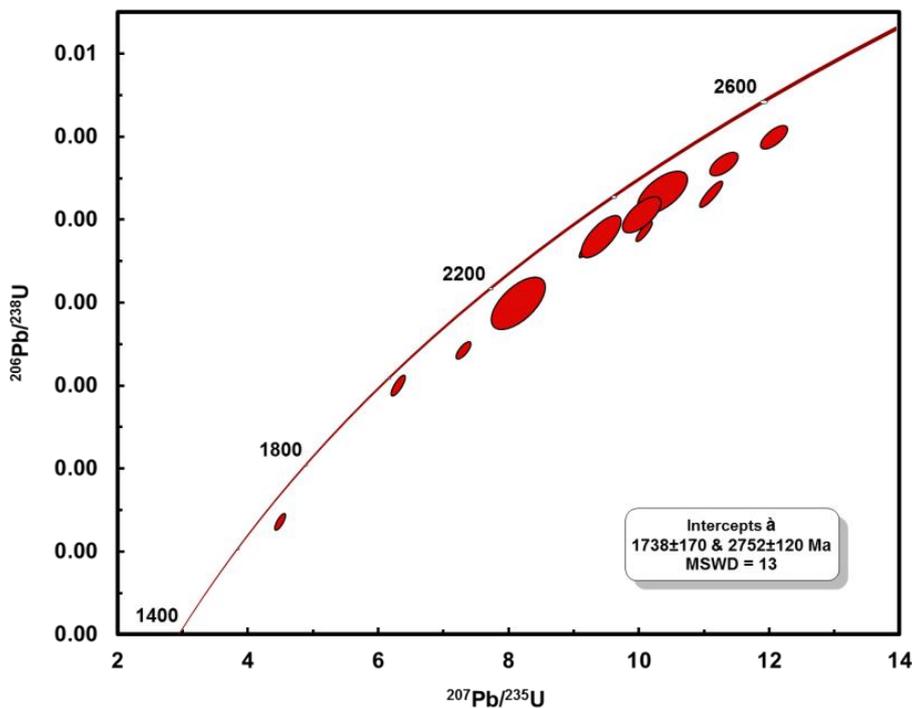
Le bilan de toutes les microstructures pour les différents échantillons étudiés montre que les zircons étudiés sont d'origine magmatique, repris au cours des évènements métamorphiques donc que ces trois types d'échantillons sont des roches polycycliques. En accord avec les études pétrographiques, structurales et géochimiques. Les isochrones de ces deux évènements sont donc à deux intercepts. Cette étude nous a permis de dégager les microstructures principales, de discuter de leur signification et des implications. Ceci nous permettra de mieux interpréter les résultats géochronologiques.

### V.2.3. Résultats des analyses radiométriques

1- Pour l'échantillon de serpentinites à relique d'olivine et pyroxène (vingt-quatre grains de zircons sont analysés) par LA-ICPMS (Tab.14). Le diagramme discordia (Fig.55) donne l'intercept supérieur à  $2752 \pm 120$  Ma et l'intercept inférieur à  $1738 \pm 170$  Ma. Ces âges montrent que ces roches ont été impliquées dans une histoire Archéenne (événement magmatique) et paléoprotérozoïque (événement métamorphique), ce qui indique donc un événement polycyclique.

**Tableau 23.** Données LA-ICP-MS U-Pb sur zircon des Serpentinites (Ech.RV16).

N° du cristal	Teneur (ppm)		Th/U	Rapport			Age (Ma)		
	<sup>232</sup> Th	<sup>238</sup> U		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U
RV16-05	142,6452	107,4217	1,3279	0,1568	9,2325	0,4273	2421±14	2361±8	2293±16
RV16-06	173,8006	126,4437	1,3745	0,1687	10,1004	0,4343	2546±13	2444±8	2325±14
RV16-08	138,8975	252,6064	0,5499	0,1786	11,1389	0,4523	2640±14	2534±10	2405±18
RV16-09	151,8279	241,0011	0,6300	0,1775	10,5198	0,4295	2631±12	2481±10	2303±17
RV16-16	35,2370	28,9748	1,2161	0,1470	8,1566	0,3998	2322±39	2248±30	2167±38
RV16-17	24,1215	44,7168	0,5394	0,1657	10,3826	0,4530	2516±31	2469±23	2408±30
RV16-19	136,5738	154,2110	0,8856	0,1830	12,1092	0,4797	2680±17	2612±11	2525±16
RV16-20	126,9919	106,0068	1,1980	0,1760	11,3302	0,4669	2616±19	2550±12	2470±16
RV16-13	42,0539	100,7667	0,4173	0,1406	7,3159	0,3771	2234±16	2150±9	2062±13
RV16-14	34,7465	69,3271	0,5012	0,1581	9,4408	0,4320	2435±21	2381±20	2314±30
RV16-15	57,0610	51,6898	1,1039	0,1270	6,3049	0,3601	2057±19	2019±10	1982±15
RV16-23	131,1723	120,6369	1,0873	0,1646	10,0656	0,4424	2503±20	2440±18	2361±26

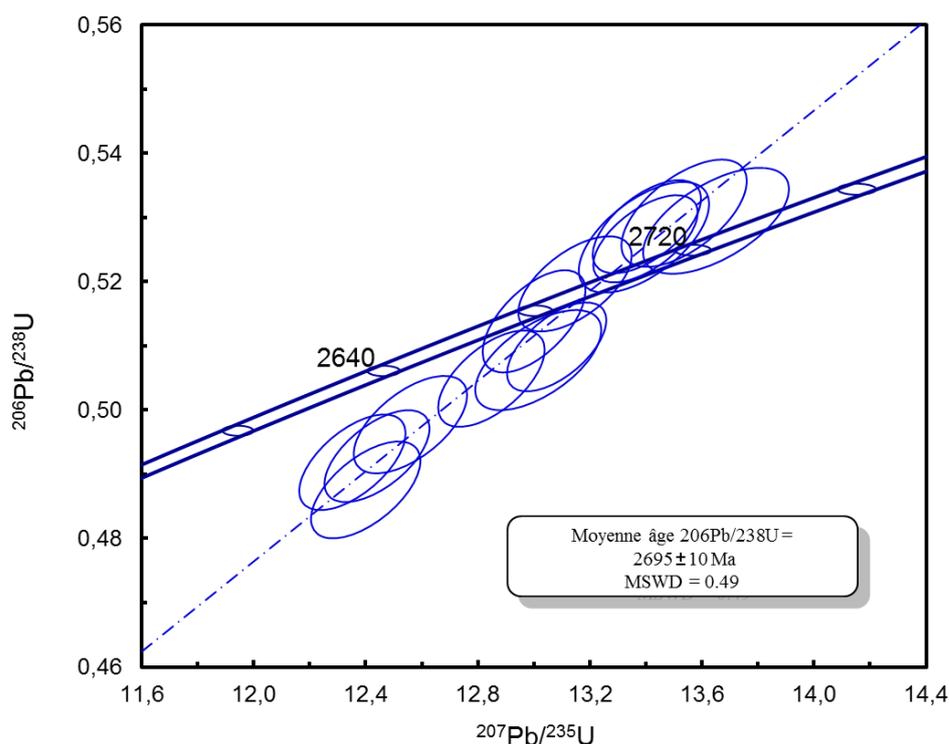


**Figure 55.** Diagramme Concordia ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) des zircons de l'échantillon de serpentinite à relique d'olivine et pyroxène.

2- Quinze (15) grains de zircons de gneiss à grenat et pyroxène (Ech. GN7) ont été analysés par LA-ICPMS (Tab.15). Le diagramme Concordia (Fig.56) donne un âge Archéen de  $2695 \pm 10$  Ma (MSWD = 0,49).

**Tableau 24.** Données LA-ICP-MS U-Pb sur zircon des gneiss à grenat et pyroxène (Ech.GN7).

N° du cristal	Teneur (ppm)		Th/U	Rapport			Age (Ma)		
	<sup>232</sup> Th	<sup>238</sup> U		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	
GN7-01	140,2659	78,2292	1,7930	0,1868	13,6501	0,5295	2713±13	2739±23	2725±12
GN7-02	149,8590	68,9771	2,1726	0,1843	13,3929	0,5269	2691±13	2728±24	2707±11
GN7-03	165,3276	162,9207	1,0148	0,1844	13,3982	0,5267	2694±10	2727±19	2708±9
GN7-04	189,8690	187,9121	1,0104	0,1838	13,4032	0,5286	2687±10	2735±20	2708±9
GN7-05	140,7884	192,3942	0,7318	0,1857	13,0156	0,5078	2704±11	2647±22	2680±11
GN7-06	112,8643	113,6856	0,9928	0,1849	13,5362	0,5307	2697±11	2744±23	2717±10
GN7-07	207,1129	190,9187	1,0848	0,1802	12,2687	0,4938	2654±12	2586±21	2625±9
GN7-08	208,6726	113,9969	1,8305	0,1835	13,0005	0,5138	2684±9	2672±22	2679±9
GN7-09	152,8938	162,1411	0,9430	0,1821	12,3523	0,4919	2671±11	2578±21	2631±10
GN7-10	179,8587	206,0663	0,8728	0,1834	13,1467	0,5197	2683±10	2697±21	2690±10
GN7-11	145,8996	147,6331	0,9883	0,1860	13,0813	0,5098	2707±10	2655±19	2685±8
GN7-12	139,4327	126,6112	1,1013	0,1846	12,8484	0,5049	2694±12	2634±21	2668±9
GN7-13	98,5689	141,8189	0,6950	0,1829	12,5593	0,4977	2679±11	2604±21	2647±10
GN7-14	148,6855	163,0124	0,9121	0,1844	12,3998	0,4876	2694±11	2560±21	2635±10
GN7-15	149,4253	158,8829	0,9405	0,1830	12,4402	0,4928	2679±10	2582±20	2638±9

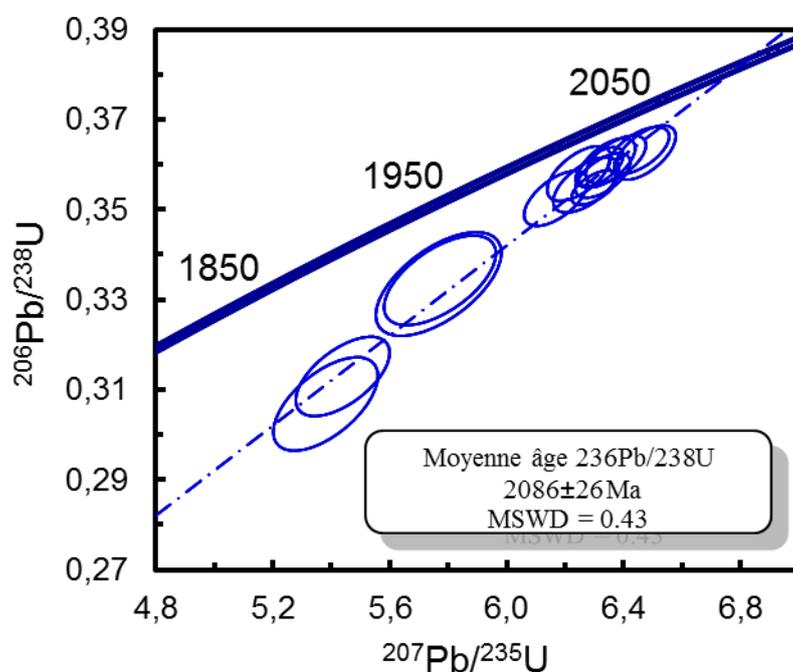


**Figure 56.** Diagramme Concordia ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) des zircons de l'échantillon de Gneiss à grenat et pyroxène.

3- Pour les pyrigarnites (Ech.PG1), quinze analyses ont été effectuées sur 14 grains, une (01) analyse a été rejetée à cause de sa forte teneur en plomb radiogénique (Pb\*). Les âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtenus sur ces zircons analysés varient de 2029 à 2092 Ma (Tab.15). Le diagramme concordia donne un âge moyen Paléoproterozoïque de  $2086 \pm 26$  Ma (MSWD = 0,43 (Fig.57). Les pyrigarnites sont des roches Paleoproterozoïques sur tous les plans, donc juvéniles.

**Tableau 25.** Données LA-ICP-MS U-Pb sur zircon des Pyrigarnites (Ech.PG1).

N° du cristal	Teneur(ppm)		Th/U	Rapport			Age (Ma)		
	$^{232}\text{Th}$	$^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
PG1-02	12,2196	109,1016	0,1120	0,1284	6,3283	0,3576	2075±19	2022±9	1970±15
PG1-03	22,2186	177,9396	0,1249	0,1269	6,1681	0,3525	2057±12	1999±10	1946±19
PG1-04	73,6009	252,7200	0,2912	0,1274	6,3171	0,3594	2064±12	2020±7	1979±14
PG1-05	47,2071	245,6496	0,1922	0,1280	6,3730	0,3611	2072±13	2028±9	1987±17
PG1-06	54,3045	304,7447	0,1782	0,1265	6,2469	0,3580	2050±10	2011±10	1972±19
PG1-07	49,1016	257,6813	0,1906	0,1260	5,4387	0,3129	2042±11	1890±17	1755±28
PG1-08	71,6701	291,6785	0,2457	0,1272	5,3803	0,3068	2061±17	1881±19	1724±34
PG1-09	40,1831	238,2048	0,1687	0,1252	5,7666	0,3335	2032±14	1941±21	1855±37
PG1-10	49,1389	339,5237	0,1447	0,1287	6,2990	0,3549	2080±11	2018±7	1957±12
PG1-11	44,3953	229,9220	0,1931	0,1280	6,2709	0,3555	2072±12	2014±10	1960±19
PG1-12	40,8240	252,6209	0,1616	0,1289	6,4515	0,3631	2083±11	2039±9	1996±16
PG1-13	20,4700	256,4950	0,0798	0,1250	5,7714	0,3343	2029±13	1942±19	1859±32
PG1-14	40,5329	171,4854	0,2364	0,1277	6,3420	0,3604	2077±13	2024±9	1983±17
PG1-15	15,7333	143,7442	0,1095	0,1296	6,4728	0,3627	2092±13	2042±9	1994±19



**Figure 57.** Diagramme Concordia ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) des zircons de l'échantillon de Pyrigarnite Symplectite

## CONCLUSION SUR LES ÂGES DES ÉVÉNEMENTS TECTONO-MÉTAMORPHIQUES

Nous pouvons retenir que le secteur d'étude est formé d'un socle métamorphique dans lequel s'est intrudé un ensemble magmatique.

- Les zircons des serpentinites à relique d'olivine et pyroxène montrent que ces dernières sont des roches magmatiques ( $2752 \pm 20$ Ma) d'âge Archéen, impliquées dans un événement métamorphique qui a eu lieu au Paléprotérozoïque ( $1738 \text{Ma} \pm 170 \text{Ma}$ ). Cet âge est similaire aux metabasites d'Edéa et d'Eséka (Ndema, 2016).

- Les gneiss à grenat et pyroxène sont d'âge Archéen ( $2695 \text{Ma} \pm 10 \text{Ma}$ ) et correspondent à l'âge de mise en place du protolite. Cet âge est semblable à celui des BIFs de Nkout (Ndime et al., 2019), des granitoïdes de la série du Ntem (Tchameni et al., 2000) et des gneiss à magnétite de la série du Nyong (Chambong et al., 2017).

- Les pyrigarnites donnent un âge Paléoprotérozoïque ( $2086 \pm 26 \text{Ma}$ ) correspondant aux anciennes séries basiques intermédiaires. Ces âges sont analogues à ceux des roches granulitiques (Toteu et al., 1994; Lerouge et al., 2006) et des éclogites (Loose et Schenk, 2018) métamorphiques de l'unité du Nyong, des granulites de la région de Banyo (Nzenti, 1998; Nzenti et al., 2007), de la région de Tonga (Njiosseu Tanko, 2012) et enfin aux amphibolites et granulites de Kombe II (Ganwa et al., 2008a) et Meinganga (Ganwa et al., 2016) dans le domaine Central de la CPNE.

## **CHAPITRE VI**

# **INTERPRÉTATION ET DISCUSSION DES RÉSULTATS**

## INTRODUCTION

Ce chapitre porte sur l'interprétation et la discussion des principaux résultats. Cette discussion intègre les aspects pétrographiques, structuraux, minéralogiques, géochimiques, et géochronologiques des formations géologiques étudiées afin de contraindre la source, les conditions de genèse, mais aussi leur évolution tectonique. Le chapitre s'achève par une corrélation régionale où nous précisons la disposition structurale de la zone Eséka- Minlongo par rapport aux autres régions de la série du Nyong d'une part, et par rapport au craton du Congo d'autre part ; corrélation qui nous a permis d'apporter une contribution à l'étude de l'évolution crustale.

### VI.1. LITHOLOGIE

La série du Nyong à laquelle appartient notre zone d'étude, correspond à la bordure nord-ouest du complexe de Ntem. Le secteur d'Eséka-Minlongo est formé d'un substratum essentiellement métamorphique. Ce substratum est fait de métafelsiques (gneiss à grenat et pyroxène, gneiss à biotite et épidote, gneiss à grenat et biotite), de métamafiques (pyrigarnites à coronites, pyrigarnites symplectitiques et pyrigarnites sensu stricto) et de méta-ultramafiques (serpentinites, pyroxénites et talschistes etc.). La prédominance des minéraux ferromagnésiens dans les métamafiques et méta-ultramafiques, montre que ces roches proviendraient des protolites de nature basique à ultrabasique. Quant aux métafelsiques, ils résultent d'un protolite acide. Leurs microstructures sont granoblastiques hétérogranulaires avec ubiquité de microstructures coronitiques et symplectitiques. Ces microstructures réactionnelles traduisent une évolution tectono-métamorphique complexe.

La comparaison entre la lithologie du secteur d'étude et les formations de même âge de Banyo, de Boumnyebel, d'Edea et d'Akom II montre une nomenclature similaire pour les metabasites paléoprotérozoïques d'Eséka- Lolodorf et ceux de Banyo (Nzenti, 1998a; Nzenti et al., 2007) et de Toro au Nigéria (Dada et al., 1989). Cependant, on note une différence entre les gneiss de Ngovayang et ces métamafiques Paléoprotérozoïques d'Eséka, d'Edéa, Tonga, Banyo, Toro. Les mata-ultramafiques d'Eséka-Lolodorf quant à eux sont comparables à ceux du complexe ultrabasique de Lomié (Ndjigui, 2008), d'Abiété-Yenjok (Ngo Bidjeck, 2004), de Nyabitandé (Aye et al., 2017) et de Lolodorf (Ebah Abeng et al., 2012).

La lithologie du secteur d'étude s'apparente aux formations méta-ignées d'âge Paléoprotérozoïque du NE Brésil (Neves et al., 2006).

## VI.2. EVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

Les formations métamorphiques du secteur d'étude possèdent les traces d'une histoire ancienne avec une succession de paragenèses témoignant des différents stades de leur évolution :

### VI.2.1. Paragenèses de la phase anté D<sub>1</sub>

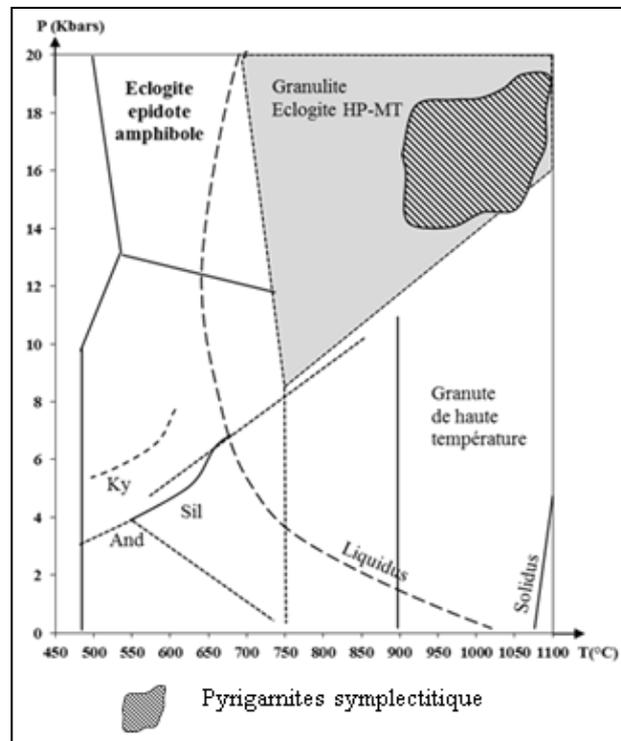
-Précoce (Qz+Ep+Op; Qz+ Ru+Pl; Qz+Kfs+Hbl+Ap; Hbl+Op);

-Paroxysmale granulitique (Qtz+Pl+Cpx+Grt+Op ; Px+Grt+Pl+Qtz; Ol+Px); ces paragenèses caractérisent un cycle complet anté -S<sub>1</sub> marqué par un métamorphisme granulitique éclogitisé de type HT- HP.

-Rétrograde (Hbl+Ep+Op; Ru+Op; Ep+Op; Tlc+Ep+Op; Atg +Tlc+Op)

### VI.2.2. Paragenèse de la phase D<sub>1</sub>

Elles sont à Grt+Px+Qz+Kfs+Pl ; Grt+Opx +Omp +Qz+Kfs+Pl ; Atg+Tlc+Op±Ol±Px; Atg+Tlc+Tr+Op. Les paragenèses de la phase D<sub>1</sub> caractérisent un métamorphisme granulitique éclogitisé d'âge Paléoprotérozoïque (942à 1027°C, 15-18Kb). Le diagramme des trajectoires P-T-t (Fig.58) montrant l'évolution métamorphique des pyrigarnites symplectitiques ; indique que les pressions et températures tombent dans le champ du faciès granulite - éclogite HP-MT.



**Figure 58.** Diagramme des trajectoires Pression – Température (P-T-t) montrant l'évolution métamorphique des pyrigarnites symplectitiques d'Eséka-Minlongo. Faciès métamorphique (d'après [Brown, 2009](#)) : Granulite Eclogite HP-MT.

Ces différents cycles métamorphiques granulitiques éclogitisés (anté-S<sub>1</sub> et S<sub>1</sub>) ne peuvent pas être comparés à celui de Yaoundé, car ils sont anté-Panafricain. Le métamorphisme de Yaoundé est daté du Panafricain (658-592 Ma, âges Th-U-Pb sur monazite et 626-654 Ma, âges U/Pb sur zircon ; [Ngnotué et al., 2012](#)). Par contre, le métamorphisme granulitique anté-S<sub>1</sub> paraît comparable aux vestiges granulitiques d'âge Protérozoïque inférieur (U/Pb sur zircon : 2100 Ma) mises en évidence dans le domaine central camerounais, Banyo ([Nzenti et al., 1994 ; 1998 ; 2007](#)) ; Kombé-II, Meinganga ([Ganwa et al., 2008a et 2008b](#)) ; Bayomen ([Tchakounté et al., 2007](#)) ; Bantoum ([Nzolang et al., 2003](#)) ; Kékem ([Tchaptchet Tchato et al., 2009](#)) ; Tonga, Maham III ([Tanko Njiosseu et al., 2005 ; Tanko Njiosseu, 2012](#)), au Nord Cameroun dans la région de Bantadjé, Buffle Noir et Mbé ([Penaye, 1988 ; Penaye et al., 1989](#)), au Sud-Est de Poli ([Ngako et al., 1991](#)) et en RCA dans la région de Bossangoa-Bossembélé ([Danguéné, 2012 ; Danguéné et al., 2014](#)).

Ce métamorphisme est également comparable aux reliques granulitiques d'âge Paléoprotérozoïque du NE Brésil datés à 2103 Ma (âge U/Pb sur zircons, [Oliveira et al., 2004](#)) ; du SE du Brésil daté à 2100-2070 Ma (U-Pb titanite/monazite, [Aguilar et al., 2017](#)) et du Nigéria datés à 1789 Ma (âge U/Pb sur zircons, [Ekwueme et Kröner, 1997](#)).

Le métamorphisme granulitique – éclogitique S<sub>1</sub> quant à lui est analogue au métamorphisme de haut degré d'âge paléoprotérozoïque 2066 ± 4 Ma (métagranodiorites de Bonguen) ; 2055 ± 5 Ma (métasyénites) de Lolodorf ([Lerouge et al., 2006](#)) ; 2093± 45 Ma (éclogites métamorphiques) de la série du Nyong ([Loose et Schenk., 2018](#)).

### **VI.3. GRANDS ENSEMBLES STRUCTURAUX**

La série du Nyong est dominée par trois grands ensembles structuraux à savoir l'Archéen, Paléoprotérozoïque et le Néoprotérozoïque.

#### **VI.3.1. Archéen**

L'Archéen est mis en évidence par les assemblages les plus anciens (anté-D<sub>1</sub>) correspondant aux reliques d'une schistosité qui sont antérieures à la schistosité S<sub>1</sub>. Ces assemblages sont soit préservés en inclusion dans les porphyroblastes de grenat et pyroxène des gneiss à grenat et pyroxène, soit relictuels dans les serpentinites à relique d'olivine et pyroxène et les serpentinites à trémolites. Ces phases sont Archéennes, car datées entre 2695±10Ma et 2752± 20Ma (âge U-Pb sur zircon). Ces âges sont comparables à ceux trouvés entre 2761 et 3174± 4 Ma (âge SHRIMP U-Pb sur zircon, [Lerouge et al., 2006](#)) au Sud

d'Eséka, Ngog Tos et Edéa. Ils sont caractérisés par un métamorphisme granulitique de type HP-HT (784 à 860°C, 12-13 kb ; [Ndema, 2016](#))

### **VI.3.2. Paléoprotérozoïque**

Les méta-ultramafiques et les métamafiques d'âge Paléoprotérozoïque d'Eséka-Minlongo sont fait de serpentinites à relique d'olivine et pyroxène et de pyrigarnite respectivement. Les paragenèses associées à la phase D<sub>1</sub> sont à Grt+Opx+Cpx+Kfs+Pl ; Grt+Px+Ru+Qz+Kfs+Pl+Op ; Atg+Tlc+Op±Ol±Px. Ces paragenèses correspondent au faciès granulite. Elles ont par la suite été affectées par une rétro-morphose dans le faciès amphibolite et schiste vert. Ces formations sont affectées par un métamorphisme Paléoprotérozoïque correspondant aux périodes de réactivation des zircons : 1738± 170 Ma et 2086± 26 Ma (âge U-Pb sur zircon). Ce métamorphisme est associé à une déformation D<sub>1</sub> d'âge Paléoprotérozoïque. Par conséquent D<sub>1</sub> est Paléoprotérozoïque.

La phase D<sub>1</sub> comporte un litage compositionnel et une foliation mylonitique S<sub>1</sub> subhorizontale, des linéations minérales ou d'étirement Le<sub>1</sub>, des Boudins β<sub>1</sub> et des plis P<sub>1</sub> admettant S<sub>1</sub> comme schistosité de plan axial. Cette phase correspond à une tectonique tangentielle.

Cette tectonique tangentielle, a donc débutée au Paléoprotérozoïque et non au Panafricain comme le démontrent plusieurs auteurs.

### **VI.3.3. Néoprotérozoïque**

L'évolution Néoprotérozoïque n'a pas été mise en évidence dans la région d'étude, Néanmoins, dans des localités proches à cette dernière, certains auteurs ont daté des métasédiments (micaschistes à grenat) d'âge panafricain 677 ± 36 Ma et 577 ± 36 (âges Th-U-Pb sur monazite; [Ndema, 2016](#)). Ces métasédiments se seraient mis en place au cours de la phase D<sub>2</sub> panafricaine qui a un caractère beaucoup plus cisailant, mais aussi rotationnel. À la suite du métamorphisme paléoprotérozoïque constituant la phase D<sub>1</sub> de tectonique tangentielle, la phase D<sub>2</sub> de tectonique transcurrente est marquée par un métamorphisme néoprotérozoïque.

Le magmatisme, associé au métamorphisme Néoprotérozoïque dans la série du Nyong est daté entre 500 et 807 ± 24 Ma (âges K/Ar des syénites du Mont des Eléphants et de Lolodorf, [Lasserre et Soba, 1976](#) ; [Kornprobst et al., 1976](#)), 591 ± 19 Ma (âges SHRIMP U/Pb sur zircons, [Lerouge et al., 2006](#)) et entre 492 ± 10 et 622 ± 34 Ma (âges U/Pb sur zircons des charnockites et granodiorites de Sangmelima, [Shang et al., 2004a](#)) dans le complexe de Ntem.

## VI.4. EVOLUTION GEOCHIMIQUE

### -Nature et Protolite

Le substratum métamorphique d'Eséka-Minlongo est d'origine mantéllique et ignée résultant du métamorphisme des péridotites (Fig. 39) et des roches magmatiques (Fig40). Les données géochimiques (Tab XI-XIII) montrent qu'il est fait des roches de nature méta-ultramafiques (MgO: 29-37,2%, SiO<sub>2</sub> : 35,2- 39,9%), des métamafiques (MgO: 6,33- 14,1%, SiO<sub>2</sub> : 46,8-58,6%) et des métafelsiques (MgO: 0,3-1,98%, SiO<sub>2</sub>:60,2-73,3%).

L'alumine (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) et les alcalins (K<sub>2</sub>O et Na<sub>2</sub>O) montrent des corrélations négatives avec le MgO (Figs.34, 35 et 38). Ces observations indiquent clairement que, bien que ces roches étudiées aient été métamorphisées, les éléments mobiles ont préservé les signatures géochimiques du protolite. Les valeurs élevées de MgO et de Cr sont contrôlées par les teneurs élevées en minéraux mafiques tels que l'olivine et le pyroxène (Zongo et al., 2016). Les minéraux secondaires comme la serpentine et la trémolite, sont développés pour remplacer l'olivine ou le pyroxène dans la roche par le gain ou la perte de MgO et de SiO<sub>2</sub> (Chaudhuri et al., 2015 ; Nimis et al., 2004).

Les spectres multiéléments de ces roches montrent un appauvrissement prononcé en Sr, Nb, Zr et Th ; ce qui indique une participation de la croûte et/ou du manteau à la genèse des roches du secteur d'étude (Thompson et al., 1984).

### -Mobilité/Altération et Contamination

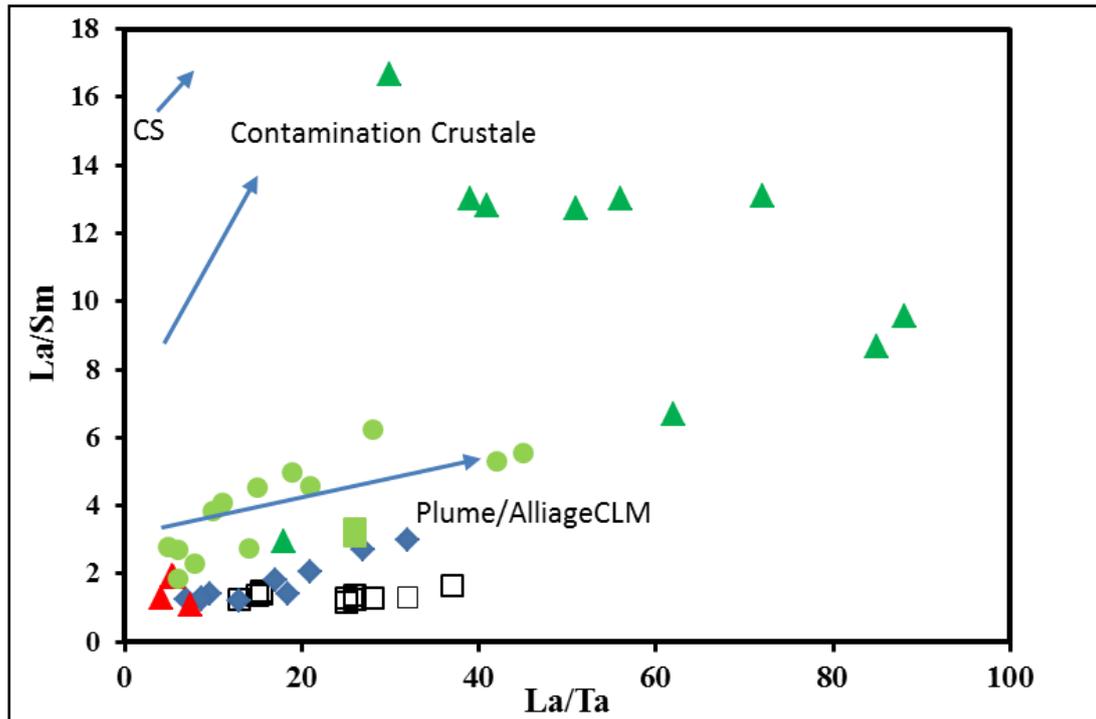
La mobilité des éléments traces a fait l'objet de plusieurs études dans le domaine métamorphique (Arndt et al., 1989; Arndt,1994; Polat, 2012; Deshmukh et al., 2018). Les éléments majeurs et traces peuvent être utilisés pour étudier l'effet du métamorphisme et de l'altération hydrothermal sur les roches (Polat, 2013; Deshmukh et al., 2018). Pendant le processus hydrothermal, les éléments majeurs tel que le Ti, Al et P restent généralement immobiles, tandis que le Na et Ca sont toujours mobiles (Mac Geehan et Mac Lean, 1980 ; Mottl, 1983). Les éléments lithophiles (LILE : Cs, Rb, K, Na, Sr, Ba, Ca et Eu) sont généralement mobiles même s'ils ne sont pas logés dans des minéraux métamorphiques, mais sont concentrés dans la phase facilement altérée (Lahaye et Arndt, 1996 ; Leshner et Stone, 1996 ; O'Hanley, 1997). Dans les conditions du métamorphisme du faciès des schistes verts, le Si, Ti, Al, Mn et P restent inchangés tandis que le Fe, Mg, Na et K peuvent être mobilisés (Pearce, 1982). Les HFSE et les métaux de transition sont généralement immobiles (Pearce, 1982 ; Rollinson, 1993).

Les HFSE (Th, Nb, Ta), les HREE (Y, Zr et Hf) et les éléments de transition (Cr, V, Sc, Ti, Mn, Fe, Mg, Co et Ni) présents en phases ignées (olivine, pyroxène, chromite) ou inclus dans les minéraux métamorphiques (amphibole et chlorite); ont conservé la distribution géochimique originale des roches même si elles sont soumises à des modifications.

Les effets de l'altération sur le HFSE, le Ti, le Cr, le Ni et les terres rares (sauf Eu) sont relativement insignifiants (Pearce et Peate, 1995). Au cours des processus du métamorphisme et d'altération, les éléments sont mobilisés (Lahaye et Arndt, 1996 ; Lesher et al., 1997 ; Polat et al., 2002 ; Ordóñez-Calderón et al., 2008). Les valeurs élevées de perte à la fusion (LOI), dans les méta-ultramafiques et la présence d'épidote dans cette étude indiquent les divers degrés de métamorphisme (Yellapa et al., 2012) dans lesquels certains éléments majeurs tels que Ti, Al et P sont généralement immobiles, tandis que d'autres sont presque toujours mobiles comme Na, Ca, Si et K (MacGeehan et MacLean 1980 ; Mottl 1983). L'anomalie négative en Eu observée à grande échelle dans les serpentinites reflète la mobilisation de l'Eu par les fluides hydrothermaux à haute température. Des anomalies similaires en Eu observées dans les roches méta-ultramafiques des autres cratons dans le monde sont généralement attribuées à des processus d'altération secondaire (Sun et Nesbitt, 1978; Ludden et al., 1982; Arndt, 1994). Selon, Lee et al. (2009) ces anomalies négatives en Eu indiqueraient le fractionnement des plagioclases. Des études révèlent que les rapports Ce/Ce\* entre 0,9 et 1,1 caractérisent une mobilité LREE limitée alors que ceux avec Ce/Ce\* <0,9 et >1,1 illustrent une grande mobilité LREE (Polat et al., 2002). Dans la zone d'étude les serpentinites à relique d'olivine et pyroxène ont des rapports en Ce/Ce\* variables. Certains sont <0,9 tandis que d'autres sont compris entre 0,9 et 1,1. Ces rapports Ce/Ce\* sont inférieurs à 0,9 pour les serpentinites à trémolite.

L'enrichissement de la croûte en éléments lithophiles et terres rares légères a amené certains auteurs à l'instar de Said et al. (2012) à utiliser le diagramme La/Sm et La/ Ta pour évaluer l'action de la contamination des roches ignées. Dans le cadre de ces travaux ce diagramme, indique une absence ou faible implication de la croûte dans la genèse du magma source des méta-ultramafiques et des méta-mafiques lors de l'éruption de panaches mantélliques à la base de la croûte (Fig.59).

Les rapports La/Nb des méta-mafiques sont compris entre 0,96 et 1,25; ce qui suggère d'après Sun et Mc Donough (La/Nb=0,95) que ces faible rapport dans la source mantéllique pourraient être le résultat d'un métasomatisme du manteau.



**Figure 59.** La/Sm vs La/Ta d'après Said et al. 2012 illustrant les différentes directions de fusion du manteau avec contamination crustale

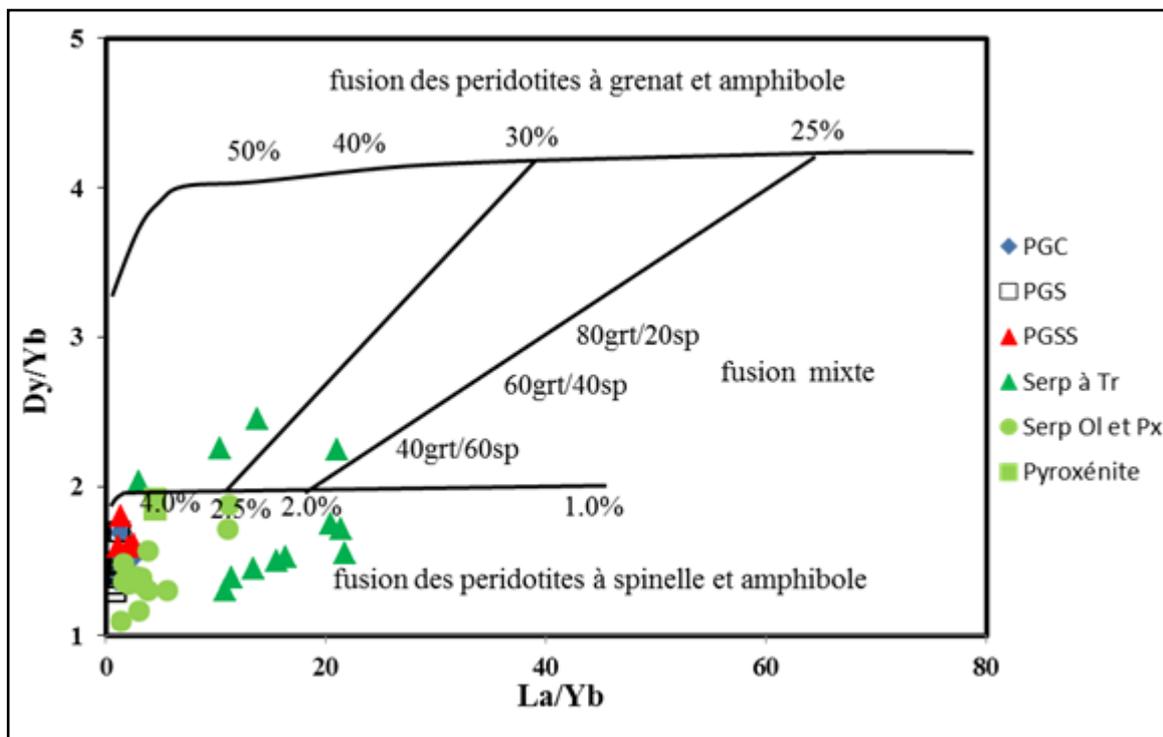
Par ailleurs les anomalies négatives en Th, K, Nb, Ta, Sr, Zr et Ti suggèrent que les protolites proviendraient de la fusion partielle du manteau contaminé par la subduction des éléments ou ont été contaminés par des composantes crustales pendant leurs mises en place. Ce résultat est comparable à ceux obtenus dans la série du Nyong (Ndema, 2016 ; Loose et Schenk, 2018 ; Bouyo et al., 2019 ) et dans le domaine central de la CPNE Tanko Njiosseu, (2012). Ceci permet de conclure que la partie Ouest du craton du Congo et le domaine central de la chaîne représentent un domaine continental ancien, qui a été remanié pendant les derniers événements.

De plus les valeurs relativement élevées des rapports Ba/Nb seraient dues à la fusion partielle d'un manteau contaminé par subduction ou par le matériau crustal lors de l'ascension du magma.

## VI.5. PÉTROGENÈSE

Les formations d'Eseka-Minlongo sont d'origine ignée, provenant d'un métamorphisme de roches magmatiques de compositions différentes (Fig.39 et Fig.40). Elles sont caractérisées par des teneurs élevées en éléments traces (notamment Ba, Cr et Sr) et des

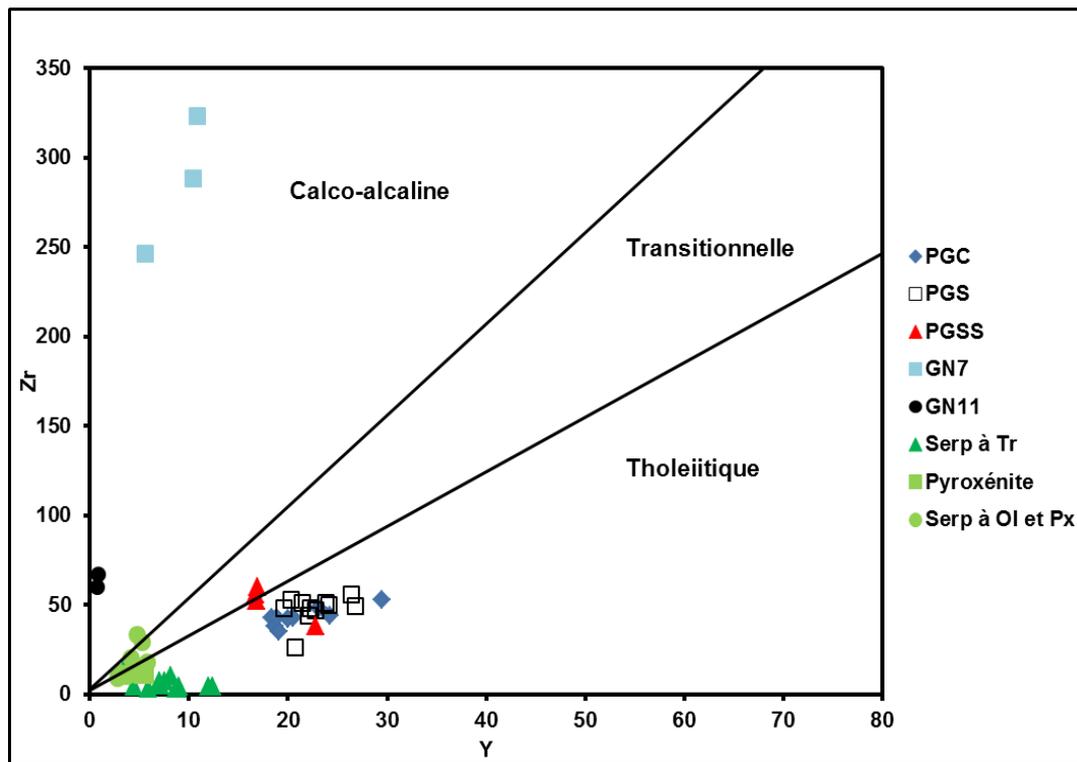
rappports en Rb/Sr globalement faibles. Ce qui permet d'envisager une origine des protolites, soit à partir d'un magma mantellique, soit à partir d'un magma crustal. Les rapports Th/Nb > 0,2 suggèrent l'implication de la croûte dans les processus de leur genèse (Pearce, 2008). Toute fois le processus majeur de mise en place de ces roches est le métasomatisme du manteau lithosphérique au cours de la subduction (Bonin et al., 1998; Bonin, 2004 ; Said et al. (2012) ; Singh et al., 2018). Dans le diagramme, La/Yb vs Dy/Yb de Jung et al. (2006) des sources, tous les échantillons tombent dans le champ de stabilité des péridotites à spinelle et amphibole ; à l'exception de quatre échantillons de serpentinites à trémolite qui tombent dans le champ de fusion mixte (Fig.60).



**Figure 60.** Diagramme de source des ultrabasites et métabasites Dy/Yb vs. La/Yb (Jung et al., 2006). PGC : Pyrigarnite corinitique ; PGS : Pyrigarnite symplectitique, PGSS : Pyrigarnite sensu stricto; GN7 : Gneiss à grenat et pyroxène ; GN11: Gneiss à biotite et épidote ; Serp à Tr : Serpentinite à trémolite ; Serp à Ol et Px et pyroxénite.

De plus le taux élevé de silice dans les métafelsiques montre qu'ils proviennent de la fusion de la croûte. Les variations de la composition chimique et les caractères géochimiques des méta-ultramafiques, métamafiques sont projetés dans le diagramme d'affinité Zr vs.Y de Ross and Bedard (2009). Ce dernier montre que les méta-ultramafiques et métamafiques ont une affinité tholéiitique, tandis que les métafelsiques ont une affinité calco-alcaline (Fig.61). On note quelques échantillons de métamafiques et de méta-ultramafiques qui tombent dans le champ transitionnel et calco-alcalin. Les lithologies d'Eséka-Lolodorf montrent donc une

double affinité calco-alcaline et tholéiitique. Ce dualisme calco-alcalin/tholéiitique de la source traduit un double paléoenvironnement : La tendance calco-alcaline est caractéristique des domaines orogéniques compressifs traduisant un environnement d'épaississement ; et la tendance tholéiitique est caractéristique des domaines orogéniques distensifs marquant un environnement extensif. Ce double paléoenvironnement leur confère une source mixte : crustale et mantellique.



**Figure 61.** Diagramme d'affinité Zr vs. Y de Ross et Bedard (2009).

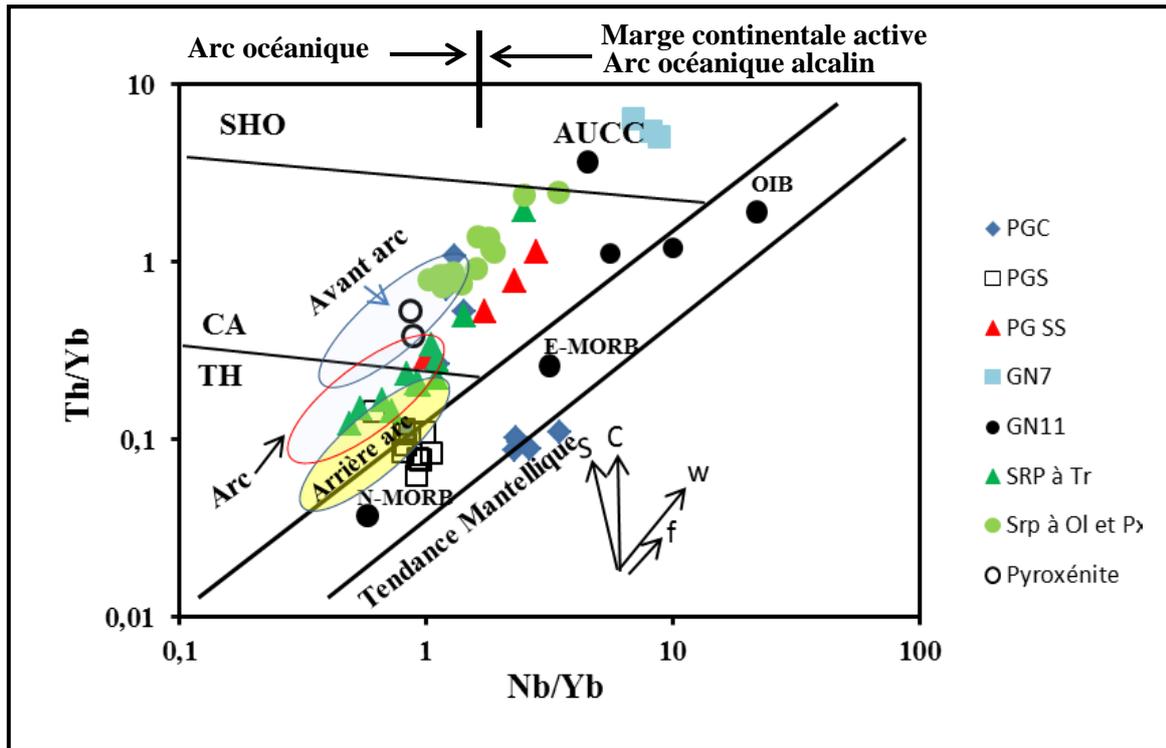
**PGC** : Pyrigarnite corinitique ; **PGS** : Pyrigarnite symplectitique, **PGSS** : Pyrigarnite sensu stricto ; **GN7** : Gneiss à grenat et pyroxène ; **GN11** : Gneiss à biotite et épidote ; **Serp à Tr** : Serpentinite à trémolite ; Serp à Ol et Px et pyroxénite.

Par ailleurs, cette source mixte est également confirmée avec les valeurs de Mg# qui varient de 50,48 à 88,07 pour les métamaïfiques et les méta-ultramafiques, caractéristique des roches d'origine mantellique (Mg# > 40 ; Rapp and Watson, 1995; Patiño Douce, 1999). Tandis que les métafelsiques ont un Mg# =36,78 ce qui indique une source crustale (Mg# < 40 ; Rapp and Watson, 1995). Ce qui est comparable aux résultats obtenus dans les roches Paléprotérozoïques du domaine central de la chaîne (Tanko Njiosseu et al., 2005; Kouankap Nono, 2011 ; Tanko Njiosseu, 2012) et dans la série du Nyong (Ndema., 2016).

## VI.6. CONTEXTE GÉOTECTONIQUE

Les roches d'Eséka-Minlongo sont caractérisées par des faibles rapports Th/Yb, compris entre 0,09 et 0,68 (moyenne = 0,36) dans les métamaïfiques, compris entre 1,1 et 5,6 (moyenne = 3,4) pour les métafelsiques. Ces rapports sont plus faibles dans les méta-ultramaïfiques (moyenne = 0,15). L'on note également un enrichissement très prononcé en Sr pour les méta-ultramaïfiques et les métamaïfiques par rapport aux métafelsiques pauvre en Sr et Zr. Les méta-ultramaïfiques et les métamaïfiques sont riches en éléments lithophiles (Cr : 3012, 41ppm ; V : 148,3 ppm ; Cr : 913 ppm et V : 721 ppm respectivement). Dans le diagramme de discrimination des contextes tectoniques Th/Yb vs Nb/Yb de [Pearce, 2008](#) (Fig.61), les roches méta-ultramaïfiques et métamaïfiques d'Eséka tombent dans le champ des arcs océaniques ; tandis que les gneiss à grenat et pyroxène et les gneiss à biotite et épidote correspondent au contexte de marge continentale active. Le caractère calco-alcalin des gneiss à grenat et pyroxène est confirmé par ce diagramme qui montre également une affinité shoshonitique pour trois échantillons. Les échantillons de serpentinites à trémolite affichent des signatures d'arrière-arc, tandis que ceux des serpentinites à relique d'olivine et pyroxène, des pyrigarnites à coronite et des gneiss à biotite et épidote montrent une affinité d'avant-arc. Certains échantillons de roches métamaïfiques sont parallèles à la droite d'évolution des roches mantelliques indiquant une signature proche des N-MORB, E-MORB et OIB. Considérant (Fig.62) que les méta-ultramaïfiques, métamaïfiques, métafelsiques, les granulites maïfiques et les éclogites de la série du Nyong étudiés se sont formés dans une zone relativement restreinte, la dispersion des échantillons peut être due à l'effet des fluides métasomatiques ou aux interactions fusion/roche, bien qu'une éventuelle contamination par des sédiments subductés soit également envisagée.

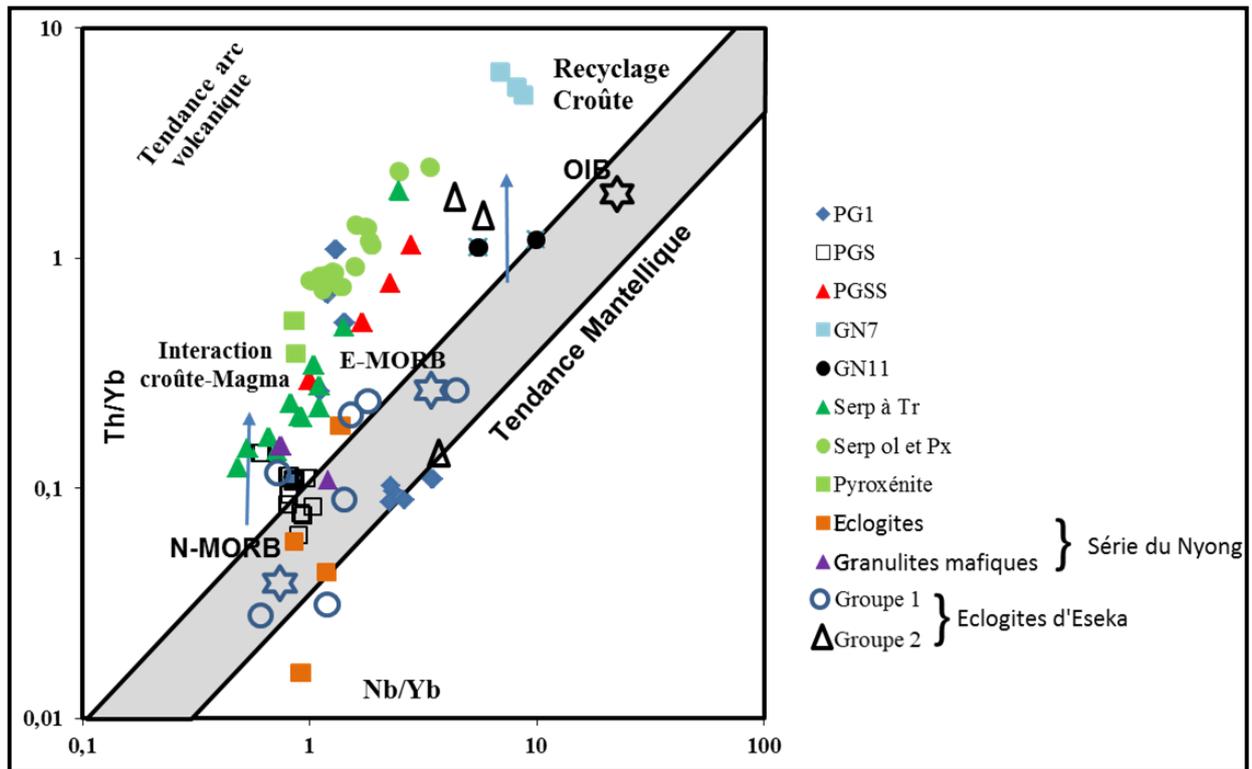
Selon [Pearce \(2008\)](#), si les roches issues du manteau sont modifiées par des fluides lors de la subduction, elles seraient enrichies en Th. Par conséquent, les rapports Th/Yb seraient plus élevés pour ces fluides que pour le manteau. De plus, lors de la subduction, le magma s'appauvrit en titane (Ti) et s'enrichit en Vanadium (V). Ainsi, les rapports Ti/V élevés indiquent que l'origine du protolite a été influencée par la subduction ([Deshmukh et al., 2018](#)).



**Figure 61.** Diagramme Th/Yb Vs Nb/Yb discriminant le contexte géotectonique (Pearce, 2008) des ultrabasites, de metabasites et de métafelsiques d'Eséka-Lolodorf. **S**: Subduction, **C**: Contamination crustale, **W**: Variation à l'intérieur de la plaque **f**: Cristallisation fractionnée, **AUCC**: Croûte Continentale Supérieure Archéenne (Taylor & McLennan 1985), **CA**: Calco-alcalin; **TH**: Tholéitique; **SHO**: Shoshonitique; **OIB**: Ocean Island Basalts; **N-MORB**: Normal Mid-Ocean Ridge Basalts; **E-MORB**: Enriched Mid-Ocean Ridge Basalts; **BABBs**: Back Arc Basin Basalts; **WPB**: Within Plate Basalts; **IAT**: Island Arc Tholeiites (Metcalf & Shervais (2008)).

Les échantillons de méta-ultramafiques, de métamafiques et métafelsiques de la zone d'étude (Fig.62) sont spatialement associés aux granulites mafiques et au faciès des éclogites (2093±45 Ma) avec une affinité des MORB, ils sont interprétés comme une zone de suture d'une ancienne croûte paléoprotérozoïque subductée ou croûte océanique en Afrique (Loose et Schenk 2018; Bouyo Houketchang et al., 2019, Nga Essomba et al., 2019).

Dans ce travail, le contexte géotectonique lié à la subduction confirme une fois de plus que la série Nyong au Cameroun représenterait incontestablement une zone de suture Paléoprotérozoïque entre le craton du Congo et le craton São Francisco au Brésil.



**Figure 62.** Diagramme Th/Yb Vs Nb/Yb discriminant le contexte géotectonique de Pearce (2008) utilisant le rapport Th-Nb comme approximation des données sur la croûte terrestre. Données sur les éclogites d'Eséka (Groupe 1 et Groupe 2, Bouyo et al., 2018), les granulites mafiques et les éclogites (MB, E; Loose et schenk., 2018) de la série du Nyong ; les méta-ultrabasites (serp à Tr, Serp Ol et Px, pyroxénite), métabasites (PG1, et GN11) et métafelsiques (GN7 et GN11) d'Eséka-Lolodorf. Le symbole de l'étoile représente les sources distinctes du manteau, y compris NMORB, E-MORB et OIB, qui proviennent de Sun et McDonough (1989).

## VI.7. COMPARAISON AVEC LES CHAINES ENVIRONNANTES

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

La série de l'Ogooué est l'extension sud de la série du Nyong au Gabon (Ledru et al., 1989 ; Guerrot et al., 1994). La comparaison des données de la série du Nyong avec celles de la série l'Ogooué serait importante pour la reconstitution paléogéographique de ces domaines cratoniques. Ceci dans le but de mieux comprendre l'évolution Paléoproterozoïque de ces deux séries. La série de l'Ogooué est interprétée comme une zone de suture (Ledru et al., 1989).

- Sur le plan pétrographique, le substratum lithologique d'Eséka- Minlongo (unité du Nyong) est fait d'ultrabasites, métabasites et de métafelsiques, tandis la série de l'Ogooué comprend un socle Archéen constitué de métaplutonites, métabasites, métasédiments (roches métavolcaniques tholéiitique) et de migmatites. Les travaux récents de Weber (2016) suggèrent que ces métasédiments et migmatites résultent d'un métamorphisme de faible et de haut degré respectivement. Les formations d'Eséka- Lolodorf sont Archéennes et

Paléoprotérozoïques et correspondent à des anciennes séries basiques à intermédiaires tholéitiques et calco-alcalines. Elles diffèrent des metabasites de la série de l'Ogooué qui sont plutôt basiques à acides (métavolcanites, [Ledru et al., 1989](#)). De plus la série de l'Ogooué est composée de paragneiss et d'orthogneiss Paléoprotérozoïques mis en place dans un domaine orogénique actif. Ces résultats attestent la présence d'une ancienne croûte Archéenne à Paléoprotérozoïque antérieure au développement du cycle Panafricain.

- Sur le Plan Structural, la série de l'Ogooué est marquée par une évolution structurale polyphasée, similaire à celle du secteur d'étude, Dans la série de l'Ogooué, [Mayaga-Mikolo, \(1996\)](#) met en évidence trois phases de déformation: une déformation précoce D<sub>1</sub> (Post 2440 Ma), une phase D<sub>2</sub> majeure (2120 Ma) et une phase D<sub>3</sub> (syn à post- 2040-2000 Ma). La région d'Eséka- Lolodorf quant à elle présente également trois phases : une phase anté- D<sub>1</sub>, une D<sub>1</sub> et une phase D<sub>2</sub>. La phase anté-D<sub>1</sub> Archéenne est datée entre 2695±10 Ma et 2752±20 Ma et n'a pas d'équivalent dans la chaîne de l'Ogooué. La phase D<sub>1</sub> est datée entre 1738±170 Ma et 2086±26 Ma qui équivaut à la phase D<sub>2</sub> de la chaîne de l'Ogooué. La phase D<sub>2</sub> est dominée par des structures planaires et linéaires. Elle est essentiellement cisailante dans la série du Nyong et se termine par la mise en place des structures tardi- D<sub>2</sub> (fractures). Par contre, dans le système de l'Ogooué la D<sub>2</sub> correspond à une tectonique tangentielle, qui indique un raccourcissement crustal majeur dans la zone de suture collisionnelle ([Ledru et al., 1989](#)). Le présent travail montre une foliation régionale d'âge Paléoprotérozoïque orientée NE-SW dans la région d'Eséka- Lolodorf et des cisaillements senestres. Cette foliation est semblable à celle observée dans l'Ogooué. Ceci suggère que la chaîne Paléoprotérozoïque du craton du Congo s'étend du SW Cameroun jusqu'au Gabon.

Les métamaïques d'Eséka et Minlongo sont affectées par un métamorphisme d'âge Paléoprotérozoïque (1738 ± 120 Ma - 2086 ± 26 Ma). Ce métamorphisme est semblable au métamorphisme granulitique ([Johan, 1985](#)) mis en évidence dans les formations Paléoprotérozoïques (2500 et 2400 Ma ; [Mayaga-Mikolo, 1996](#)) du système de l'Ogooué.

A l'échelle de la chaîne, l'ubiquité d'un métamorphisme granulitique d'âge Paléoprotérozoïque implique l'existence d'un craton Paléoprotérozoïque pour l'ensemble des deux séries.

Les séries de l'Ogooué et Nyong ont un type de mécanisme ayant des analogies avec les dispositifs géométriques des chaînes modernes (Himalaya, Alpe, Ande, arc Ibérien-Armoricain). Ce dispositif dans la série de l'Ogooué est marqué par l'empilement des structures plus profondes, ainsi la structure du Protérozoïque inférieur dans l'ensemble est caractérisée 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 zone d'Eséka – Lolodorf, 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.

Les domaines métamorphiques de l'Ogooué sont corrélés par Ledru et al. (1989) avec les Séries du Nyong, 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 partie Sud de la RCA constitue avec les unités nord et intermédiaire les trois unités structurales majeures que comporte le socle centrafricain (Cornacchia et al., 1989; Lavreau, 1982 ; Lavreau et al., 1990; Nzenti et al., 1999; Pin et Poidevin, 1987; Poidevin et Pin, 1986; Poidevin et al., 1981; Rolin, 1992).

- **Sur le plan lithologique**, cette portion du craton du Congo a une lithologie différente de celle de la localité d'Eséka-Minlongo. Elle serait constituée d'un domaine 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, 1982); - de séries charnockitiques et gneissiques semblables aux charnockites du Ntem au Cameroun. - de roches vertes (komatiites), itabirites, grauwackes, tuffs rhyodacitiques et de granitoïdes (Poidevin, 1991; 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'orthoamphibolites 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 région de Bossangoa-Bossembele, dans la chaîne panafricaine,

comporte deux grands ensembles: un ensemble métamorphique et un ensemble magmatique tous polycycliques. L'ensemble métamorphique possède les traces d'une évolution tectono-métamorphique ancienne avec une succession de paragenèses témoignant de stades prograde, paroxysmal granulitique et rétrograde (Danguené, 2012)

- **Sur le plan géochronologique**, les micaschistes-quartzites sont d'âge Archéen à Paléoprotérozoïque, tandis que les séquences sédimentaires se sont déposées au Néoprotérozoïque (Poidevin, 1991). Le complexe métamorphique est daté à 2900 Ma (Lavreau, 1982), les roches vertes sont Archéennes (Poidevin, 1991; Cornacchia et Giorgi, 1989) et les séries intermédiaires datent du Paléoprotérozoïque (2100 Ma, Poidevin et Pin, 1986)

- **Sur le plan structural**, la similitude entre les séries charnockitiques et gneissiques de la partie centrale et celles du Ntem au Cameroun seraient les témoins d'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. Mopoka et al., 2011 ; Danguené (2012) suggèrent que la déformation Panafricaine comporte deux phases: la phase principale  $D_1$  matérialisée par une tectonique tangentielle dont le champ de raccourcissement est NNE-SSW et la phase  $D_2$  essentiellement dominée par l'aplatissement. Cette phase  $D_1$  présente des analogies avec la phase  $D_1$  d'Eséka Lolodorf. L'orientation NNE-SSW du champ de raccourcissement est semblable à celle de la foliation  $S_1$  du secteur d'étude.

### **V1.7.3. Comparaison avec la chaîne orogénique transamazonienne du NE Brésil**

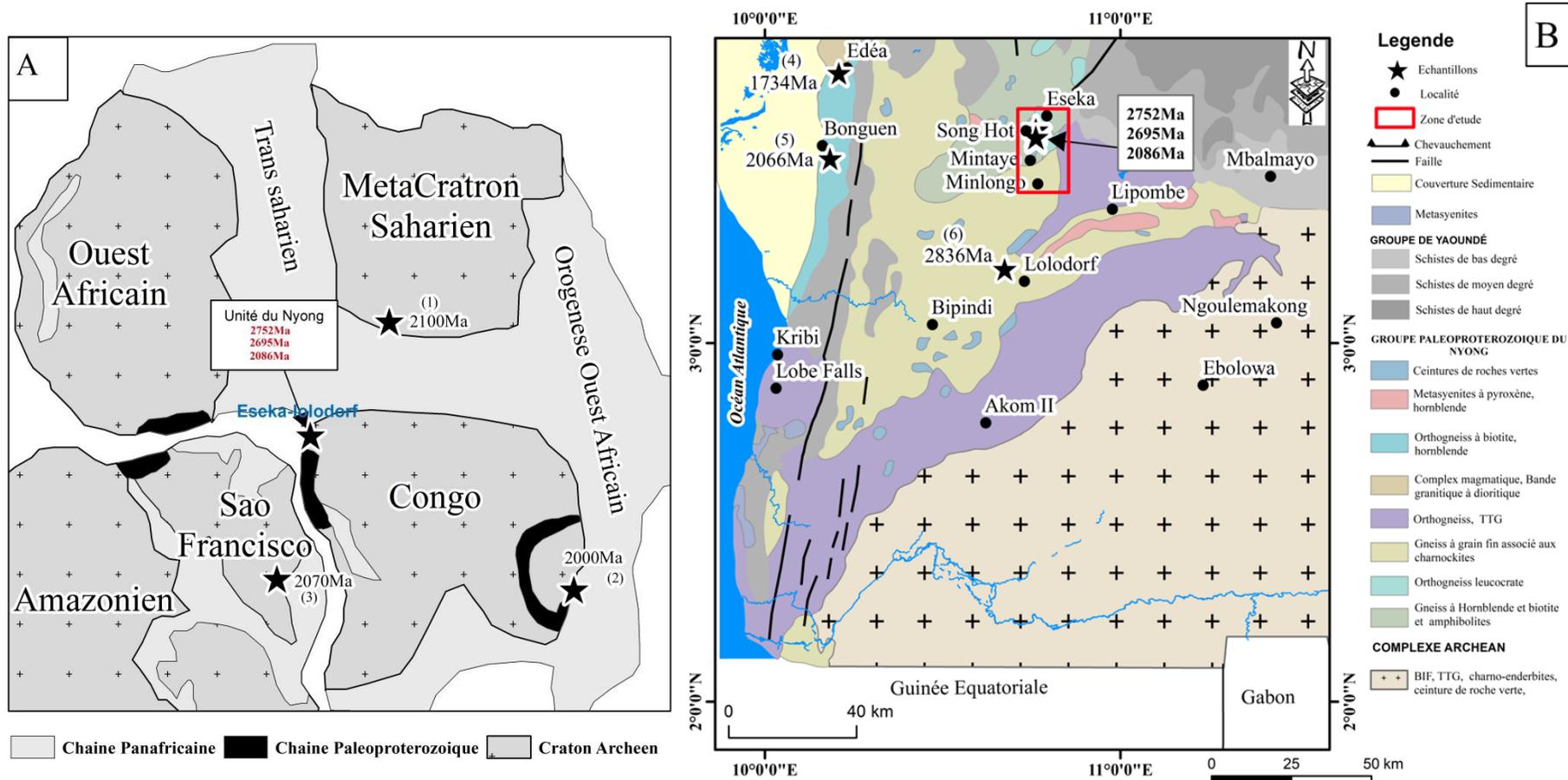
La série Paléoprotérozoïque du Nyong appartient à la bordure NW du craton du Congo (Cameroun), qui est le prolongement Sud du craton de São-Francisco au NE du Brésil (Caby et al., 1991; Castaing et al., 1994 ; Fig.63). D'où l'importance de faire une reconstruction de ce bloc continental Archéen à Paléoprotérozoïque. Il serait donc intéressant de faire une approche lithologique, structural et géochronologique majeurs des principales provinces Archéennes et 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 Paléoproterozoïque. La configuration tectonique de ces formations fluvio-deltaïques illustre une collision frontale entre le craton du Congo et les provinces de São Francisco. De plus le métamorphisme granulitique daté à  $2086 \pm 26$  Ma dans la région d'Eséka- Minlongo est semblable au métamorphisme orogénique du Brésil daté entre 2100 et 2070 Ma (Peucat et al., 2011; Aguilar et al., 2017; Teixeira et al., 2017a).

D'après les travaux de Neves et al., 2010, les cratons Amazonien, Ouest Africain, Congo-São-Francisco et les socles des provinces de l'Araguaia, Borborema, Nigéria et Cameroun appartenaient au supercontinent appelé Atlantique, édifié à la fin du cycle Transamazonien-Eburnéen vers 2 Ga (Neves et al., 2003; Rogers et Santosh, 2004).

- **Sur le plan lithologique**, la chaîne transamazonienne (Brésil) est constituée de (1) de metabasites caractérisées par des roches de haut degré de métamorphisme (gneiss, orthogneiss, migmatites), (2) de roches sédimentaires et métasédimentaires, (3) de roches plutoniques, (4) de roches supracrustales: dépôts fluvio-deltaïques tardi-tectonique D<sub>2</sub>, granitoides tardi à pré-tectoniques mis en place dans les zones de cisaillement ( Ledru et al., Barbosa et Sabaté, 2004; Teixeira et al., 2010 ), les roches vertes et plutonites (arrière- arc) qui montrent que la zone de subduction était active pendant l'orogénèse transamazonienne au NE Brésil. Ces roches vertes seraient similaires à celles d'Eséka-Minlongo qui se sont également mis en place dans des contextes d'avant- arc (serpentinite à relique d'olivine et pyroxéne) et d'arrière- arc (serpentinites à trémolite). La chaîne panafricaine au Cameroun, Gabon, Congo et Angola représente les parties externes qui sont restées unies 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). La lithologie de la chaîne transamazonienne montre des analogies avec celle d'Eséka-Lolodorf, d'Edéa et d'Eséka (Ndema, 2016) et de Ngovayang (Ndong Bidzang, 2016). On note également la présence des roches supracrustales dans le Transamazonien et dans la région d'étude.



**Figure 63.** A- Carte synthétique des différents cratons et chaîne de l'Amérique du Sud et de l'Afrique (Ledru et al., 1994 ; Kusky et al., 2003) montrant la ceinture orogénique Eburnéo-Transamazonien (ETB) et des roches Paléoprotérozoïques d'Eséka-Lolodorf. Les métamafiques Paléoprotérozoïque se trouvent autour du socle centrafricain [1] (Poidevin et Pin 1986). [2] les métabasites de la chaîne Ubendienne (2000 Ma ; Shackleton, 1986). [3] amphibolites de la chaîne Tranzamazonienne (2070 Ma. Aguilar et al., 2017). B- Carte synthétique de la zone d'étude dans le Sud –Cameroun à la bordure Nord-Ouest du craton du Congo montrant les principales unités tectoniques et les âges des formations (d'après Maurizot 1986). [4] les métabasites d'Edéa (Ndema, 2016). [5] les métagranodiorites de Bonguen (Lerouge et al., 2006), [6] les métasyénites de Lolodorf (Lerouge et al., 2006).

- **Sur le plan structural**, deux principaux épisodes de déformation ductile d'âge Paléoprotérozoïque (2,08-2,07 Ga [Silva et al., 1997; 2002](#)) ont été mis en évidence dans le transamazonien. La première phase D<sub>1</sub> est marquée par une foliation plate S<sub>1</sub>, les plis isoclinaux avec des axes horizontaux orientés N-S et des linéations d'étirements L<sub>1</sub>. La deuxième phase D<sub>2</sub> 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](#)). La cinématique (structures C-S, trajectoires de foliation asymétrique et linéation d'étirement L<sub>2</sub> oblique à subhorizontale) souligne le transport tectonique de l'ESE vers WNW. L'évolution structurale de la chaîne transamazonienne montre des affinités avec celle de la série du Nyong. En effet la foliation régionale S<sub>1</sub> de la chaîne transamazonienne est ubiquiste, subhorizontale et similaire à celle décrite dans la zone d'Eséka -Lolodorf. Les structures géologiques décrites dans les deux séries 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](#) ; [Almeida et al., 2000](#) ; [Barbossa et Sabate, 2002](#)). Ces observations permettent de considérer la série du Nyong comme une extension en Afrique centrale de la chaîne granulitique transamazonienne du Brésil.

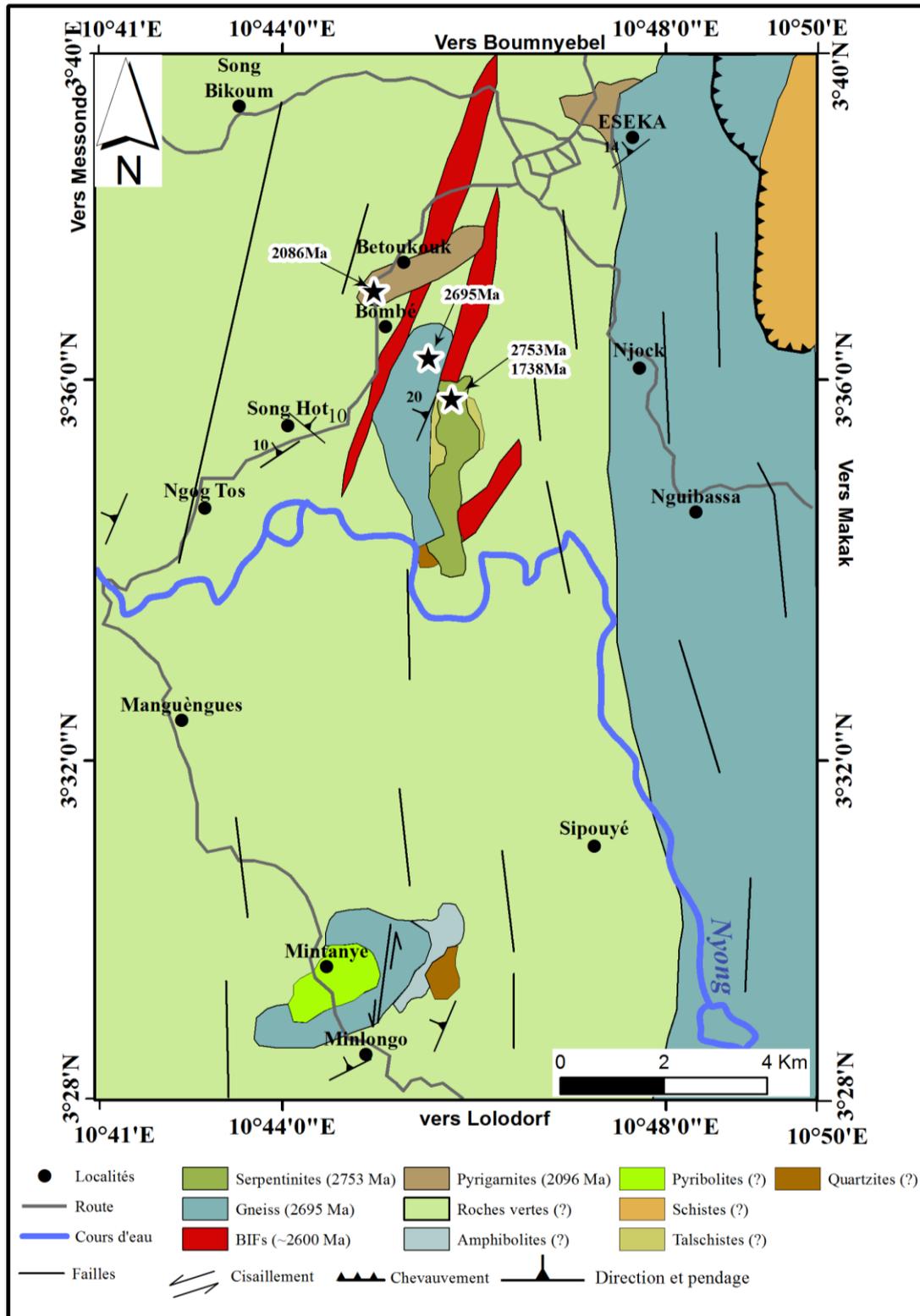
- **Sur le plan géochronologique** (Fig.64), dans la région d'Eséka-Minlongo les serpentinites à reliques d'olivine et pyroxène, les gneiss à grenat et pyroxène et les pyrigarnites ont été datés par la méthode U-Pb sur zircons.

Les serpentinites à reliques d'olivine et de pyroxène, ont daté un âge  $2752 \pm 20$  Ma (archéen) correspondant à leur âge de cristallisation. Cependant elles ont été affecté par un métamorphisme granulitique daté  $1738 \pm 170$  Ma (Paléoprotérozoïque). Les gneiss à grenat et pyroxène et les pyrigarnites ont été à  $2695 \pm 10$  Ma (Archéen) et  $2086 \pm 26$  Ma (Paléoprotérozoïque) respectivement. Au SE du Brésil, le socle Archéen à Paléoprotérozoïque affleure dans le craton de São Francisco précisément dans la ceinture du Mineiro et les complexes de Bonfim, Bação, Belo Horizonte, Santa Barbara, Caeté et Divinópolis. Ces complexes sont composés de gneiss, Trondhjemite, Tonalite et Granodiorite ([Noce, 1995](#) ; [Carneiro, 1992](#)). La méthode U-Pb sur titanite et monazite a permis d'obtenir des âges, qui correspondent à l'âge magmatique de la roche ( $2772 \pm 14$  Ma pour les granitoïdes) ou des événements métamorphiques qui ont suivi la cristallisation magmatique ( $2731 \pm 4$  Ma et  $2613 \pm 11$  Ma; pour les tonalites et schistes respectivement) [Aguilar et al. \(2017\)](#). Cependant il a

été enregistré au NE du Brésil (socle Transamazonien: 2000-1800Ma) des âges Paléoproterozoïques pour les gneiss granulitiques et les schistes datés à  $2100 \pm 0,1$ Ma (âges Rb-Sr sur roches totales, Brito de Neves, 1975) considéré comme âge de la formation crustale (Van Schmus et al., 1995 ; Dantas et al., 1998), et des âges de 1,97–2,13 Ga (sur des zircons hérités, Neves et al., 2008). Des âges de  $2065 \pm 5,9$ Ma ont été signalé sur les amphibolites du complexe de Belo Horizonte (Aguilar et al., 2017).

D'après Loose et Schenk, (2018), le métamorphisme des éclogites lié à la subduction est d'environ 45 Ma plus ancien que le métamorphisme du faciès granulitique dans la série du Nyong (Toteu et al., 1994 ; Lerouge et al., 2006), et est presque identique à l'âge du métamorphisme orogénique au Brésil (2,10-2,07 Ga; Aguilar et al. 2017).

Les travaux de terrain et de laboratoire ont permis de mettre en exergue une esquisse géologique du secteur d'étude (Fig.64).



**Figure 64.** Esquisse de la carte géologique d'Eséka-Minlongo (digitalisée à partir du logiciel Arcmap 10.0, 32bits).

## **CONCLUSION GÉNÉRALE**

Au début de ce travail, l'objectif principal était d'étudier l'évolution tectono-métamorphique des formations précambriennes d'Eséka-Minlongo dans la série du Nyong. Les principaux résultats des études pétrographiques (associations minérales et évolution métamorphique), structurales, chimico-minéralogiques, géochimiques (nature des protolites et caractères géochimiques) et géochronologiques menées dans le secteur Eséka- Minlongo et présentés dans ce travail conduisent aux conclusions suivantes.

**Sur le plan pétrographique**, les formations d'Eséka-Minlongo sont formées d'un grand ensemble lithologique essentiellement métamorphique, il est caractérisé par la prédominance des minéraux ferromagnésiens (pyroxène, amphibole, biotite, grenat). Il est composé de méta-ultramafiques (serpentinites à relique d'olivine et pyroxène, serpentinites à trémolite, pyroxénites, talcshistes), de métamafiques (pyrigarnites symplectitiques, pyrigarnites coronitiques) et de métafelsiques (gneiss à grenat et pyroxène, gneiss à biotite et épidote). Les métamafiques présentent une microstructure granoblastique hétérogranulaire avec omniprésence de microstructures réactionnelles (coronites et symplectites), tandis que les méta-ultramafiques montrent des structures maillées (relique d'olivine). Ces microstructures réactionnelles traduisent une évolution tectono-métamorphique complexe, marquée par des assemblages des faciès granulites, amphibolites et schistes verts. Ces différents faciès témoignent un métamorphisme plurifacial dont la succession des paragenèses primaires et secondaires (progrades à : Qtz+Ep+Op, Qtz+Op+Ru, Qtz+Kfs+Hbl+Ap, Qtz+Pl+Ru, Qtz+Cpx ; Hbl+Op, Ep+Op; granulitiques paroxysmales à : Qtz+Kfs+Px+Grt, Px+Grt+Pl+Qtz; Qtz+Pl+Cpx+Grt+Op ; et rétrogrades à : Hbl+Ep+Op, Ru+Op, Ep+Op, Hbl+Ep) montre un cycle métamorphique complet anté D<sub>1</sub>. Les paragenèses de la phase D<sub>1</sub> sont à Grt+Px+Qz+Kfs+Pl ; Grt+Opx+Omp+Qz+Kfs+Pl ; Atg+Tlc+Op±Ol±Px; Atg+Tlc+Tr+Op. Ces paragenèses caractérisent un métamorphisme polycyclique de type HP-HT dans les faciès Granulite à Eclogite.

- **Sur le plan structural**, le secteur étudié est affecté par deux principales phases de déformation. Ces phases sont associées à des recristallisations anté-D<sub>1</sub> et D<sub>1</sub>. La phase anté-D<sub>1</sub> est représentée par des reliques d'une schistosité préservée en inclusion dans les poeciloblastes de grenat et de pyroxène. Elle est soulignée par des associations plus anciennes antérieures à la schistosité S<sub>1</sub>. Elle correspond à une phase de tectonique archéenne. La phase D<sub>1</sub> est caractérisée par une schistosité mylonitique S<sub>1</sub> subhorizontale, une linéation d'étirement minérale L<sub>1</sub>, des boudins β<sub>1</sub> et des plis intrafoliaux P<sub>1</sub>, admettant S<sub>1</sub> comme schistosité de plan axial. Elle correspond à une phase de tectonique tangentielle d'âge

Paléoprotérozoïque. La deuxième phase de déformation  $D_2$  est une phase de tectonique décrochante à caractère cisailant. La phase tardi-  $D_2$  est essentiellement marquée de fractures. L'évolution tectonique est donc polycyclique et polyphasée.

- **La chimico-minéralogie** montre que les phases reliques anté- $D_1$  sont des traces d'une histoire ancienne (Archéenne) avec une succession de paragénèses témoignant des stades précoces ( $Qz+Ru+Pl; Qz+Kfs+Hbl+Ap$ ); Paroxysmaux granulitiques ( $Grt_{Alm}+Cpx+Qz+Pl+Op$ ,  $Grt_{Alm}+Opx+Omp+Qz+Kfs+Pl$ ) et rétomorphiques ( $Ru+Op$ ;  $Tlc+Ep+Op$ ;  $Atg+Tlc+Op$ ), ceci correspond à un cycle métamorphique complet anté  $S_1$ .

- Les assemblages de la  $S_1$  sont à  $Grt_{Alm}+Opx+Omp+Qz+Kfs+Pl$  et sont typiques du métamorphisme du faciès granulite – éclogitique d'âge Paléoproterozoïque ( $942-1002^\circ C$ ,  $15-18Kbar$ ).

- **Sur le plan géochimique**, les variations de la composition chimique et les caractères géochimiques, associées aux différents diagrammes indiquent que les méta-ultramafiques et les métamafiques sont d'anciennes séries basiques à intermédiaires, tandis que les métafelsiques sont d'anciennes séries acides. Ces roches ont respectivement des affinités tholéitiques et calco-alkalines. Ce qui leur confère une source mixte: mantellique et crustale. L'affinité calco-alkaline datée entre  $2695 \pm 10Ma$  est typique des domaines orogéniques compressifs et la tendance tholéitique paléoprotérozoïque ( $1738 \pm 170 Ma$  et  $2086 \pm 26Ma$ ) est caractéristique des domaines orogéniques distensifs. La dualité calco-alkaline/tholéite de la source traduit un double paléoenvironnement : un environnement compressif Archéen pour l'affinité calco-alkaline suivi d'un environnement paléoprotérozoïque extensif pour les tholéites. Les protolites des méta-ultramafiques, des métamafiques et des métafelsiques découlent de sources diverses, allant des péridotites à spinelle et amphibole aux gabbros ; La modélisation pétrogénétique à travers le diagramme  $Dy/Yb$  vs  $La/Yb$  montre que les méta-ultramafiques et les métamafiques d'Eséka-Minlongo proviennent de la fusion des roches mantelliques, tandis que les métafelsiques sont issus de la fusion de la croûte. Ces roches sources proviennent de la fusion partielle d'une croûte ancienne à des conditions P et T différentes. L'origine crustale et mantellique est aussi mis en évidence dans la région de Tonga, qui est située dans le domaine central de la chaîne. Ceci permet de conclure que la partie Nord-Ouest du craton du Congo et le domaine central de la chaîne représentent un seul et même domaine continental ancien qui a été remanié pendant les derniers évènements orogéniques (l'orogénèse panafricaine pour le domaine central et l'orogénèse Paléoprotérozoïque pour les séries du Nyong). Les roches de ces domaines ont subi un

chevauchement vers le Sud et vers l'Est, formant la nappe des Oubanguides en République Centrafricaine et vers le NE du Brésil dans la province de Borborema. Le contexte géotectonique mis en évidence est celui d'une marge continentale active pour les métafelsiques et d'arc océanique pour les méta-ultramafiques et les métamafiques. Cet environnement lié à la subduction confirme que la série du Nyong représente une zone de suture Paléoproterozoïque entre le craton du Congo et le craton São - Francisco au Brésil.

- **Sur le plan géochronologique**, les âges U-Pb sur zircon permettent de mettre en évidence dans les méta-ultramafiques et les métamafiques deux groupes d'âges correspondant à la période de réactivations des zircons.

Les zircons des méta-ultramafiques donnent des âges archéens de  $2752 \pm 20\text{Ma}$  pour la génération antérieure et des âges paléoproterozoïques de  $1738 \pm 170\text{Ma}$  pour la génération plus jeune.

Les zircons des métafelsiques et des métamafiques donnent des âges Archéens ( $2695 \pm 10\text{Ma}$ ) et Paléoproterozoïques ( $2086 \pm 26\text{Ma}$ ). Ces âges datent les métamorphismes granulitiques archéens et paléoproterozoïques qui ont affecté ces roches. Ces événements métamorphiques sont contemporains à la fusion qui est à l'origine des mobilisats observés.

Les échantillons de méta-ultramafiques, de métamafiques et métafelsiques de la zone d'étude sont spatialement associés au faciès des éclogites ( $2093 \pm 45$ ) de la série du Nyong qui sont interprétés comme une zone de suture d'une ancienne croûte paléoproterozoïque.

Les résultats de ces travaux ont permis de faire la corrélation avec la série du Nyong au Cameroun, celles de l'Ogoué au Gabon, de la RCA et le transamazonien au NE du Brésil.

## **PERSPECTIVES**

Le secteur d'étude située dans le complexe du Ntem, fait partie intégrante du craton du Congo. Le présent travail a permis de mettre en évidence des roches à microstructure coronitique suggérant une évolution métamorphique complexe. Les données géochronologiques révèlent une histoire ancienne, d'âge mésoarchéen à paléoproterozoïque. Pour confirmer cette interprétation il serait judicieux d'effectuer des analyses géochronologiques sur les assemblages anté-D<sub>1</sub>. De plus le secteur Eséka-Minlongo comprend une importante ceinture des roches vertes. Les ceintures de roches vertes étudiées au Canada, Australie, Zimbabwe et Afrique du Sud ont montré que celles-ci regorgent de nombreuses minéralisations. Ainsi pour des travaux futurs, il sera intéressant de faire une

cartographie détaillée de ces roches vertes assortie d'un inventaire de leur potentiel metallogénique. Les travaux d'exploration réalisés dans la zone d'étude par la compagnie Legend mining ont permis de mettre en évidence les indices de minéralisations en Fer (BIF). Les roches ultramafiques étudiées dans le cadre de ce travail pourraient regorger le Ni, Cr et les EGP. Les travaux ultérieurs pourront vérifier cette hypothèse.

## **BIBLIOGRAPHIES**

- Abott, D., Isley, A. (2002).** The intensity, occurrence, and duration of superplume events and eras over geological time. *Journal of Geodynamics* 34, 265-307.
- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A. and Albarede, F., (1990).** A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *Journal of Geophysical Research* 95, 17605 - 17629.
- Adel, Satouh. (2017).** Caractéristiques pétrologiques, géochimiques et isotopiques des roches ultrabasiques de la région de Collo, (NE Algérie) Thèse de Doctorat/ Ph. D, Université Université Badji Mokhtar-Anna, 112P.
- Aditi, M. A. R., Mayukhee, D., Sankar, P. P. (2012).** Petrology, geochemistry of hornblende gabbro and associated dolerite dyke of Paharpur, Puruliya, West Bengal: Implication for petrogenetic process and tectonic setting. *Journal of Earth System Sci.* 121, No. 3, pp. 793–812c.
- Aguilar, C., Alkmim, F.F., Lana, C., Farina, F., (2017).** Palaeoproterozoic assembly of the São Francisco craton: New insights from U-Pb titanite and monazite dating. *Precambrian Research*. 289, 95–115.
- Ako, T. A., Vishiti, A., Ateh, K. I., Kedia, A. C. and Suh, C. E. (2015).** Mineral Alteration and Chlorite Geothermometry in Platinum Group Element (PGE)-bearing meta-ultramafic rocks from South East Cameroon. *Journal of Geosciences and Geomatics*, 3 (4): 96-108.
- Aller, J., Bastida, F., Toimil, N.C., Bobillo-Ares, N.C. (2004).** The use of Conic sections for the geometrical analysis of folded surface profiles. *Tectonophysics* 379, 239–254.
- Almeida, F. F., Brito de Neves, B. B., Carneiro, C. D. R. (2000).** The origin and evolution of the south American Platform. *Earth Science Review*, 500 77-111.
- Almeida, F. F., Hasui, Y., Brito de Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981).** Brazilian structural provinces. *Earth Sciences Review* 17, 1-29.
- Altigani, M.A.H., Merkle, R.K.W., Dixon, R.D. (2016).** Geochemical identification of episodes of gold mineralisation in the Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Ore Geology Reviews* 75 (2016) 186–205.
- Anhaeusser, C.R., Mason, R., Viljoen, M.J., Viljoen, R.P. (1969).** A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *Geological Society of America Bulletin* 80, 2175–2200.
- Anhaeusser, C.R. (1973a).** The evolution of the early Precambrian crust of southern Africa. *Philosophical Transactions of The Royal Society of London A* 273, 359–388.
- Arndt, N.T. (1994).** Archean komatiites. In: Condie, K.C. (Ed.), *Archean Crustal Evolution, Developments in Precambrian Geology*, vol. 11. Elsevier, Amsterdam, pp. 11e44.
- Arndt, N.T., Goldstein, S.L. (1989).** An open boundary between lower continental crust and mantle: its role in crust formation and crustal recycling. *Tectonophysics* 161(3):201-212

- Aye, B.A., Sababa, E., Ndjigui, P.-D. (2017).** Geochemistry of S, Cu, Ni, Cr and Au-PGE in the garnet amphibolites from the Akom II area in the Archaean Congo Craton, Southern Cameroon. *Chemie der Erde* 77, 81–93.
- Baines, T.L. (1877).** The Gold Regions of South Eastern Africa. Edward Stanford, London (reprinted 1968 by Books of Rhodesia Publications Company, Bulawayo).
- Barbosa J. S. F., Sabaté P. (2004).** Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, 133; 1-27.
- Barbosa, J.S.F., Sabaté, 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.
- Bartes, R.L. and Jackson, J.A. (1980).** Glossary of Geology. American. Geology. Institute. Falls Church, Va., 2nd Edition.
- Bastida, F., Aller, J., Bobillo-Ares, N.C., (1999).** Geometrical analysis of folded surfaces using simple functions. *Journal of Structural Geology* 21,729–742.
- Batumike, J.M., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Belousova, E.A. (2007).** U–Pb and Hf-isotope analyses of zircon from the Kundelungu Kimberlites, D.R. Congo: Implications for crustal evolution. *Precambrian Research*.156, 195–225.
- Bell, R. (1873).** Report on the Country between Lake Superior and Lake Winnipeg. Geological Survey of Canada, Report on Progress 1872–1873, pp. 87–111.
- Bitom L. D. (1988).** Organisation et évolution d'une couverture ferrallitique en zone tropicale humide (Cameroun). Genèse et transformation d'ensembles ferrugineux indurés profonds. Thèse de Doctorat d'Etat. Université de Poitiers, 164p.
- Bjerga, A., Konopásek, J., Pedersen, R.B. (2015).** Talc-carbonate alteration of ultramafic rocks within the Leka Ophiolite Complex, Central Norway. *Lithos* 227, 21–36.
- Bonin, B., Azzouni, Sekkal A., Bussy, F., Ferrag, S. (1998).** Alkali-calcic and alkaline postorogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos* 45, 45-70.
- Bonin, B. (2004).** Les magmas contemporains mafiques et felsiques des régimes post collisionnels à internes à la plaque impliquent-ils nécessairement deux sources contrastées, le manteaux et la crustale? Une critique. *Lithos* 78, 1-24.
- 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 Archaean Congo craton. *Journal of African Earth Sciences* 149:215–234.
- Bouyo, H.M., Zhao, Y., Penaye, J., Zhang, H. S., Njel, O. U. (2015).** Neoproterozoic subduction related metavolcanic and metasedimentary rocks from the Rey Bouba Greenstone Belt of north-central Cameroon in the Central African Fold Belt: New

insights into a continental arc geodynamic setting. *Precambrian Research* 261, 40-50.

- Bouyo Houketchang, M., Penaye, J., Barbey, P., Toteu, S.F., Wandji, P. (2013).** Petrology of high-pressure granulite facies metapelites and metabasites from Tcholliré and Banyo regions: geodynamic implication for the Central African Fold Belt (CAFB) of north-central Cameroon. *Precambrian Res.* 224, 412–433.
- Bouyo Houketchang, M., Penaye J., Njel U.O., Moussango A.P.I., Sep J.P.N., Nyama B.A., Wassouo W.J., Abate J.M.E., Yaya F., Mahamat A., Ye Hao, Wu Fei, (2016).** Geochronological, geochemical and mineralogical constraints of emplacement depth of TTG suite from the Sinassi Batholith in the Central African Fold Belt (CAFB) of northern Cameroon: Implications for tectonomagmatic evolution. *Journal of African Earth Science.* 116, 9- 41. [doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.12.005](https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.12.005)
- 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 (2020) 40–66.
- Brito de Neves, B. B. (1975).** Regionalização geotectónica do Pré-Cambriano Nordeste. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência 198p.
- Brito de Neves, B. D., Van Schumus, W. R., and Fetter, A. (2001).** North-Western Africa-North-Eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences*, 34, 275-278.
- Brown, M. (2009).** Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record, in Cawood, P.A., and Kröner, A., eds., *Earth accretionary systems in space and time: Geological Society of London Special Publication* 318, p. 37–74.
- Bruguier, O., Hammor, D., Bosch, D. & Caby, R. (2009).** Miocene incorporation of peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough Massif, NE Algeria): implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean. *Chemical Geology* 261: 171-183.
- Bruguier, O., Bosch D., Pidgeon R.T., Byrne D. & Harris L.B. (1999).** U-Pb chronology of the Northampton Complex, Western Australia - evidence for Grenvillian sedimentation, metamorphism and deformation and geodynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 136: 258-272.
- Burke, K. (1997).** Foreword. In: de Wit, M.J. and Ashwal, L.D. eds., *Greenstone Belt. Oxford monographs on geology and geophysics*, N°35 pp. V-VII.
- Caby, R., Sial, A. N., Arthaud, M. and Vauchez, A. (1991).** “Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in northeast Brazil. In Dallmeyer and Lécroché (Eds.): *The west African orogens and circum-Atlantic correlatives*”, Springer-Verlag, 373-397.

- Carneiro, M.A., (1992).** O complexo Metamórfico do Bonfim Setentrional, 45. REM: Revista da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, pp. 155–156.
- Castaing, C., Feybesse, J.L., Thiéblemont, D., Triboulet, C., Chèvremont, P. (1994).** Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano Orogen; closure of an oceanic domain or intercontinental convergence between major blocks. *Precambrian. Research.* 69, 327-344.
- Chapple, W.M. (1968).** A mathematical theory of finite-amplitude rock-folding. *Geological Society of America Bulletin* 79, 47– 68.
- Chaudhuri T., Mazumder R., Arima M. (2015).** Petrography and geochemistry of Mesoarchean komatiites from the eastern Iron Ore belt, Singhbhum craton, India, and its similarity with ‘Barberton type komatiite. *Journal of African Earth Sciences* 101, 135–147. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.09.014>.
- Chebeu, C., Ngo Nlend, C.D. Nzenti J-P. & Ganno, S. (2011).** Neoproterozoic high-K calc-alkaline granitoids from Bapa-Batié, North Equatorial Fold Belt, Central Cameroon: petrogenesis and geodynamic significance. *The Open Geology Journal* 5, 1-20.
- Chombong, N.N., 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., 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 Neoarchean Nyong unit in southern Cameroon. *Applied Earth Sciences* <http://dx.doi.org/10.1080/03717453.2017.1345507>. *Clermont Ferrand* 2, 185p.
- Clifford, T.N. (1970).** The structural framework of Africa. In: T.N. Clifford et I.G. Gass (éds.), *African magmatism and Tectonics*. Oliver and Boyd, Edinburgh, p. 1-26.
- Coleman, R.G. (1977).** *Ophiolites. Ancient Oceanic Litosphere?* *Rocks and Minerals.* 12. Springer Verlag. New York, pp.229.
- Condie, K.C. (1994).** Greenstones through time. In *Archean crustal evolution, Developments in Precambrian Geology*, 11, 85-120.
- Condie K. C. and Harrison, N. M. (1976).** Geochemistry of the Archean Bulawayan Group, Midlands greenstone belt, Rhodesia. *Precam. Res.*, 3(3): 253-271.
- Corfu, F. (2004).** U–Pb geochronology of the Leknes Group: an exotic Early-Caledonian metasedimentary assemblage stranded on Lofoten basement, NNorway. *Journal of the Geological Society, London*, 161, 619 –627.
- 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* : 9,2, 221-226.

- Cornacchia, M., Giorgio, 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, Paris*, 308, II, 107-110
- Criaud, J. (1985).** Géographie du Cameroun. Nouvelle édition : les Classiques Africains.
- D'Agrella-Filho, M.S., Feybesse, J.L., Prian, 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.
- Dada, S.S., Lancelot, J.R. and Briquieu, L. (1989).** Age and origin of the annular charnockites complex at Toro, Northern Nigeria: U-Pb and Rb-Sr evidence. *Journal of African Earth Sciences*. 9, 2, 227-23.
- Danguene, P. E. Y. (2012).** Géologie de la région de Bossamgoa-Bossembélé au Nord-Ouest de la République Centrafricaine (chaîne panafricaine Nord Equatoriale) : Pétrogenèse, structurogenèse et géochronologie). Thèse de Doctorat. PhD; Université de Yaoundé I, 121p.
- 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*, 2014, Volume 2, No. 4, 151-164.
- Dantas, E., Van Schmus, W. R., Hackspacher, P., Brito Neves, B. B., Magini, C. (1998)** Reconstituição de faixas movies transamazônicas ao norte do lineamento Patos. *Anais, XL Congresso Brasileiro de Geologia*, Belo Horizonte, 48p.
- Davies, D. W. (1992).** Plates and plumes: dynamos of the Earth's mantle, *Science*, 257, pp.493-494.
- Davison, I and Alvez Dos Santos, R. (1989).** Tectonic evolution of the Sergipano fold belt, NE Brazil, during the brasiliano orogeny. *Precambrian Research*, 45, 319-342.
- De la Roche. H. (1965).** Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises. *Geologische Rundschau*, 55, 274-301.
- De Wit, M.J. (2004).** Archean greenstone belts do contain fragments of ophiolites. In: Kusky, T.M. (Ed.), *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*. Development in *Precambrian Geology*, vol. 13, pp. 599–614.
- De Wit, M.J. (1998).** On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? *Precambrian. Res.* 91, 1-2, 181-226.
- Debret, B. (2013).** Serpentinites, vecteurs des circulations fluides et des transferts chimiques de l'océanisation à la subduction : exemple dans les Alpes occidentales Thèse de Doctorat/ Ph. D, Université blaise pascal. 454 p.

- Deshmukh, S.D., Hari K. R., Diwan, P., Manu Prasanth M. P. (2017).** Geochemistry and petrogenesis India. *Journal of Geoscience Research* 2(1):69–74 distribution and relationships to other gold deposit types. *Ore Geology Revue.* 13, 7–27.
- Deshmukh, S.D., Hari, K.R., Diwan, P., Manu Prasanth, M.P. (2018).** Geochemistry and petrogenesis India. *Journal of Geoscience Research* 2(1):69–74 distribution and relationships to other gold deposit types. *Ore Geology. Revue.* 13, 7–27.
- Dewey, J. F. and Bird, J. H. (1970).** Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysic Research.* 75; 2625-2647.
- Dewey, J. F, Windley, B. F. (1981).** Growth and differentiation of the continental-crust *Philosophical Transactions of the Royal Society of London: Series a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 301, 189-206.
- Drolet, M.M. (2011).** WikiMetallogenica, Département de Géologie et Génie Géologique, Université Laval.
- Dubé, B. et Gosselin P. (2007).** Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposit, compris dans Goodfellow, W.D., ed., *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No.5*, p.49-73.
- Dumont, J.F. (1986).** Identification par télédétection de l'accident de la Sanaga (Cameroun). Sa position dans le contexte des grands accidents d'Afrique Centrale et de la limite nord du craton congolais. *Géodynamique* 1, 13–19.
- Durrheim, R. J., Walter, D., Mooney, (1994).** Evolution of the Precambrian lithosphere: seismology and geochemical constraints. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. B8, pp. 15359-15374.
- Ebah Abeng, A.S., Ndjigui, P-D., Aye, A.B., Tessontsap Teutsong., Bilong, P. (2012).** Geochemistry of pyroxenites, amphibolites and their weathered products in the Nyong unit, SW Cameroon: Implications for Au-PGE exploration. *Journal of Geochemical Exploration* **114**, 1-19.
- 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<sup>e</sup> cycle, University of Orléans.
- Enjolvy, R. (2008).** Processus d'accrétion crustale et régimes thermiques dans le bouclier des Guyanes : signatures géochimiques et thermochronologiques au transamazonien (2250-1950Ma) Thèse de Doctorat/Ph.D, Université Montpellier II (France) 301p.
- Ekwueme, B. N and Kröner, A. (1997).** Zircon evaporation ages and chemical composition of a migmatitic in the Obudu plateau: evidence for Paleoproterozoic (ca 1789 Ma) component in the basement complex of southeastern Nigeria. *Journal of Mining and Geology*, 33: 81-88.

- 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.
- Foucault, A., Raoult, J.F. (2000).** Dictionnaire de géologie. Ed. *Dunod*, 380 p.
- Fuanya, C., Yongue, F.T., Kankeu, B. (2014).** Geological study of gold indices at Ako'ozam, Akom II region (South Cameroon). *Sciences Technologies et Développement* 15, 98-106.
- Furnes, H., Dilek, Y., De Wit, M. J. (2013).** Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. *Gondwana Research* 27(2):649–685.
- Ganade de Araujo, C.E., Rubatto, D., Hermann, J., Cordani, U.G., Caby, R., Basei, M.A.S. (2014).** Ediacaran 2,500 km long synchronous deep continental subduction in the West Gondwana Orogen. *Nat. Commun.*<https://doi.org/10.1038/ncomms6198>.
- Ganade de Araujo, C.E., Cordani, U.G., Agbossoumondé, Y., Caby, R., Basei, M.A.S. (2016).** Tightening-up NE Brazil and NW Africa connections: new U-Pb/Lu-Hf zircon data of a complete plate tectonic cycle in the Dahimey belt of the West Gondwana Orogen in Togo and Benin. *Precambrian Research.* 276, 24-42.
- 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 Youndé I, 161p
- Ganno, S., Ngnotue, T., Kouankap Nono, G.D., Nzenti, J.P., Notsa, F.M. (2015a).** 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., Moudioh, C., Nzina Nchare, A., Kouankap Nono, G.D., Nzenti, J.P. (2015b).** Geochemical fingerprint and iron ore potential of the siliceous itabirite from palaeoproterozoic Nyong series, Zambi area, southwestern Cameroon. *Resources. Geology.* 66 (1), 71–80.
- Ganno, S., Nzenti, J-P., Ngnotué, T., Kankeu B. & Kouankap Nono, G. D. (2010).** Polyphase deformation and evidence for transpressive tectonics in the Kimbi area, Northwestern Cameroon Pan-African Fold Belt. *Journal of Geology and Mining Research* 4 (2), 001-015.
- 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.

- Ganwa, A. A., Klötzli, U.S., Christoph, H. (2016).** Evidence for Archean inheritance in the pre-panafrican crust of central Cameroon: Insight from zircon internal structure and La/Mc ICP-MS U/Pb ages. *Journal of African Earth Sciences* 120, 12-22.
- Ganwa, A.A., Frisch, W., Siebel, W., Ekodeck, G. E., Shang, C. K., Ngako, V. (2008a).** Archean inheritances in the pyroxene–amphibole-bearing gneiss of the Méiganga area (Central North Cameroon): Geochemical and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age imprints. *Compte Rendu Géoscience* 340, 211–222.
- Garrels, R.M., Mackenzie, F.T. (1971).** *Evolution of Sedimentary Rocks*. New York, NY, USA: WW Norton and Company Inc.
- Gascombe, B. D., Passchier C. W. (2003).** Asymmetric boudins as shear sense indicators- an assessment from field data. *Journal of structural Géology* 25, 575-589.
- Gazel, J. et Guiraudie, C. (1965).** Carte géologique de reconnaissance à l'échelle 1/500000, feuille Abong-Mbang Ouest, plus notice explicative. Imprimerie nationale de Yaoundé, 28p.
- Ghosh, S.K., Sengupta, S. (1999).** Boudinage and composite boudinage in superposed deformation and syntectonic migmatization. *Journal of structural Géology* 21, 97-110.
- Giresse, P. (1990).** Esquisse géologique de l'Afrique centrale occidentale. In: Lanfranchi Raymond (ed.), Schwartz Dominique (ed.). *Paysages quaternaires de l'Afrique central atlantique*. Paris: ORSTOM, p. 15-19. (Didactiques). ISBN 2-7099-1022-5.
- Goldfarb, R. J., Groves, D.I., et Gardoll, D. (2001).** Orogenic gold and geologic time: A global synthesis: *Ore geology Reviews*, v.18, p.1-75.
- Goldstein, G. A. (1988).** Factors affecting kinematic interpretation of asymmetric boudinage in shear zones. *Journal of Structural Geology* 10,707-715.
- 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*, 127p.
- Goodwin, A.M. (1976).** Giant impacting and development of continental crust. In: *The early history of the Earth*. B.F. Widley ed. John Wiley and Sons, London.77-95.
- Goodwin, A.M. (1968b).** Archean protocontinental growth and early crustal history of the Canadian Shield. *Proc. 23<sup>rd</sup> International Geology Congress*, 1:69-89.
- Groves D.I., Phillips N., Ho S.E., Houstoun S.M., Standing C.A. (1987).** Craton-scale distribution of Archaean greenstone gold deposits: predictive capacity of the metamorphic model. *Economic Geology*, 82, pp. 2045-2058.

- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., Robert, F. (1998).** Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationships to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.* 13, 7–27.
- Guerrot, C., Feybesse, J. L., et Johan, V. (1994).** La série de Massima (Gabon): une greenstone archéenne engagée dans la tectonique collisionnelle protérozoïque inférieur. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences.* 318, 367-374.
- Hall, R. P., Hughes, D. J., Friend, R. L. (1985).** Geochemical evolution and unusual pyroxene chemistry of the MD tholeiite dyke swarm from the Archean craton of southern west Greenland. *Journal of Petrology,* 253 – 282.
- Hamilton, W.B. (1998).** Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian. Research.* 91, 1-2, 143-179.
- Holdaway, M. J. (1971).** Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram, New Hampshire. *American Journal of Sciences.* 271, 97-131.
- Holland, T. & Blundy, J. (1994).** Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole–plagioclase thermometry. *Contribution. Mineral. Petrologie.* 116, 433–447
- Hou, K.J., Li, Y.H., Tian, Y.R. (2009).** In situ U-Pb zircon dating using laser ablation-multi ion counting-ICP-MS. *Mineral Deposits* 28, 481–492 (in Chinese with English Abstract)
- Hudleston, P.J. (1973b).** The analysis and interpretation of minor folds developed in the Moine rocks of Monar, Scotland. *Tectonophysics* 17, 89– 132.
- Hunter, M.A., Bickle, M.J., Nisbet., E.G., Martin, A., Chapman, H.J. (1998).** Continental extension setting for the Archean Belingwe Greenstone belt, Zimbabwe. *Geology* 26: 883-886.
- Hutchinson, R.W. (1981).** Metallogenic evolution and Precambrian tectonics. In: A. Kroner ed., *Precambrian tectonics. Developments in Precambrian geology, N4., Elsevier,* pp.733-759
- 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.
- Jahn, B.-M., Vidal, P. and Tilton, G.R. (1980).** Archean mantle heterogeneity: evidence from chemical and isotopic abundances in Archean igneous rocks. *Philosophical Transactions of Royal Society London,* A297, 353-364.
- Johan, V. (1985).** Etude pétrographique de la série de l'Ogooué (Gabon). Note technique du Bureau géologique de la Recherche Minière 85GEO EP 16, 17p.
- Jung, C., Jung, S., Hoffer, E., Berndt, J. (2006).** Petrogenesis of Tertiary mafic alkaline magmas in the Hocheifel, Germany. *Journal of Petrology* 47 (8), 1637–1671.

- Kamguia Woguia, B. (2011).** Evolution tectono-métamorphique des formations de Mintanyé-Lolodorf (Sud-Cameroun). Mémoire de Master, Université de Yaoundé I. 59p.
- Kankeu, B., Greiling, R.O. and Nzenti J.P., 2009.** Pan-African strike-slip tectonics in eastern Cameroon-Magnetic fabrics (AMS) and structure in the Lom basin and its gneissic basement (Bétare-Oya area). *Precambrian Research*.
- Kankeu, B., Nzenti, J.P., Greiling, R.O., Ganno, S., Ngnotué, T., Bassahak, J., Hell, V. (2010).** Application de la technique de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) à l'identification des structures géologiques: le cisaillement panafricain de Bétaré-Oya dans le district aurifère de l'Est Cameroun. *Annales Faculté des Sciences, série Sciences de la Terre* 38 (1), 17-29.
- Kerr, A.C., Rosalind, V., Saunders, A.D. (2000).** LIP reading: recognizing oceanic plateaux in the geological records. *Journal of Petrology*. 41, 1041–1056.
- Kochemasov G.G. (1983).** The Congo craton: an old impact structure? Lunar and Planetary Institute, NASA Astrophysics Data System.
- 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, 118p.
- Kouankap Nono, G.D., Nzenti, J.P., Suh Cheo, E., Ganno, S. (2010).** Geochemistry of ferriferous, high-K calc-alkaline magmas from the Banefo-Mvoutsaha Massif (NE Bafoussam), Central Domain of the Pan-African Fold Belt, Cameroon. *The Open Geology Journal* 4: 15-28.
- Kusky, T.M. (1997).** Principles of Precambrian Geology (book review). *GSA Today*, 7 (5), pp 29-34.
- Lahaye, Y., Arndt, N.T. (1996).** Alteration of a komatiite flow from Alexo, Ontario. *Journal of Petrology* 37, 1261e-1284.
- Lasserre, M., Soba, D. (1976).** Age Libérien des granodiorites et des gneiss à pyroxènes du Cameroun Méridional. *Bulletin BRGM* 2 (4), 17–32.
- Lavreau, J. (1982).** The Archaean and lower Proterozoic of Central Africa. *Rev. 17 Brasil Geosciencias*, 12, 187-192.
- Lavreau, J., Poidevin, J. L., Ledent, D., Liegeois, J. P., and Weis, D. (1990).** Contribution to the geochronology of the basement of Central African Republic. *Journal of African Earth Sciences*, 11, 1/2, 69-82.

- Le Maître, R.W. (1976).** The chemical variability of some common rocks. *Journal of Petrology* 17, 4, 589 - 637.
- 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.
- Lee, Cin-Ty, A., Luffi, P., Plank, T., Dalton, H., Leeman, W.P. (2009).** Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas. *Earth Planet Sciences. Letter.* 279, 20-33.
- 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., Stone, W.E. (1996).** Exploration geochemistry of komatiites. In: Wyman, D.A. (Ed.), *Igneous Trace Element Geochemistry: Applications for Massive Sulphide Exploration*, Short Course, vol. 12. Geological Association of Canada, pp. 153e204.
- Leshner, C.M., Stone, W.E., Arndt, N.T. (1997).** Nd Isotope Geochemistry of Komatiites of Komatiites in the Qbitibi-Pontiac Greenstone Belt. Geological Association of Canada Mineralogical Association of Canada Annual Meeting, Ottawa Program with Abstracts 22, p. A88.
- Lisle, R.J., Fernandez Martinez, J.L., Bobillo-Ares, N., Menendez, O., Aller, J., Bastida, F. (2006).** Fold profiler: a Matlab—based program for fold shape classifications. *Computers & Geosciences* 32, 102–108.
- Liu, Y., Liu, X.M., Hu, Z.C., Diwu, C.R., Yuan, H.L., Gao, S. (2007).** Evaluation of accuracy and long-term stability of determination of 37 trace elements in geological samples by ICP-MS. *Acta Petrol. Sin.* 23, 1203–1210 (in Chinese with English abstract).
- Ludwing, K.R. (2008).** User’s Manual for IsoPlot 4.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA
- Logan W.E. (1863).** Report on the geology of Canada. Geological Survey of Canada, Progress Report for 1863, Dawson Bros., Montreal, Quebec, 983 pp.

- Loose D., Schenk, V. (2018).** 2.09 Ga old eclogites in the Eburnian Transamazonian orogen of southern Cameroon: significance for Palaeoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research* 304:1–1.
- Loubat H. (1968).** Etude pétrographique des ophiolites de la zone du Versoyen, Savoie (France). Province d'Aoste (Italie). *Arch. Se. Genève*, Vol. 21, fasc. 3, pp. 265-457.
- Ludden, J., Gelienas, L., Trudel, P. (1982).** Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Quebec: 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences* 19, 2276e2287.
- MacGeehan, P.J., MacLean, W.H. (1980).** An Archaean sub-seafloor geothermal system, calc-alkali trends, and massive sulphide genesis. *Nature* 286:767–771.
- 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-Bossebele Basement, Northwestern Central African Republic *The Open Geology Journal*, 5, 21-32.
- 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, CMR 066, 274 pp.
- Mayaga-Mikolo, F. (1996).** Chronologie des événements sédimentaires, magmatiques et tectono-métamorphiques du Précambrien d'Afrique centrale occidentale (Gabon) : tectogenèse Ogooué et héritage archéen. Thèse de Doctorat: TERRE, OCEAN, ESPACE: Clermont Ferrand 2, 185p.
- McDonough, W.F., Sun, S.-S. (1995).** The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120.
- Medeiros, V. C. 1998.** Folha Garanhuns (SC.24-Y-B): integração geológica. CPRM, Recife, unpublished internal report, 22p.
- Messi, O. (2008).** Etude pétrologique et structurale du secteur de Lolodorf (Département de l'Océan, Sud-Cameroun). Mémoire de D.E.A, Université de Yaoundé I, 66p.
- Messi, O.E.J., Owona, S., Mvondo, O.F., Ntomba, M.S., Akame, J.M., Koum, S., Mvondo O. J. (2013).** Analyse morphotectonique par couplage d'un modèle numérique de terrain (MNT) et des données de terrain d'une portion de zone mobile paléoproterozoïque de la région de Lolodorf (Complexe du Nyong, SW Cameroun); *Science; Technologie et Développement*, volume 15, pp 24-39.
- Métang, V. (2015).** Cartographie géologique du secteur de Matomb-Makak (centre-sud Cameroun) : implications sur l'évolution géodynamique du groupe panafricain de Yaoundé. Thèse de Doctorat/Ph.D, Université de Yaoundé I, 263 P.
- Metcalf, R. V., Shervais, J. W. (2008).** Suprasubduction-zone ophiolites: Is there really an ophiolite conundrum? *Geological Society of America Pap* 438:191–222.

- Miyashiro, A. (1974).** Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274, 321-355.
- Mottl, M.J. (1983).** Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. *Bulletin of the Geological Society of America* 94(2):161–180.
- Mvondo, O.J. (2009).** Caractérisation des événements tectoniques dans le domaine sud de la chaîne au Cameroun : styles tectoniques et géochronologie des séries de Yaoundé et de Bafia. Thèse de Doctorat/Ph.D, Université de Yaoundé I, 160p.
- Mvondo, H., Den Brok, S.W.J., Mvondo Ondo, J. (2003).** 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. *Can. J. Earth Sci.* 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, 179p.
- Ndema Mbongue 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*, vol. 2, 62-75.
- Ndime, E. N., Ganno, S., & 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.
- Ndjigui, P. D. (2008).** Altération supergène des serpentinites et distribution des éléments du groupe du platine dans les profils latéritiques du complexe ultrabasique de Lomié (Sud-Est Cameroun). Thèse de Doctorat/PhD, Université de Yaoundé I, 284 pp.
- Ndong, B. F. (2016).** Études pétrographique, structurale, géochimique et géochronologique de la chaîne de Ngovayang à Lolodorf-Bibindi (Sud Cameroun). Thèse de Doctorat/Ph.D, Université de Yaoundé I, 159p.
- Ndong, B. F., Sobdjou, K.C., Mero Y., Ntomba M. S., Nzenti, J.P., Mvondo.O.J. (2016a).** Origin and Tectonic Framework of the Ngovayang Iron Massifs, South Cameroun. *Science Research* 4.1.11-20.
- Ndong. B.F., Nfada, L., Ntomba, M. S., Atouba, O.C.L., Nzenti, J.P., Mvondo, O. J. (2016b).** Chemical character of the Ngovayang gneisses in the northwestern border of the Congo craton (south Cameroun): sources and geotectonic framework. *International Journal of Innovation and Applied Studies* 14, 4, 976-996.

- 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., 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, Paris*, tome 303, II, 75-80.
- Neves, S.P., Alcantara, V. C. (2010).** Geochemistry of orthogneisses and metasedimentary rocks across a proposed terrane boundary in the central Domain of Borborema Province, NE Brazil: Geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 498-511.
- Neves, S. P., Bruguier, O., Bosch, D., Silva, J. M. R., and 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. (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 (2006) 197–216.
- Neves, S. P., Melo, S. C., Moura, C. A. V., Mariano, G., and Silva, J. M. R. (2004).** Zircon PbPb geochronology of the Caruaru area, northeastern Brazil: Temporal constraints on the Proterozoic evolution of Borborema Province. *International Geology Review*, v. 46, p.52-63.
- Newton, R. C. and Perkins, D. (1982).** Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. *American Mineral.* 67, 203-222.
- 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. *Scientific Research, Journal of Geology*, 1, 17-36.
- Nga essomba T.P. (2011).** Etude Tectono- Métamorphique des migmatites ferrifères de Minlongo- Lolodorf (Région du Sud- Cameroun). Mémoire de Master, Université de Yaoundé I. 58p.
- Nga Essomba Tsoungui, P., Ganno, S., Tanko Njiosseu, E. L., Ndema Mbongue, J. L., Kamguia Woguia, B., Soh Tamehe, L., Nzenti, J. P. (2019).** Geochemical constraints on the origin and tectonic setting of the serpentinized peridotites from the Paleoproterozoic Nyong series, Eseka area, SW Cameroon. *Acta Geochimica*. doi:10.1007/s11631-019-003684.

- Ngako, V. (1986).** Evolution métamorphique et structurale de la bordure Sud-Ouest de la "série de poli", segment Camerounais de la Chaîne Panafricaine. Mémoire et documents du C.A.E.S.S., 5, 185p.
- 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, Paris 313, 457–463.
- Ngene Bingan, J.M. (2003).** Evolution tectono métamorphique de la région de Souhe- Eséka (Province du Centre). Etude préliminaire. Mémoire de DEA, Université de Yaoundé I. 86p.
- Ngotué, 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.
- Ngo Bidjeck, L.M. (2004).** L'altération des roches basiques et ultrabasiqes du Sud-Ouest Cameroun et ses implications métallogéniques. Cas du complexe d'Abiéty-Yenjok. Thèse de Doctorat /Ph.D, Université de Yaoundé I, 267 p.
- Nimis P., Tesalina S. G., Omenetto P. et al. (2004).** Phyllosilicate minerals in the hydrothermal mafic- ultramafic-hosted massive-sulfides deposit of Ivanovka (Southern Urals): comparison with modern ocean seafloor analogues. Contrition. Mineral. Petrology. 147, 363-383.
- Nitescu, B., Cruden, A.R., Bailey, R.C. (2006).** Crustal structure and implications for the tectonic evolution of the Archean Western Superior craton from forward and inverse gravity modeling. Tectonics, Vol. 25, TC1009, pp. 1-16.
- Njanko, T. (1999).** Les Granitoïdes calco-alcalins syn-cisaillement de la région de Tibati (domaine Central de la Chaîne Panafricaine): Leur signification géodynamique par rapport à la tectonique panafricaine. Thèse Doctorat 3<sup>ème</sup> cycle, Université de Yaoundé I, 158p.
- 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.
- Nkoumbou, C., Yonta-Ngoune, C., Villiéras, F., Njopwouo, D., Yvon, J., Ekodeck, G.E., Tchoua, F. (2006a).** Découverte de roches à affinité ophiolitique dans la chaîne panafricaine au Cameroun: les talcschistes de Ngoung, Lamal Pougué et Bibodi Lamal. Comptes Rendus Geoscience 338: 1167–1175.

- Noce, C.M. (1995).** Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais Unpublished Ph.D. Thesis. University of São Paulo, São Paulo, Brazil. 129.
- Nomo, N.E., Tchameni, R., Vanderhaeghe, O., Fenguye, S., Barbey, P., Tekoum, L. Fosso, T.P.M., Eglinger, A., Saha, F.N.A. (2017).** Structure and LA –ICP-MS zircon U-Pb dating of syntectonic plutons emplaced in the Pan-Qfrican Banyo-Tcholiire shear zone (central north Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 131, 251-271.
- Nsifa, N.E. (2005).** Magmatisme et évolution géodynamique de l'Archéen au Protérozoïque de la bordure nord-ouest du craton du Congo (complexe du Ntem) au Sud-Ouest Cameroun. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Yaoundé I, 297.
- 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'Etat Université Cheikh Anta Diop –Université de Nancy I, 176 p.
- Nzenti, J.P., Abaga, B., Suh, C.E., Nzolang, C. (2010).** Petrogenesis of peraluminous magmas from the Akum-Bamenda Massif, Pan-African Fold Belt, Cameroon. *International Geology Review*. 1, 1-29.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Tchoua, F.M. (1999).** Evolution crustale au Cameroun: éléments pour un modèle géodynamique de l'orogénèse néoproterozoïque. In *Géologie et environnements au Cameroun*, Vicat et Bilong editors, collection Geocam 2, 397-407.
- 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. In *Géologie et environnement au Cameroun*, Vicat et Bilong editors, Collection Geocam I, 255 –264.
- 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<sup>e</sup> réunion des Sciences de la Terre, Nancy, France, 99 P.
- Nzenti, J.P., Barbey, P., Macaudiere, J. and Soba, D. (1988).** Origin and evolution of late Precambrian high - grade Yaounde gneisses (Cameroon). *Precambrian Research.*, 38, 91 – 10.
- 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, II, 17, 1197-1199.

- 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 Academic Sciences* 7, 95–109.
- Nzina Chare, A., Nzenti, J. P., Tanko Njiosseu, E. L., Ganno, S. and Ngnotué, T. (2010).** Synkinematic ferro-potassic magmatism from the Mekwene-Njimafofire Fouban Massif, along the Fouban-Banyo shear zone in central domain of Cameroon Pan-African fold belt. *Journal of Geology and Mining Research* Vol. 2(6). 142-158.
- Nzolang, C., Kagami, H., Nzenti, J. P., and 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 Archean 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, 164e175.
- Oliveira, E.P., Windley, B.F., McNaughton, N., Pimentel, M., Fletcher, I.R. (2004).** Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Paleoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco Craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significance for orogen-parallel escape tectonics. *Precambrian Research* 128, 143-165.
- Ordóñez-Calderón, J.C., Polat, A., Fryer, B.J., Gagnon, J.E., Raith, J.G., Appel, P.W.U. (2008).** Evidence for HFSE and REE mobility during calc-silicate metasomatism, Mesoarchean (w3075 Ma) Ivisartoq greenstone belt, southern West Greenland. *Precambrian Research* 161, 317e340.
- Oslisly, R. (2001).** The history of human settlement in the middle Ogoúé valley (Gabon): implications for the environment. In: weber W, White LJT, Vedder A, Naughton-Treves L, editors. *African Rain Forest Ecology and Conservation*. New haven: Yale University Press, 101-108p.
- Owona, S., Schulz, B., Ratschbacher, L., Mvondo Ondoa, J., Ekodeck, G. E., Tchoua, M. F., Affaton, P. (2011a).** 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.
- Owona, S., Schulz, B., Ratschbacher, L., Mvondo Ondoa, J., Ekodeck, G. E., Tchoua, M. F., Affaton, P. (2011b).** Pan-African metamorphic evolution in the Southern Yaounde Group (Oubanguide Complex, Cameroon) as revealed by EMP-Monazite dating and thermobarometry and garnet metapelites. *Journal of African Earth Sciences* 59, 125-139.
- 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.

- Pearson, V. (2007).** Fertilité des petites ceintures de roches vertes archéennes, Rapport, projet CONSOREM 2004-01,134p.
- Pearce, J. A. (1982).** Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe RS (ed) Andesites. Wiley, Chidester, pp 525–548.
- Pearce, J.A., Peate, D.W. (1995).** Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences 23, 251-285.
- 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 pan-africaine. Thèse Doctorat de l'INPL, 196p.
- 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 Académie des Sciences 317, 789-794.
- 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, Série II, pp. 315-318.
- 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 Central African Belt in Cameroon: extension and evolution. Journal of African Earth Sciences. 39, 159-164.
- Pereira, E., Jose R., Bernardo R. (2003).** Synopsis of Lunda geology, NE Angola: Implications for diamond exploration: Comun.Institut of Geology. Mineiro,1. 90, pp. 189-212.
- Pidgeon, R.T. (1992).** Recrystallization of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. Contributions Mineralogy and Petrology 110:463-472.
- Pin, C. and Poidevin, J. L. (1987).** U/Pb zircon evidence for a pan-african granulite facies metamorphism in the Central African Republic. A new interpretation for the high grade series of northern border of the Congo craton. Precambrian Research., 36, 303-312.
- Poidevin, J.L. (1983).** La tectonique panafricaine à la bordure nord du craton congolais : Annales Musée Royal d'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, Série 8, Sciences Géologiques 91, 75p.
- Poidevin, J. L. (1991).** Les ceintures de roches vertes de la République centrafricaine (Mbomou, Banda, Boufoyo, Bogoin). Thèse Doctorat d'Etat, Université Clermont-Ferrand II, 44p.

- 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.
- Polat, A. (2013).** Geochemical variations in Archean volcanic rocks, southwestern Greenland: traces of diverse tectonic settings in the early Earth. *Geology* 41(3):379–380.
- Polat A, Hofmann, A. W., Thorleif, R. M. (2002).** Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua Greenstone Belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth. *Chemical Geology* 184(3): 231–254.
- Polat, A., Kerrich, R., Wyman, D.A. (1999).** Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late Archean Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: trace element and Nd isotope evidence for a heterogeneous mantle. *Precambrian Research*. 94,139–173.
- Polat, A., Kerrich, R., Wyman, D.A. (1998).** The late Archean Schreiber–Hemlo and White River–Dayohessarah greenstone belts, Superior Province: collages of oceanic plateaus, oceanic arcs, and subduction-accretion complexes. *Tectonophysics* 289, 295–326.
- Pouclet, A., Tchameni, R., Mezger, K. Vidal, M., Nsifa, E. N., Shang, C. K., Penaye, J. (2007).** Archean 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.
- Rabeau, O. (2009).** Distribution de l'or de type orogénique le long de grands couloirs de déformation archéens: modélisation numérique sur l'exemple de la ceinture de l'Abitibi. Doctorat de l'Institut National Polytechnique de Lorraine - Université du Québec, 162 p.
- Raith, M., Raase, P., Ackermant, D. and Lal, K. R. (1983).** Regional geothermometry in the facies terrane of South India. *Transactions of the Royal Society. Edinburgh: Earth Sciences*. 73, 221-244.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I. (1987).** Modern structural geology. Folds and Fractures, volume 2. Academic Press, London, 475-541.
- Rogers, J.J.W., & Santosh M. (2004).** Continents and supercontinents. Oxford University Press. Raymond (ed.), Schwartz Dominique (ed.). *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. Paris: ORSTOM, p. 15-19. (Didactiques). ISBN 2-7099-1022-5.
- 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.*, Paris, 315, 467-470.
- Rollinson, H. R. (1993).** A terrane interpretation of the Archean Limpopo Belt. *Geological Magazine* 130 (06): 755-765

- Ross, P. S., Bedard, 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, 823e839.
- Said, N., Kerrich, R., Cassidy, K., Champion, D.C. (2012).** Characteristics and geodynamic setting of the 2.7 Ga Yilgarn heterogeneous plume and its interaction with continental lithosphere: evidence from komatiitic-basalt and basalt geochemistry of the Eastern Goldfields Super terrane. *Australian Journal of Earth Sciences* 59, 1e27.
- Saunders, A.D., Tarney, J., Kerr, A.C., Kent, R.W. (1996).** The formation and fate of large oceanic igneous provinces *Lithos* 37, 81–95.
- Schlüter, T., Martin H. Trauth (2006).** Geological Atlas of Africa With Notes on Stratigraphy, Tectonics, Economic Geology, Geohazards, Geosites and Geoscientific Education of Each Country 2nd four-coloured revised and enlarged edition, with 417 figures and a CD-ROM. Springer. 311p.
- Ségalen, P. (1967).** Les sols et la géomorphologie du Cameroun, cahier ORSTOM, série pédologie, vol.V, n°2, 137-187.
- Shackleton, R. M. (1986).** Society Precambrian tectonics in Africa. In: M. P. Coward and A.C. Ries (Editors), *Collision Tectonics*. Geological 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, 2-3, 337-355.
- 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-Trondjemite-Granodiorite (TTG) in the Sangmelima region of the Ntem complex of the Congo craton, southern Cameroon. *International journal of Earth Science* 96: 817-841.
- Shang, C. K., Satirb, M. Siebelb, W. Nsifa, N. E. Taubaldb, H. Liegeois, J. P. and 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., Satirb, 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), Cameroon. *Terra Nostra* 5, 60–63.
- Silva, L. C., McNaughton, N. J., Melo, R. C., Fletcher, I. R. (1997).** U/Pb SHRIMP ages in the Itabuna–Caraíba TTG high-grade complex: the first window beyond the paleoproterozoic overprint of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. II ISGAM

International Symposium on Granites and Associated Mineralisations, SBG, Salvador, Brazil, pp. 282-283.

- 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 précambrianos brasileiros. Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências* 32,513–528.
- Singh, S. P., Subramanyam, K. S. V., Manikyamba, C., Santosh, M., Rajanikanta Singh, M., & Chandan Kumar, B. (2018).** Geochemical systematics of the Mauranipur-Babina greenstone belt, Bundelkhand Craton, Central India: Insights on Neoproterozoic mantle plume-arc accretion and crustal evolution. *Geoscience Frontiers*, 9(3), 769–788. doi:10.1016/j.gsf.2017.08.008.
- Soh, Tamehe, L., Zepang, T. M., Chongtao, W., Ganno, S., Ngnotue, T., Kouankap, N.G. D., Simon, S. J., Zhang, J., Nzenti, J. P. (2018).** Geology and geochemical constraints 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. doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.03.017.
- 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. *Journal of Mining and Metallurgy*. 2 (1), 8–16.
- Srivastava, D.C., Lisle, R.J. (2004).** Rapid analysis of fold shape using Bezier curves. *Journal of Structural Geology* 26, 1553 – 1559.
- Stabler, C.L. (1968).** Simplified Fourier analysis of fold shapes. *Tectonophysics* 6, 343–350.
- Stowe, C.W. (1988).** Application of Fourier analysis for computer representation of fold structure and LA-MC-ICP-MS U-Pb ages. *Journal of African Earth Sciences* 120, 12–22.
- Suchel, J. B. (1987).** Les climats du Cameroun. Thèse Doctorat D'Etat de Géographie, Université St. Etienne (4), 1188p.
- 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 10<sup>th</sup> 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., Mc Donough, W.F. (1989).** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geology Society of London Special Publication* 42:313–345.
- Sun, S.S., Nesbitt, R.W. (1978).** Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth element. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 65, 301e325.

- 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.
- Tanko Njiosseu, E. L., Nzenti, J. P., Njanko, T., Kapajika, B., Nedelec, A. (2005).** New U-Pb Zircon ages from Tonga (Cameroon): Coexisting Eburnean Transamazonien (2.1 Ga) and Pan-African (0,6 Ga) imprints. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences* 337 (2005) 551-562.
- Taylor, S.R., McLennan, S. (1985).** Continental Crust: Its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Blackwell Science, Oxford.
- Tchakounté, J., Eglinger, A., Toteu, S. F., Zeh, A., Nkoumbou, C. Mvondo,-O. J., Penaye, J., de Wit M., Barbey, P. (2018).** The Adamawa-Yadé domain, a piece of Archaean crust in the Neoproterozoic Central African Orogenic belt (Bafia area, Cameroon). *Precambrian Research* 210–22.
- Tchakounté Numben, 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, 35p.
- Tchameni, R., Nsifa, N. E. (1998).** Revue des données géochronologiques sur la partie NordOuest du Craton du Congo (groupe du Ntem) Sud-Cameroun. In *Géosciences au Cameroun*, Vicat T. P. et Bilong P., Editors, Collection GEOCAM 1, Presses Universitaires de Yaoundé I, 339- 350.
- Tchameni, R., Mezger, K., Nsifa, N. E. and Pouclet, A., (2001).** Crustal origin of Early Proterozoic syenites in the Congo Craton (Ntem Complex), Sud-Cameroon. *Lithos* 57 (1), 23-42.
- Tchameni, R., Mezger, K., Nsifa, N.E., Pouclet, A. (2000).** Neoarchaean evolution in the Congo craton: evidence from K rich granitoids of the Ntem complex, Southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 30, 133–147
- Tchameni, R., Pouclet, A., Mezger, K., Nsifa, E.N., Vicat, J.P. (2004).** Single zircon Pb–Pb and Sm-Nd whole rock ages for the Ebolowa greenstone belts: evidence for pre-2.9 Ga terranes in the Ntem Complex (South Cameroon). *Journal Cameroon Academic of Sciences*. 4, 235–246.
- Tchaptchet Tchato, D., Schulz, B., Nzenti, J. P. (2009).** Electron microprobe dating and tectogenèse Ogooué et héritage archéen. Thèse de Doctorat: TERRE, OCEAN, ESPACE: tectono-métamorphiques du Précambrien d'Afrique centrale occidentale (Gabon) :

- Teixeira, W., Oliveira, E.P., Marques, L.S. (2017a).** Nature and Evolution of the Archean crust of the São Francisco Craton. In: M. Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmin, F.F. (eds.), 2017. São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent, p.29-56, Springer.
- Teixeira, J. B. G., Silva da M., da G., Misi, A., Cruz, S. C. P., Silva Sá, J. da H. (2010).** Geotectonic setting and metallogeny of the northern São Francisco craton, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 30, 71-83.
- Teixeira, W., Figueiredo, M. C. H. (1991).** An outline of early-Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. *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 Geol. Rev.* 80, 267–288.
- Thiart C., De Wit M.J. (2006).** Fingerprinting the metal endowment of early continental crust to test for secular changes in global. In: Kesler SE, Ohmoto H (eds) *Evolution of early Earth's atmosphere, hydrosphere and biosphere-constraints from ore deposits*. Geological Society of America memoir 198, 53-66.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L., Parry, S.J. (1984).** An assessment of the relative role of crust and mantle in magma genesis: An elemental approach. *Philosophy Transaction Royal Society of London A* 310, 549-590.
- Tomlinson, K.Y., Condie. K. C. (2001).** Archean mantle plumes: evidence from greenstone belt geochemistry in: R.E. Emst and K.L. Buchan (eds), *Mantle plumes: Their identification through time*. Geological Society America Special Paper 352, 341-357.
- Toteu, S. F., Van Schumus, 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., Michard, A., Bertrand, J. M., and 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., Van Schmus, W. R., Penaye, J. and 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.
- Toteu, S.F., Penaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W.R., Tchameni, R. (2006a).** 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 Africa of Earth Sciences*. 44, 428–442.
- Trompette, R. (1997).** Neoproterozoic (600 Ma) aggregation of western Gondwana: a tentative Scenario. *Precambrian Research*, 82, 101-112.

- Trompette, R. (1994).** Geology of western Gondwana (2000-500Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. A. Balkema edition, Rotterdam, the Netherlands: 350p.
- Van Schmus, W.R. and Toteu, S.F., 1992.** Were the Congo craton and the São Francisco craton joined during the fusion of Gondwanaland? *Eostrans AGU*, 73(14), Spring Meeting, Supplement p. 365.
- 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*, Collection GEOCAM, Press. Université. Yaoundé I, 1/1998, pp. 369–383.
- Vicat, J.P., Ngounouno, I., et Pouchet, A. (2001).** Existence de dyke doléritiques anciens à composition de tholéiites continentale au sein de la province alcaline de la ligne du Cameroun. Implication sur le contexte géodynamique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences paris Sciences de la Terre et des Planètes* 332, 243-249
- Vicat, J.P., Nsifa, N.E., Tchameni, R., Pouclet (1998).** La ceinture de roches vertes de Lolodorf-Ngomezap (Sud Cameroun): pétrologie, géochimie et cadre géodynamique. *Collection GEOCAM* 1, 325-338.
- Viljoen, M.J., Viljoen, R.P. (1969a).** An Introduction to the Geology of the Barbeton Granite-Greenstone terrain. *Geol.sac. of South Africa, spec.Pub. n° 2 "Upper Mantle Project":*9-28.
- Waters, D. J. & Martin, H. N. (1993).** Geobarometry of phengite bearing eclogites. *Terra Abstr.* 5, 410–411.
- Weaver, B. L., Wood, n. A., Tarney, J. & Joron, J. L. (1986).** Role of subducted sediment in the genesis of ocean-island basalts: geochemical evidence from South Atlantic Ocean islands. *Geology* 14, 275-278.
- Weber F, Gauthier-Lafaye, F., Whitechurch, H., Marc Ulrich C., El Albani, Abderrazak. (2016).** The 2-Ga Eburnean Orogeny in Gabon and the opening of the Francevillian intracratonic basins: A review. *C. R. Geoscience*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2016.07.003>
- Weinberg, F., Sato, K. (2016).** Tightening-up NE Brazil and NW Africa connections:
- Windley, B.F. (1995).** Uniformitarianism today: Plate tectonics is the key to the past. *Geological Society London, Memoirs*, 16 (1), 11–23.
- [www.weatherbase.com](http://www.weatherbase.com)
- Yellappa T., Venkatasivappa V., Koizumi T., Chetty T.R.K., Santosh, M., Tsunogae T. (2014).** The mafic–ultramafic complex of Aniyapuram, Cauvery Suture Zone,

southern India: Petrological and geochemical constraints for Neoproterozoic suprasubduction zone tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences* 95 (2014) 81–98.

**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.

**Zongo W. P. P., Wenmenga U. & Koffi Y. H. (2016).** Mineralogical and petrochemical characterization of tambogo serpentinites: birimian greenstone belt of kaya-goren, Burkina Faso. *Bulletin de l'institut scientifique, rabat, section sciences de la terre*, 2016, n° 38, 81-94.

## **ANNEXES**



# Geochemical constraints on the origin and tectonic setting of the serpentinized peridotites from the Paleoproterozoic Nyong series, Eseka area, SW Cameroon

Philomene Nga Essomba Tsoungui<sup>1</sup> · Sylvestre Ganno<sup>1</sup> · Evine Laure Tanko Njiosseu<sup>2</sup> · Jean Lavenir Ndema Mbongue<sup>1</sup> · Brice Kamguia Woguia<sup>1</sup> · Landry Soh Tamehe<sup>1,3</sup> · Jonas Didero Takodjou Wambo<sup>1</sup> · Jean Paul Nzenti<sup>1</sup>

Received: 6 April 2019 / Revised: 7 July 2019 / Accepted: 31 July 2019

© Science Press and Institute of Geochemistry, CAS and Springer-Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2019

**Abstract** Serpentinized rocks closely associated with Paleoproterozoic eclogitic metabasites were recently discovered at Eseka area in the northwestern edge of the Congo craton in southern Cameroon. Here, we present new field data, petrography, and first comprehensible whole-rock geochemistry data and discuss the protolith and tectonic significance of these serpentinites in the region. The studied rock samples are characterized by pseudomorphic textures, including mesh microstructure formed by serpentine intergrowths with cores of olivine, bastites after pyroxene. Antigorite constitutes almost the whole bulk of the rocks and is associated (to the less amount) with tremolite, talc, spinel, and magnetite. Whole-rock chemistry of the Eseka serpentinites led to the distinction of two types. Type 1 has high MgO (> 40 wt%) content and high Mg# values (88.80) whereas Type 2 serpentinite samples display relatively low MgO concentration and Mg# values (< 40 and 82.88 wt%, respectively). Both types have low Al/Si and high Mg/Si ratios than the primitive mantle, reflecting a refractory abyssal mantle peridotite protolith. Partial melting modeling indicates that these rocks were derived from melting of spinel peridotite before serpentinization. Bulk rock high-Ti content is similar to the values of subducted serpentinites (> 50 ppm). This similarity,

associated with the high Cr contents, spinel-peridotite protolith compositions and Mg/Si and Al/Si ratios imply that the studied serpentinites were formed in a subduction-related environment. The U-shaped chondrite normalized-REE patterns of serpentinized peridotites, coupled with similar enrichments in LREE and HFSE, suggest the refertilized nature due to melt/rock interaction prior to serpentinization. Based on the results, we suggest that the Eseka serpentinized peridotites are mantle residues that suffered a high degree of partial melting in a subduction-related environment, especially in Supra Subduction Zone setting. These new findings suggest that the Nyong series in Cameroon represents an uncontested Paleoproterozoic suture zone between the Congo craton and the São Francisco craton in Brazil.

**Keywords** Serpentinites · Mantle peridotites · Melt/rock interaction · Paleoproterozoic suture zone · Eseka area · Nyong series · Congo/São Francisco cratons

## 1 Introduction

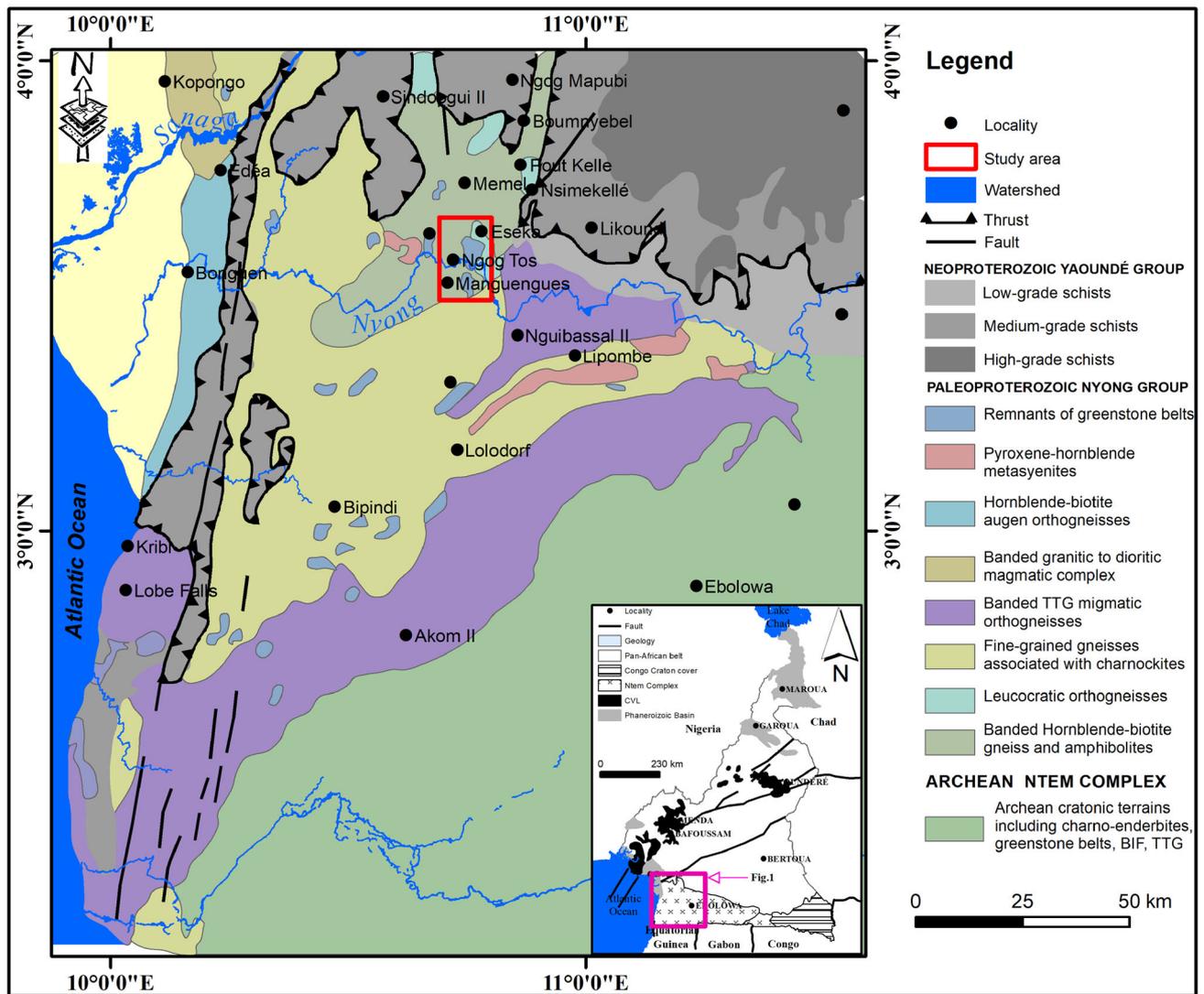
Ultramafic rocks are igneous and meta-igneous rocks bearing SiO<sub>2</sub> less than 45 wt%, MgO > 18 wt%, FeO > 9 wt%, and low content of K<sub>2</sub>O (< 1 wt%) with a total of mafic minerals > 90 vol% (Ballhaus and Ryan 1995). These rocks, especially mantle peridotites and associated lower crustal plutonic rocks are a major component of the oceanic lithosphere. Hydrated peridotites, also known as serpentinites, form through the alteration of olivine- and pyroxene-dominated protoliths at temperatures lower than 650–700 °C (Evans et al. 2013; Deschamps et al. 2013; O'Hanley 1996). Serpentinites are particularly abundant and well exposed near and along ultra-slow spreading ridge

✉ Sylvestre Ganno  
sganno2000@yahoo.fr; sganno@uy1.uninet.cm

<sup>1</sup> Department of Earth Sciences, University of Yaoundé I, P.O. Box 3412, Messa, Yaoundé, Cameroon

<sup>2</sup> Department of Earth Sciences, University of Dschang, P.O. Box. 67, Dschang, Cameroon

<sup>3</sup> Key Laboratory of CBM Resources and Reservoir Formation Process, Chinese Ministry of Education, China University of Mining and Technology, Xuzhou 221116, Jiangsu, China



**Fig. 1** Geological map of Southwestern Cameroon (modified after Lerouge et al. 2006). Inset illustrating the general map of Cameroon and the position of the SW Cameroon relative to the Congo craton in Africa

settings that are characterized by low magma supply and complex tectonic activities associated with spreading and strike-slip faulting (Fruh-Green et al. 2004). Furthermore, peridotite-dominated massifs characterized most of the non-transform offset environments. Over the last two decades, the processes of serpentinization have attracted much attention, and interest in these rocks is still growing. Many authors (e.g. Hattori and Guillot 2003, 2007; Fruh-Green et al. 2004; Hilairiet et al. 2007; Maffione et al. 2014) have suggested that serpentinization is a fundamental process with significant geophysical, geochemical, and biological importance for the Earth's dynamic and global geochemical cycle. However, deciphering the origin of the serpentinites and the serpentinization processes remains a challenge (Deschamps et al. 2013).

In Cameroon, the Congo craton crops in the southern part of the country and forms the Ntem complex (Maurizot et al. 1986; Toteu et al. 1994; Pouclet et al. 2007). This complex, as well as the other Archaean cratons in the world, is characterized by a conspicuous presence of greenstones belt which trends E–W and extends over 500 km from Mbalam to the East to Kribi to the West (Maurizot et al. 1986; Suh et al. 2008; Ganno et al. 2018). Most of the greenstone rocks in Cameroon correspond to mantle peridotites that are generally serpentinized and crop out at Eseka, an area located at the northwestern edge of the Ntem Complex. Very little work exists on the petrogenesis of these serpentinized rocks, and their tectonic setting is not constrained yet. Moreover, the Eseka serpentinites are closely associated with eclogitic rocks genetically originating from basalts and basaltic andesites,

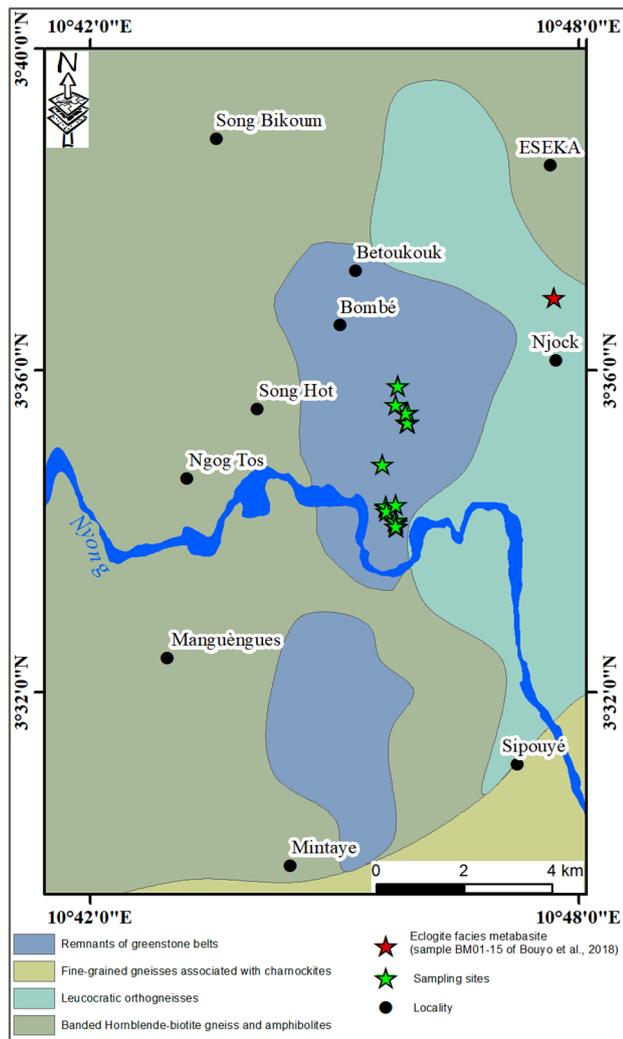
with an upper mantle-derived tholeiitic trend (Bouyo Houketchang et al. 2019). This occurrence suggests that the studied serpentinites may have originated from subducted oceanic lithosphere. In this paper, we present the first whole-rock major and trace element (including Rare Earth Elements, REE) geochemical data of serpentinitized peridotites from the Eseka area with the aim to decipher their petrogenetic processes and discuss the possible geodynamic environment.

## 2 Geological setting

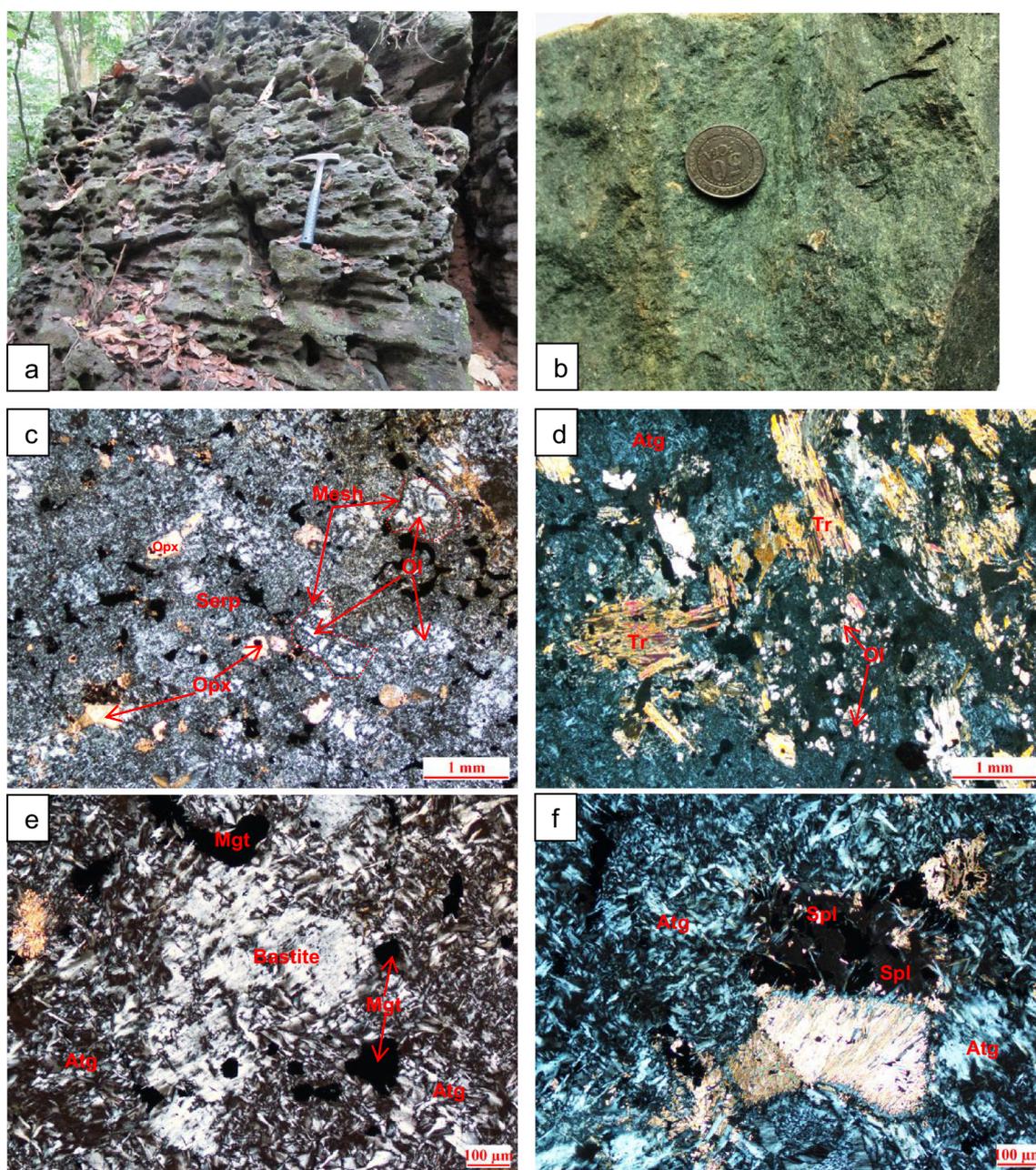
The Eseka area belongs to the Ntem Complex greenstones belt which is located at the northern margin of the Congo craton in Cameroon (Maurizot et al. 1986; Nédélec et al. 1990). The Congo craton is a large sub-circular mass with an area of about 5711000 km<sup>2</sup> and a diameter of 2500 km;

including an Archean basement, a Meso Proterozoic belt, and a post-Proterozoic cover (Shang et al. 2007, 2010). The Ntem complex is a stable block of Archean and Paleoproterozoic rocks overlaid in the north by the Pan-African orogenic belt (Yaounde Group, Nzenti et al. 1988; Tchameni et al. 2001; Shang et al. 2010). The Ntem Complex has been subdivided into three main units (Fig. 1): Ntem unit, Nyong unit, and Ayina unit (Maurizot et al. 1986; Lerouge et al. 2006). The Ntem unit chiefly consists of magmatic charnockitic rocks (hypersthene bearing granites) in the central part, with non-charnockitic rocks which include granulitic gneisses in the southern part and tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG suite) in the northern part (Shang et al. 2004, 2007). Potassic-rich granites and late dolerite dykes crosscut the TTG–charnockitic suite and the granulite gneiss (Maurizot et al. 1986; Vicat et al. 1996; Pouclet et al. 2007; Tchameni et al. 2010; Shang et al. 2010). The recent integrated in situ analyses of zircon U–Pb ages and Hf–O isotopes data from the Ntem Unit reveals that the charnockites crystallized at ca. 2.92 Ga while the trondhjemites and associated amphibolite protoliths crystallized synchronously at around 2.87–2.86 Ga (Li et al. 2016).

The Nyong unit, located at the NW border of the Archean Ntem Complex, is a ca. 240 km long and 160 km wide NNE–SSW trending band of dominantly Paleoproterozoic metasedimentary and metaigneous rocks (Fig. 1). Initially interpreted as being part of the Archean Congo craton reactivated during Paleoproterozoic and Pan-African orogenies (Lasserre and Soba 1976; Maurizot et al. 1986), this unit is now considered as a Paleoproterozoic nappe thrust onto the Congo craton (Penaye et al. 2004; Lerouge et al. 2006), yielding both Archean and Paleoproterozoic materials associated with various migmatitic gneisses of TTG composition, granitoids, and remnants of greenstone belts commonly made up of pyroxenites, serpentinites, banded iron formations (BIF), mafic and ultramafic metavolcanics and post-tectonic metadoleritic dykes (Ndema Mbongue et al. 2014; Ganno et al. 2017; Soh et al. 2018). More recently, Loose and Schenk (2018) and Bouyo Houketchang et al. (2019) have reported the existence of well-preserved to variably retrogressed eclogite facies metamorphic rocks associated with greenstones belt in the Nyong unit. The SHRIMP U–Pb age of these eclogites was constrained at  $2093 \pm 45$  Ma (Loose and Schenk 2018). This date which is similar to that of their host rocks (2050 Ma, Lerouge et al. 2006) suggests that the Nyong Group underwent the same metamorphism by coupling field relationships with the contemporaneous zircon growth between both rock types during the Paleoproterozoic between 2100 and 2000 Ma (Bouyo Houketchang et al. 2019). The new findings allowed the reinterpretation of the Paleoproterozoic Nyong unit as one of the oldest subducted



**Fig. 2** Detailed geological map of the study area



**Fig. 3** Outcrop photograph showing the occurrences of the Eseka ultramafic complexes (a) and hand specimen view of the fresh sample (b). Pseudomorphs after orthopyroxene and olivine and development of mesh texture (c, d). Recrystallized serpentine minerals (antigorite) showing elongate interpenetrating blades (e, f). Mineral abbreviations after Whitney and Evans (2010): antigorite (Atg); clinopyroxene (Cpx); olivine (Ol); orthopyroxene (Opx); tremolite (Tr); serpentine (Ser); spinel (Spl), magnetite (mgt)

oceanic slab or trace of a suture zone so far recorded within the West Central African Fold Belt. Moreover, ca 600 Ma Pan-African high-grade recrystallization and static overgrowth was recorded in the western part of the Nyong unit. This suggests that this unit underwent a polycyclic evolution (Toteu et al. 1994; Lerouge et al. 2006; Ndema Mbongue et al. 2014).

### 3 Sampling and analytical methods

Samples were collected from several outcrops of the study area. Proper care was taken to collect the best possible fresh samples. For petrographic studies, polished thin sections were prepared at Geotech Lab Vancouver (Canada). Detailed descriptions of the thin sections were done using conventional techniques at the University of Yaounde 1, Cameroon. After a detailed petrographic study,

**Table 1** Whole-rock major element (anhydrous wt%) compositions of the Eseka serpentinitized peridotites

Rock	Type 1 serpentinites										Type 2 serpentinites									
	RV1A	RV1C	RV1G	RV3A	RV3E	RV10A	RV10E	RV10F	RV10G	RV16B	RV16E	RV16H	RV17A	RV17C	RV17D	RV17E				
SiO <sub>2</sub>	43.94	43.74	43.51	42.47	43.13	45.30	45.09	44.99	43.22	40.76	41.62	41.29	44.96	44.59	44.68	44.47				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.37	2.44	2.27	1.71	1.95	2.06	2.19	2.09	2.01	3.37	3.06	3.15	2.49	2.81	2.81	2.82				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.23	11.50	11.67	11.16	10.11	9.66	9.04	9.22	12.07	16.79	15.32	16.38	14.65	14.73	14.59	14.53				
CaO	0.09	0.01	0.10	0.13	0.07	0.01	0.01	0.01	0.09	0.61	0.79	0.33	0.27	0.26	0.12	0.25				
MgO	41.68	41.59	41.81	43.89	44.07	42.23	42.90	42.92	41.95	37.52	38.30	37.88	36.85	36.80	36.99	37.10				
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01				
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01				
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.49	0.54	0.48	0.44	0.47	0.52	0.55	0.56	0.46	0.57	0.57	0.61	0.52	0.53	0.52	0.53				
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07	0.08	0.20	0.16	0.19	0.14	0.13	0.15	0.17				
MnO	0.10	0.10	0.10	0.09	0.11	0.11	0.13	0.12	0.11	0.13	0.13	0.14	0.11	0.12	0.11	0.12				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01				
Sum	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00				
LOI	11.85	11.95	12.00	13.90	14.15	11.90	12.10	11.90	12.35	12.20	13.05	11.90	11.05	10.75	10.70	10.90				
Mg#	88.02	87.75	87.65	88.63	89.62	89.65	90.38	90.22	87.32	81.57	83.20	82.08	83.29	83.19	83.40	83.50				

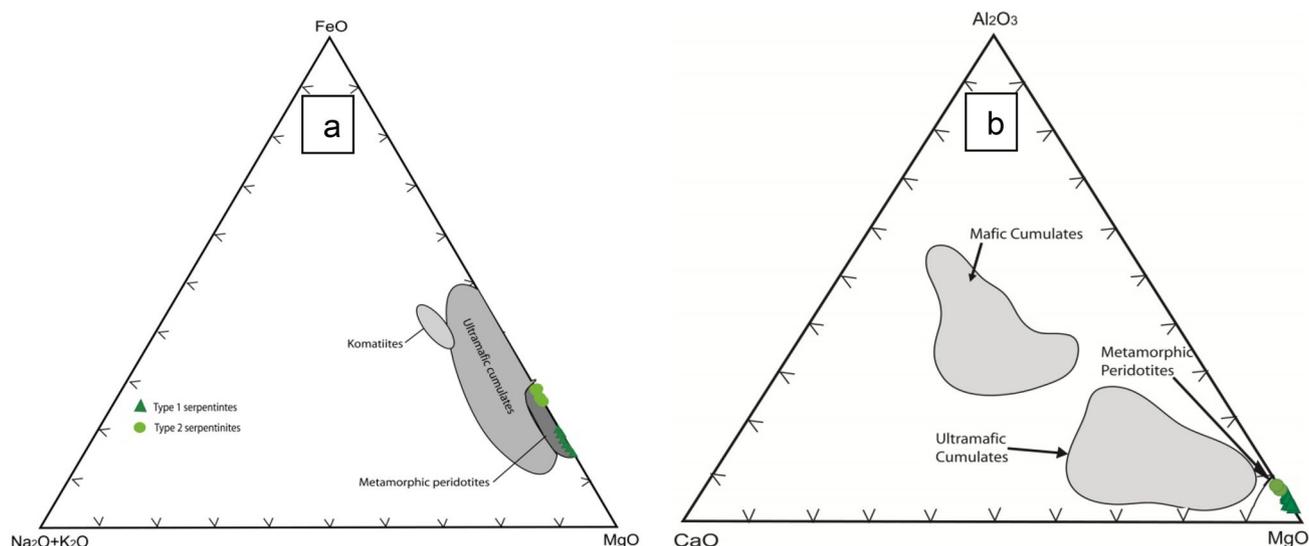
16 samples were selected for major- and trace-element analyses using the pulp. Whole-rock analyses were determined by Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission (ICP-AES) for major elements and by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS) for trace elements and REE at ALS Minerals Global Group, Vancouver (Canada). The samples were pulverized to obtain a homogeneous sample out of which 0.2 g of rock powder was fused with 0.9 g  $\text{LiBO}_2$  at 1000 °C, and then dissolved in 100 mm<sup>3</sup> of  $\text{HNO}_3$  at 4%. REE concentrations are determined by ICP-MS from 0.25 g of rock powder fused in 4 digestive acid. Analytical uncertainties vary from 0.1 to 0.04% for major elements, 0.1 to 0.5% for trace elements; and 0.01 to 0.5 ppm for rare earth elements (REE). Analysis precision for rare earth elements is estimated at 5% for concentrations > 10 ppm and 10% when lower. Loss on ignition (LOI) was determined by weight difference after ignition at 1000 °C. Different standards were used and data quality assurance was established by applying these standards as unknown between samples.

## 4 Results

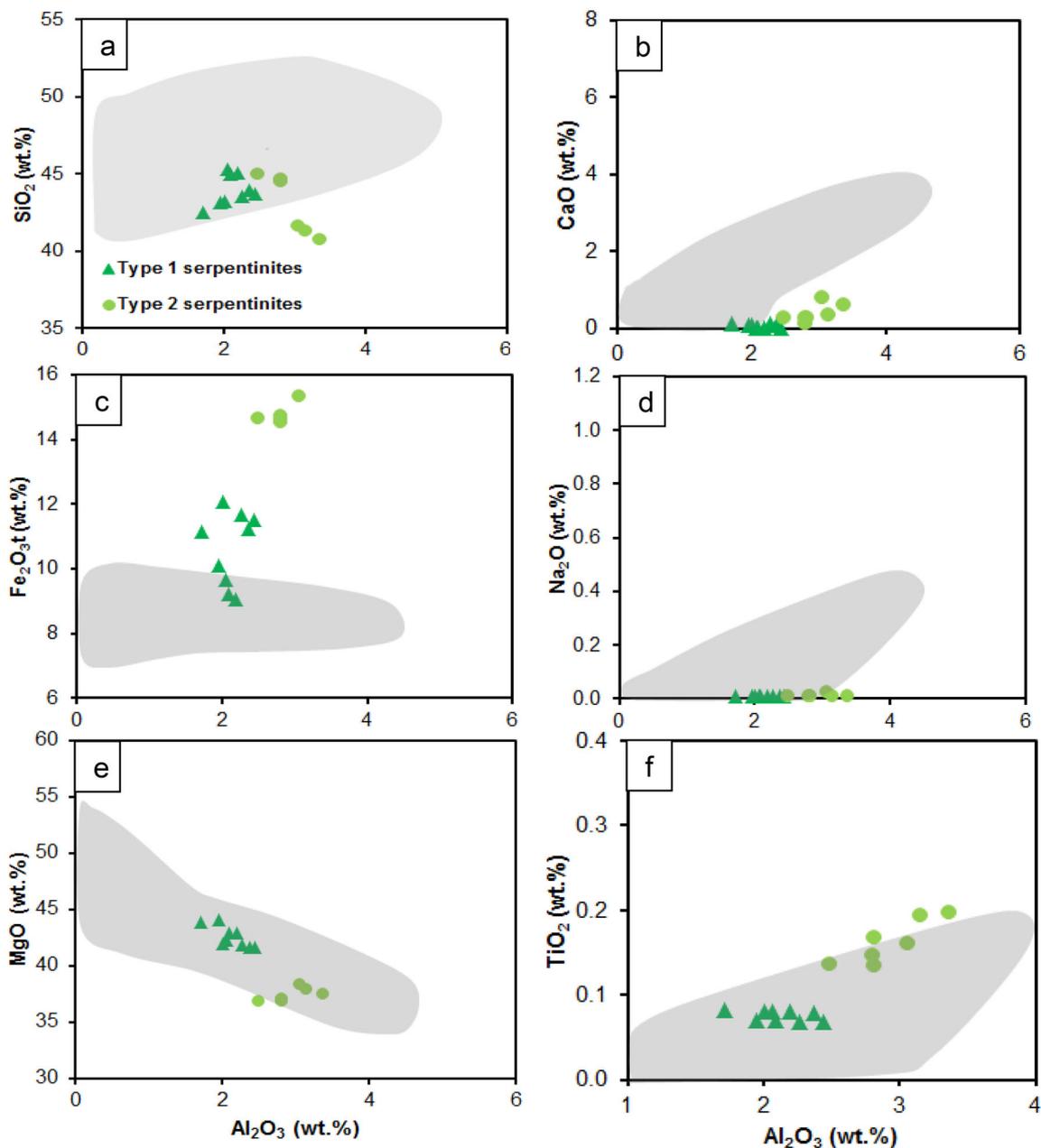
### 4.1 Petrography

The ultramafic rocks of the Eseka area are invariably serpentinized to varying degrees. The dominant lithological unit encountered is serpentinized peridotite that mainly occurs as blocks of varying sizes (Fig. 3a), at Song-Hot village to the south of the Eseka town (Fig. 2). These serpentinized peridotites are black to dark green in color,

fibrous in appearance (Fig. 3b) and are divided into two groups: type 1 and type 2 serpentinized peridotites. The first group is composed of pyroxene, serpentine (mainly antigorite), tremolite (abundant), talc, spinel and magnetite as accessories; while the second group is formed by primary olivine and orthopyroxene relics, serpentine (mainly antigorite), tremolite, talc, epidote, and opaque's minerals. Talc minerals in both types are secondary phase resulting from the alteration of primary pyroxene and olivine minerals. They are characterized by pseudomorphic textures, including mesh microstructure formed by magnetite and serpentine intergrowths with cores of olivine, bastites after pyroxene (Fig. 3c, d), depending on the degree of serpentinization. Few relics of primary minerals are observed. Only olivine and orthopyroxene were partially preserved at the core of serpentine aggregates. Such a mineralogical composition suggests that, before serpentinization, these rocks corresponded to peridotite with harzburgite composition. In the least altered samples, individual crystals of olivine are crosscut by fractures filled with serpentine. Antigorite (average grain size of 0.3 mm) constitutes almost the whole bulk of the rocks. It is derived from the hydration of olivine and pyroxene and appears as colorless aggregates of fibro lamellar nature that gives anomalous interference colors and parallel extinction (Fig. 3e). These antigorites in the form of fibers are found in parallel to subparallel, at times they are randomly disposed in reticulate form, exhibiting interpenetrating fabric (Fig. 3f). Deformational features such as wavy extinction, and distorted exsolution lamellae are common. Some serpentine crystals host inclusions of magnetite. Pyroxene mostly occurs as subhedral porphyroclasts with irregular grain



**Fig. 4** a AFM (( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ )– $\text{FeO}$ – $\text{MgO}$ ) and b ACM ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{CaO}$ – $\text{MgO}$ ) ternary plots of the Eseka serpentinized peridotites. Fields of mafic cumulates, ultramafic cumulates, and metamorphic peridotites are after Coleman (1977)



**Fig. 5** a  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , b  $\text{CaO}$  versus  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , c  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  versus  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , d  $\text{Na}_2\text{O}$  versus  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , e  $\text{MgO}$  versus  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , f  $\text{TiO}_2$  versus  $\text{Al}_2\text{O}_3$  diagrams for the studied serpentinitized peridotites. The light grey fields are of orogenic, ophiolitic and abyssal mantle peridotites (Bodinier and Godard 2003)

boundaries, scattering over the mineral constituents (Fig. 3c, d). Tremolite occurs as flaky and fibrous—like colorless crystals, with a subhedral shape. In the more altered and deformed samples, the tremolite laths are aligned parallel to the schistosity (Fig. 3d). Epidote alteration occurs along cleavage planes. Talc is another alteration mineral and generally occurs as fine crystals aligned along fractures and at the edges of pyroxene crystals. In some highly hydrated samples, primary minerals are not preserved and few accessory phases (zircon, magnetite) are

observable. These rock types are characterized by abundant antigorite aggregates fibers, talc, tremolite; and magnetite (Fig. 3f). In nearly all type 2 serpentinite samples the porphyroblastic texture is preserved, suggesting that serpentinization occurred under static conditions.

## 4.2 Geochemistry

### 4.2.1 Major element

Bulk rock major element composition of 16 representative samples of the Eseka serpentized peridotites is shown in Table 1. The loss on ignition (LOI) values ranges from 10.70 to 14.15 wt% (average 12.11 wt%), reflecting extensive serpentinization of olivine and pyroxene as confirmed by the petrography. In order to compensate for variable serpentinization of these peridotites, the major element data was recalculated on an anhydrous basis to 100 wt%. This provides a much better comparison between peridotites having varying amounts of serpentinization (Coleman and Keith 1971; Niu 2004; Deschamps et al. 2013). The studied rocks had a low content of SiO<sub>2</sub>, varying from 40.76 to 45.30% with an average of 43.61% (anhydrous), similar to the silica abundance of fresh peridotites (43.54%; Nockolds 1954). Most samples contained high MgO (36.80–44.07 wt%) and low Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1.71–3.37 wt%). Their Mg number [Mg#: cationic ratio of  $100 \times \text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})$ ] varied from 81.57 to 90.38. Two types of serpentines have been distinguished based on the MgO contents and Mg# values: Type 1 (9 samples) was characterized by > 40 wt% MgO, Mg#: 87.32–90.38 (average 88.80); and Type 2 (7 samples) displays < 40 wt% MgO and Mg# ranging from 81.57 to 83.49, with an average of 82.88. On the AFM ((Na<sub>2</sub>O–K<sub>2</sub>O)–FeO–MgO) and ACM (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–CaO–MgO) ternary diagrams of Coleman (1977), the two types of serpentized peridotites plot in the metamorphic peridotites field (Fig. 4a, b). This suggests that the analyzed serpentized peridotites correspond to depleted or residual mantle rocks. This result is also confirmed by their high Mg# values. Indeed, the average Mg# value of Type 1 serpentized peridotites (88.80) is similar to that of the primitive mantle (89; Sun and McDonough 1989) and residual peridotites (Bonatti and Michael 1989; Bodinier and Godard 2003).

In terms of Mg/Si and Al/Si ratios, Type 1 samples showed higher Mg/Si (0.93–1.03, average 0.96) than primitive mantle (PM) values (0.85) but lower Al/Si (0.040–0.053) than the PM values (0.1). In contrast, Mg/Si value of Type 2 serpentized peridotites ranges from 0.81 to 0.92 (average 0.86) similar to that of PM (~ 0.85) but their Al/Si values are slightly higher (0.068 in average) than those of type 1 serpentized peridotites. In general, the Al/Si values of the studied serpentized peridotites were much lower than the PM ~ 0.1 (McDonough and Sun 1995), but higher than the highly depleted mantle residual harzburgites (~ 0.02). The lower Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> ratios of the studied serpentized peridotites relative to the PM values suggest that protoliths of these serpentized peridotites had experienced partial melting before

serpentinization (Niu 2004; Gamal El Dien et al. 2016; Bhat et al. 2019). Snow and Dick (1995) and Niu (2004) have proposed that SiO<sub>2</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> are both immobile during serpentinization while CaO, as well as large-ion lithophile elements, are highly mobile. For this reason, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> has been largely used in literature as a depletion index to evaluate the behavior of major elements (e.g. Bhat et al. 2019 and references therein). Figure 5 shows major element oxide versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diagrams in which the PM and the mantle peridotites compositions are plotted for comparison. SiO<sub>2</sub> shows contrastive behavior (positive correlation for Type 1 serpentized peridotites and negative correlation for Type 2 serpentized peridotites) with Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, while MgO shows negative correlation for both types of serpentized peridotites. The negative correlation of MgO with Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> is a characteristic commonly observed in residual mantle rocks (Niu 2004). TiO<sub>2</sub> co-vary with Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, whereas no relation is observed for Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, and Na<sub>2</sub>O, suggesting their mobile nature. Also, the studied serpentized peridotites plot within the field of mantle peridotites on the least-mobile major oxide versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Fig. 5). The studied samples also contain low CaO (0.01–0.13 wt% for Type 1 and 0.12–0.79 wt% for Type 2) and since CaO is highly mobile, its depletion suggests that alteration of clinopyroxene is accompanied by dissolution of Ca (Hattori and Guillot 2007).

### 4.2.2 Trace and rare earth elements

The Eseka serpentized peridotites are enriched in transition metals such as Cr (2620–3620 ppm) and V (39–118 ppm) reflecting their mantle origin. The large-ion lithophile elements (LILE) content is low except for Ba with concentration up to 54 ppm (Table 2). Depletion in high-field-strength elements (HFSE) is also observed, except for the Zr with content ranging from 5 to 20 ppm. In a trace element vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> variation diagram (Fig. 6), all the data plot within the field of mantle peridotites. Both the two types of serpentized peridotites show Cr enrichment and Zr depletion with respect to the primitive mantle. Zr and Yb correlate positively with Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Fig. 6c), consistent with tectonically emplaced abyssal peridotites (Bodinier and Godard 2003).

The studied rocks have absolutely low rare earth element (REE) contents ( $\Sigma\text{REE} = 5.51\text{--}35.44$  ppm) with Type 1 serpentized peridotites displaying most REE depletion (average  $\Sigma\text{REE} = 8.73$  ppm). Chondrite-normalized REE patterns are nearly parallel and show slight light REE (LREE) enrichment and heavy REE (HREE) depletion. Type 1 serpentized peridotites are more enriched in LREE ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 2.03\text{--}14.50$ ) relative to HREE ( $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1.19\text{--}1.93$ ) and middle REE (MREE;  $\text{Ce}_N/\text{Sm}_N = 0.43\text{--}1.07$ ). Their REE patterns show both negative

**Table 2** Trace elements (ppm) and REE concentrations (ppm) of the Eseka serpentinized peridotites

SAMPLE	Type 1 serpentinites										Type 2 serpentinites									
	RV1A	RV1C	RV1G	RV3A	RV3E	RV10A	RV10E	RV10F	RV10G		RV16B	RV16B	RV16E	RV16H	RV17A	RV17C	RV17D	RV17E		
V	41	43	47	47	45	49	39	42	48		68	60	60	58	60	64	61			
Cr	3030	3470	3060	2620	2840	3310	3520	3500	2870		3620	3490	3850	3190	3350	3300	3270			
Rb	0.4	0.4	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2		0.4	0.5	0.4	0.2	0.3	0.3	0.2			
Sr	1.5	0.3	0.6	1.4	0.5	0.2	0.4	0.5	0.6		2.6	3.7	2.1	0.9	1.3	1.3	1.1			
Y	8.2	5.9	7	3.4	3.2	12.4	9	8.7	7.5		4.1	5	5.8	2.9	4.2	4.4	3.7			
Zr	10	3	7	14	3	4	4	3	4		20	14	18	11	14	13	10			
Hf	0.3	0.2	0.2	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2		0.5	0.5	0.5	0.3	0.4	0.4	0.3			
Ga	3.5	3.3	3.7	3.1	3.3	3.7	2.8	2.9	2.5		3.7	3.5	0.7	3	3.3	3.1	3.1			
Nb	0.4	0.4	0.4	0.2	0.2	0.6	0.5	0.5	0.4		0.7	0.8	0.7	0.5	0.5	0.6	0.7			
Cs	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02		0.05	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02			
Ba	6	2.4	4.9	7.6	8.9	0.7	1.8	1	1.1		54.9	6.1	56.4	3.1	23.9	38.9	14.5			
Ta	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1		0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1			
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1		1	1	1	1	1	1	1			
Th	0.13	0.11	0.09	0.07	0.06	0.13	0.14	0.1	0.1		0.53	0.46	0.52	0.43	0.39	0.42	0.45			
W	1	1	1	1	1	1	1	1	1		1	1	1	1	1	1	1			
U	0.12	0.11	0.15	0.06	0.06	0.08	0.1	0.11	0.13		0.23	0.19	0.23	0.2	0.27	0.22	0.23			
REE																				
La	5.1	8.5	7.2	3	2.1	8.8	6.2	14.5	1.8		1.5	1.4	2.1	1	1.9	2.8	0.8			
Ce	1	3.9	1	0.8	0.5	3.3	2.4	3.1	1.2		1.8	2.2	2.7	1.7	3	3.6	1.3			
Pr	0.5	1.61	0.83	0.29	0.2	1.39	1.07	2.38	0.56		0.26	0.33	0.44	0.2	0.35	0.5	0.16			
Nd	1.8	5.7	3.2	1.1	0.7	5.1	4.3	8	2.1		1.4	1.5	1.9	0.9	1.6	2.1	0.8			
Sm	0.4	0.98	0.55	0.18	0.16	0.92	0.93	1.45	0.61		0.33	0.51	0.46	0.26	0.38	0.45	0.35			
Eu	0.06	0.14	0.06	0.03	0.03	0.19	0.18	0.26	0.13		0.03	0.05	0.07	0.03	0.03	0.03	0.03			
Gd	0.56	1.09	0.72	0.22	0.26	1.53	1.23	1.62	0.9		0.42	0.59	0.68	0.32	0.45	0.52	0.42			
Tb	0.08	0.17	0.11	0.04	0.03	0.25	0.22	0.28	0.17		0.09	0.12	0.11	0.06	0.1	0.1	0.07			
Dy	0.55	1.03	0.67	0.24	0.25	1.57	1.35	1.55	1.22		0.61	0.7	0.83	0.43	0.64	0.65	0.51			
Ho	0.16	0.23	0.18	0.06	0.07	0.36	0.31	0.36	0.27		0.12	0.16	0.16	0.1	0.15	0.14	0.12			
Tm	0.06	0.1	0.08	0.02	0.02	0.1	0.12	0.14	0.12		0.06	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.07			
Er	0.47	0.72	0.49	0.18	0.18	1.07	0.88	1.01	0.82		0.32	0.46	0.54	0.3	0.38	0.48	0.42			
Yb	0.38	0.74	0.44	0.14	0.17	0.64	0.6	0.69	0.6		0.39	0.5	0.62	0.31	0.49	0.5	0.38			
Lu	0.06	0.11	0.07	0.02	0.03	0.1	0.09	0.1	0.1		0.06	0.08	0.09	0.06	0.07	0.08	0.08			
ΣREE	11.18	25.02	15.60	6.32	4.70	25.32	19.88	35.44	10.60		7.39	8.68	10.79	5.73	9.61	12.02	5.51			
(La/Yb) <sub>N</sub>	9.117	7.803	11.116	14.557	8.392	9.341	7.020	14.276	2.038		2.613	1.902	2.301	2.191	2.634	3.804	1.430			
(Ce/Sm) <sub>N</sub>	0.604	0.961	0.439	1.073	0.754	0.866	0.623	0.516	0.475		1.317	1.041	1.417	1.579	1.906	1.931	0.897			
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.192	1.192	1.324	1.271	1.237	1.934	1.659	1.899	1.214		0.871	0.955	0.887	0.835	0.743	0.841	0.894			

Table 2 continued

SAMPLE	Type 1 serpentinites										Type 2 serpentinites						
	RV1A	RV1C	RV1G	RV3A	RV3E	RV10A	RV10E	RV10F	RV10G	RV16B	RV16E	RV16H	RV17A	RV17C	RV17D	RV17E	
Eu/Eu*	0.386	0.413	0.291	0.460	0.448	0.488	0.513	0.517	0.535	0.246	0.278	0.382	0.317	0.221	0.189	0.239	
Ce/Ce*	0.152	0.255	0.099	0.207	0.187	0.228	0.225	0.128	0.289	0.697	0.783	0.680	0.920	0.890	0.736	0.879	

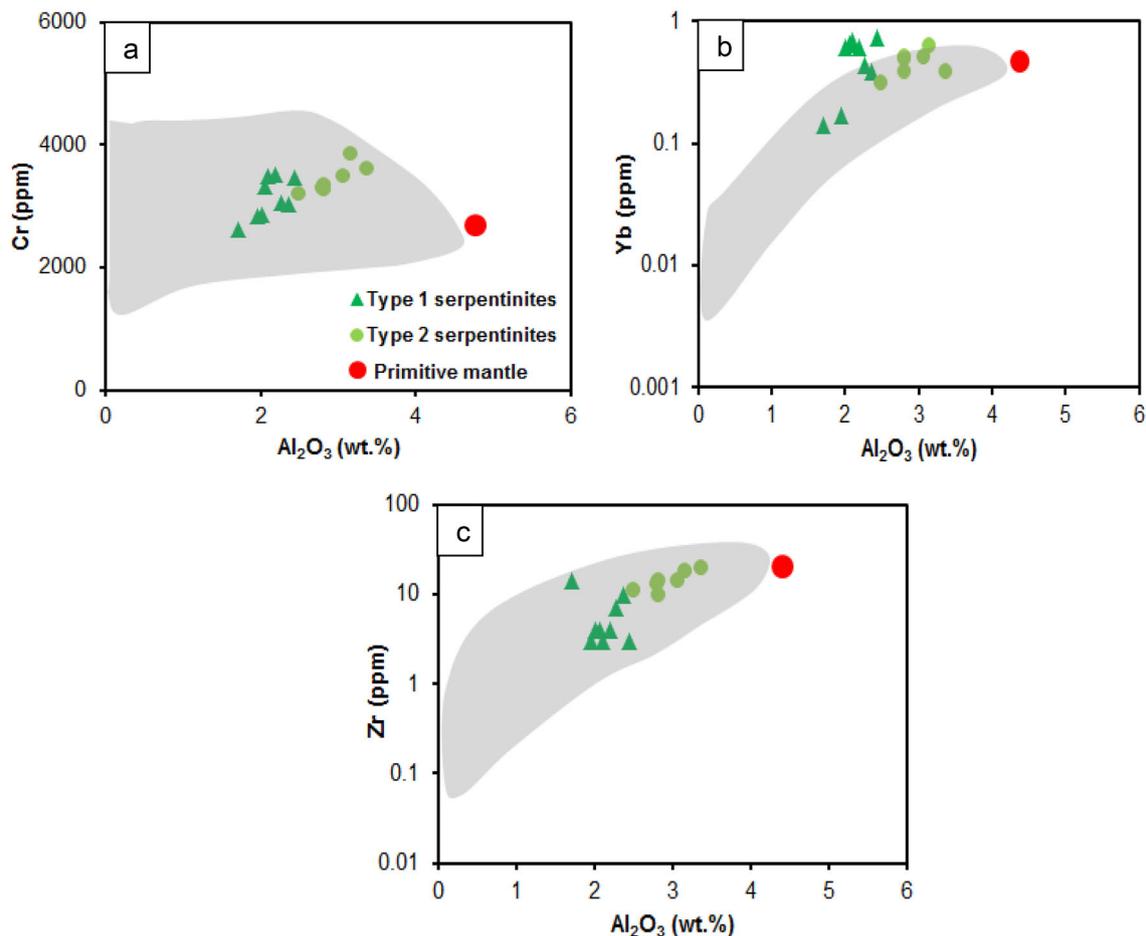
Ce (Ce/Ce\*: 0.09–0.28) and Eu (Eu/Eu\*: 0.29–0.28) anomalies (Fig. 7a). Chondrite-normalized REE patterns of Type 2 serpentinized peridotites (Fig. 7d) exhibit convex-downward patterns with a prominent negative Eu anomaly (Eu/Eu\*: 0.18–0.38) and flat HREE profiles. Weak negative Ce anomalies (Ce/Ce\* = 0.68–0.87) are presented in four samples, while the other two samples (RV17A and RV17B) lack Ce anomaly. The negative Eu anomaly observed in the two types of serpentinized peridotites is probably a result of a primary partitioning event occurred during partial melting, because any impregnation with a hydrothermal fluid would lead to a positive Eu anomaly (Bau and Dulski 1999; Bhat et al. 2017).

On Primitive mantle (PM)-normalized multi-element diagrams (Fig. 7b, d), the studied serpentinite samples show variable negative Nb, Rb, Sr, Ce and Eu, and positive U, Nd and La anomalies. Sr is highly depleted in both serpentinite types. Their incompatible immobile elements (Gd to Lu) are also depleted and show flat PM-normalized patterns, similar to abyssal peridotites (Niu 2004; Bhat et al. 2017).

## 5 Discussion

### 5.1 Alteration/element mobility

The serpentinized rocks of this study were collected from the Eseka-Lolodorf paleoproterozoic greenstones belts. This belt underwent a polycyclic metamorphic evolution with three phases of deformation (Ndema Mbongue et al. 2014; Ganno et al. 2017; Bouyo Houketchang et al. 2019). From field evidence and petrographic study, the studied serpentinized peridotites show varying degrees of talc-alteration overprint the serpentinite minerals. The replacement of serpentine by talc is a metasomatic process that indicates the substantial mass transfer of Mg, Fe, and Si (Bach et al. 2004; Boschi et al. 2006), following the reaction  $Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 2SiO_2(aq) = Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + H_2O$ . Such a reaction is generally considered a prograde reaction taking place in the presence of SiO<sub>2</sub>-rich fluids at temperatures of about 300–350 °C (at low pressure, Bach et al. 2004; Boschi et al. 2006). The Eseka serpentinized peridotites are characterized by a secondary mineral assemblage of chlorite-talc-tremolite. In hydrothermally metamorphosed oceanic rocks, assemblages of talc, calcic amphibole, and chlorite are common and generally form at a broad range of temperatures under greenschist-facies conditions below 500 °C, as replacement of primary and secondary mafic minerals during multistage fluid/rock interaction or as direct precipitation during mixing of hydrothermal fluids and seawater (Boschi et al. 2006). In the studied samples, talc occurs either as a



**Fig. 6** Selected trace elements binary plots against  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (anhydrous wt%). Compositions of orogenic, ophiolitic and abyssal mantle peridotites (light grey fields) are after Bodinier and Godard 2003; primitive mantle values are from McDonough and Sun (1995)

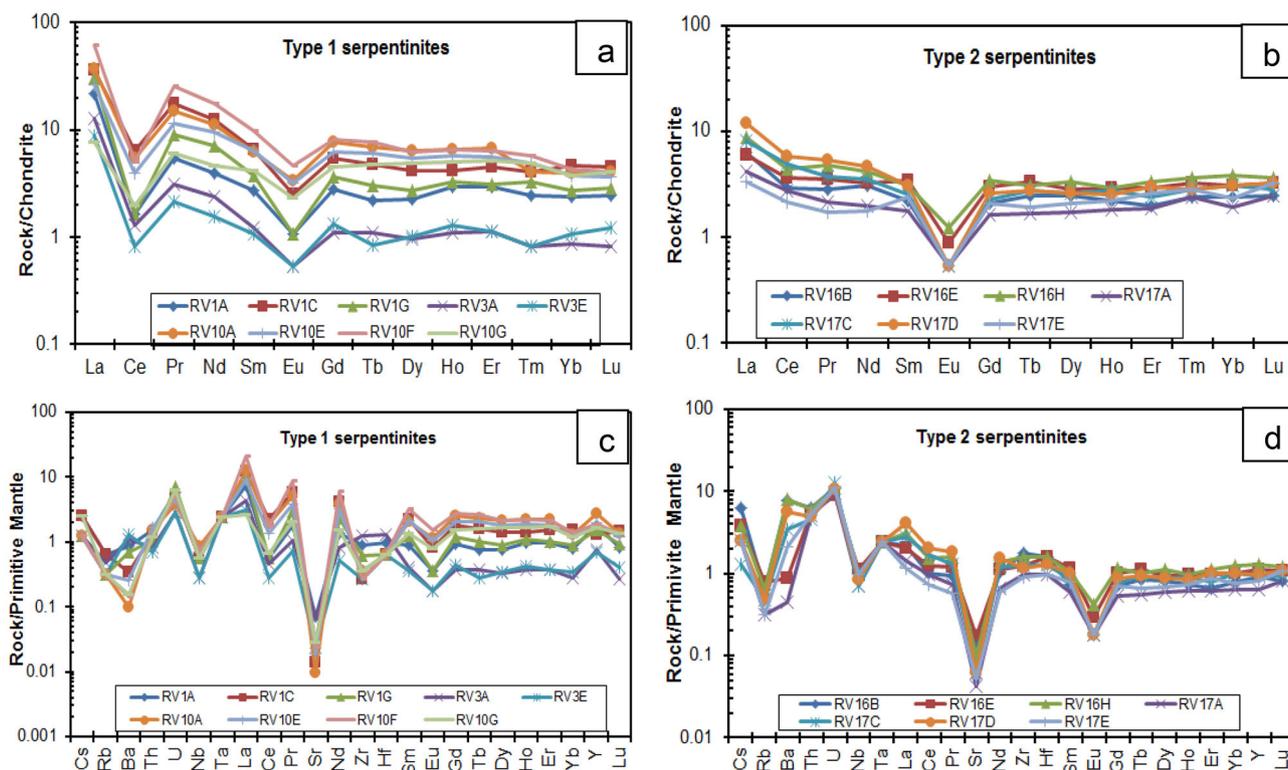
replacement product of groundmass serpentine or together with tremolite  $\pm$  chlorite as alteration product, suggesting interaction of serpentinite with a subsequent high-T, low-pH, low-MgO/SiO<sub>2</sub> fluid.

The main effect of serpentinization of peridotites is the addition of water and the formation of serpentine phases that contain up to 15 wt% of H<sub>2</sub>O (Deer et al. 1992; Deschamps et al. 2013). For example, the loss on ignition (LOI) is commonly used as a good indicator for the degree of serpentinization if the samples do not contain other hydrous minerals (Deschamps et al. 2013). The studied samples are made up of hydrous minerals, high LOI (average LOI = 12.04 wt%), suggesting that they are strongly serpentinized. Thus they may have experienced sea-floor weathering leading to some element mobility and resetting of geochemical composition. Therefore, the recognition of the primary chemical composition of these rocks is somehow difficult due to the effects of metamorphism, hydrothermal alteration, and deformation. The interpretation of their petrogenetic processes in terms of whole-rock compositions requires an assessment of the potential

effects of alteration on elemental mobility. Numerous studies have demonstrated that in rocks exposed to hydrothermal alteration and to metamorphism, the elements Al, Ti, Fe, P, HFSE (Th, Zr, Hf, Nb and Ta), REE and transition metals (Cr, Ni, Sc, V, Y and Co) are relatively immobile, while the elements Na, K, Ca, LILE (Cs, Rb, Ba, and Sr) and Pb tend to be mobile (Pearce 1982; Rollinson 1993; Arndt 1994; Polat et al. 2002; Polat and Hofmann 2003; Deshmukh et al. 2018). Therefore, in the following discussion using geochemical data, the features of immobile elements are applied.

## 5.2 Protolith and origin of the Eseka serpentinized peridotites

In their reviews on serpentinites associated with high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks, Hattori and Guillot (2007) have demonstrated that major element ratios of Mg/Si and Al/Si did not change during the hydration and metamorphism of peridotites, and also that the ratios reflect those of anhydrous peridotites. On the other hand, Evans

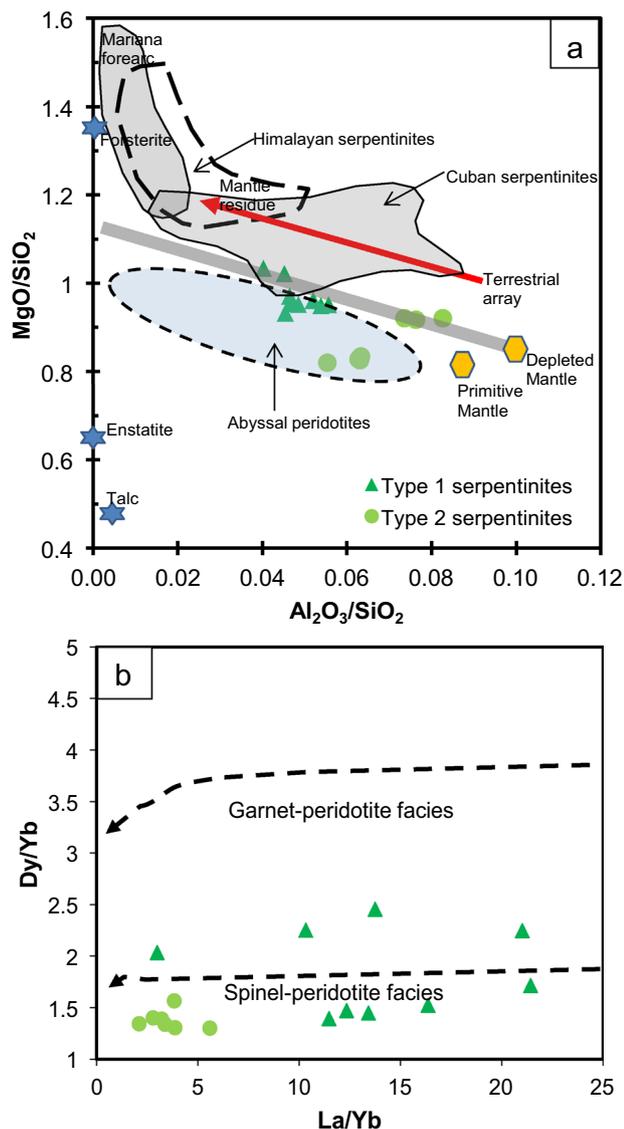


**Fig. 7** REE compositions (a, b) and trace element (c, d) patterns for serpentinized peridotites from Eseka area. Data for normalization are from Sun and McDonough (1989) and McDonough and Sun (1995) respectively for chondrite and primitive mantle

et al. (2013) have proposed that in orogenic belts, the serpentinites could derive from various protolith compositions, ranging from cumulates to residual mantle peridotite (abyssal peridotite and mantle-wedge peridotite). Figure 8 illustrates the bulk-rock chemical variation of the studied serpentinized peridotites in  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$ – $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  space. In this diagram, all the analyzed samples plot below the ‘mantle terrestrial array’ trend (magmatic depletion (or enrichment) trend from a primitive mantle to highly depleted harzburgitic composition (Jagoutz et al. 1979; Hart and Zindler 1986). Also, most serpentinite samples (both Type 1 and Type 2) plotted in the area for abyssal peridotites, with the exception of two samples (RV3A and RV3B) of Type 1 serpentinized peridotites and three samples (RV16B, RV16E, and RV16H) of Type 2 serpentinized peridotites. These samples were characterized by relative high  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$  ( $> 1$ ) and  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  ( $> 0.06$ ) values, respectively for Type 1 and Type 2 serpentinized peridotites. The two samples of Type 1 serpentinized peridotites plotted in the field of Cuban peridotites (Fig. 8a).

Residues have higher  $\text{Mg}/\text{Si}$  and lower  $\text{Al}/\text{Si}$ , whereas melt has a lower  $\text{Mg}/\text{Si}$  and higher  $\text{Al}/\text{Si}$  (Deschamps et al. 2010). According to Niu (2004), abyssal serpentinites have low  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  ( $< 0.035$ ) and  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$  ratios varying between 0.8 and 1.2; while for abyssal peridotites, those

ratios ranging from 0.01 to 0.07; and from 0.75 to 1.05 respectively. Le Maître (1976) has proposed that the average  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  ratios are 0.83 and 0.05; 0.66 and 0.09; and 0.99 and 0.04 respectively for harzburgite, lherzolite, and dunite. The Eseka serpentinites showed  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$  values ranging from 0.98 to 1.03, average 0.97 (type 1) similar to dunites and from 0.81 to 0.92, average 0.86 (type 2) and  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  ratios between 0.04 and 0.05, average 0.04 (type 1), and between 0.05 and 0.08, average 0.06 (type 2). Thus the studied serpentinites have similar characteristic as dunites (type 1) and harzburgites (type 2). The Eseka Type 1 serpentinized peridotites display a refractory nature, e.g. high  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$ , high  $\text{Al}_2\text{O}_3$  content (average = 2.47 anhydrous wt%), similar to abyssal plagioclase peridotites of mid-ocean ridge setting (Coleman and Keith 1971; Niu et al. 1997; Niu 2004). Type 2 serpentinized peridotites are more enriched in  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (2.93 wt%) suggesting more refractory nature than Type 1. The refractory depleted mantle protolith of studied serpentinized peridotites is also confirmed by their  $\text{Al}/\text{Si}$  ratio (0.04–0.08) which is lower than the PM  $\sim 0.1$  (McDonough and Sun 1995), but higher than the highly depleted mantle residual harzburgites ( $\sim 0.02$ ). This suggests that the analyzed samples are refractory peridotite residues after partial melting because Al is



**Fig. 8** **a** MgO/SiO<sub>2</sub> versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> (volatile free) of the studied serpentinitized peridotite samples. Depleted mantle, primitive mantle, and abyssal peridotite are from Salters and Stracke (2004a, b), McDonough and Sun (1995) and Niu (2004), respectively. The “terrestrial array” (large gray line) is after Jagoutz et al. (1979) and Hart and Zindler (1986). The compositional variation due to partial melting effect is shown with the red arrow. Fields of abyssal, Mariana forearc, Himalayan and Cuban peridotites Ishii et al. (1992), Niu (2004), Hottari and Guillot (2007) are plotted for comparison. **b** Dy/Yb versus La/Yb plot for the Eseka serpentinitized peridotites showing their generation at shallower depths in spinel-peridotite stability field (Jung et al. 2006)

mildly incompatible with mantle minerals and is depleted during partial melting (Hattori and Guillot 2007).

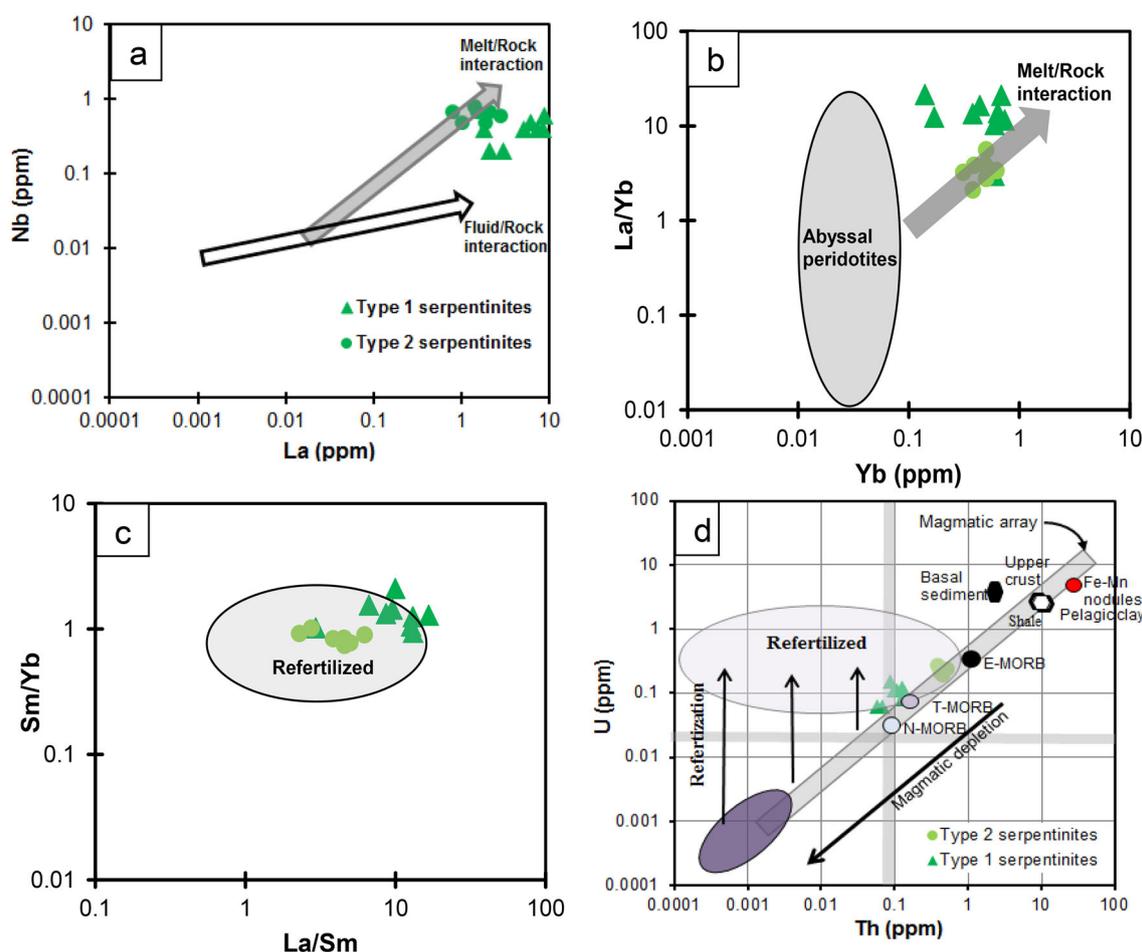
In the Dy/Yb and La/Yb diagram, the studied samples plot in the spinel-peridotite mantle composition field, with the exception of four samples (RV10A, RV10E, RV10F, and RV10G) which display garnet-peridotite composition (Fig. 8b). Dick and Bullen (1984) have proposed that

plagioclase peridotites constitute ~ 30 vol% of abyssal peridotites on the seafloor. However, plagioclase was not identified in all the studied samples. Considering the very low Ca (0.01–0.61 wt%) and Na (0.01–0.02 wt%) in our samples, we suggest that the original amount of plagioclase was low and was altered during serpentinization.

Our results have also revealed bulk-rock major and trace elements depletion, relative to PM values. The depletion of REE and HFSE relative to PM has been reported in orogenic, abyssal and ophiolite peridotites (Bodinier et al. 1990; Bodinier and Godard 2003; Niu 2004) with their petrogenetic interpretation as being mantle melting residues. The chondrite-normalized REE patterns of Type 2 serpentinitized peridotites display the convex-downward suggesting their melting-residual nature (Bhat et al. 2017).

### 5.3 Effect of melt/rock interaction

When studied abyssal peridotites, Niu (2004) and Deschamps et al. (2013) have proposed that melt-rock interactions can cause enrichment in equal proportions of LREE and HFSE, since REE and HFSE have similar chemical behavior and solubility in mafic melts, whereas in aqueous solutions LREE are more easily mobilized than HREE and HFSE. Since hydration of ultra-mafic rocks is the main process of serpentinization, the conjoint enrichment of LREE and HFSE in serpentinites is the result of the interaction between refractory upper mantle rocks and a percolating, trace element-rich melt prior to serpentinization (Paulick et al. 2006; Kodolányi et al. 2011; Cannò et al. 2016). In Nb–La binary plot of Paulick et al. (2006) in which two positive trends (the light gray arrow representing the refertilization fingerprint after melt/rock interaction whereas, black arrow represents fluid/rock interaction) were defined (Deschamps et al. 2010), the studied serpentinitized peridotites display similar enrichments in LREE and HFSE and plot along and close to the melt-rock interaction trend (Fig. 9a). This observation is confirmed by the Yb versus La/Yb plot (Fig. 9b) in which the Eseka serpentinitized peridotite samples show an increasing trend following the melt/rock interaction trend. The studied samples also show enrichment in HREE with respect to LREE (Fig. 9c), so have refertilized nature due to melt/rock interaction prior to serpentinization. Niu (2004) has demonstrated that abyssal peridotites, subducted serpentinites, and mantle wedge serpentinites, which have suffered melt/rock interactions, present strong enrichment in U and deviate from the terrestrial array. In the Th versus U diagram (Fig. 9d) samples from both Type 1 and Type 2 are plotted near the magmatic array, suggesting that enriched Th and U are most likely resulting from melt/rock interaction processes, although enrichment in compatible trace elements in subducted serpentinites by fluids during



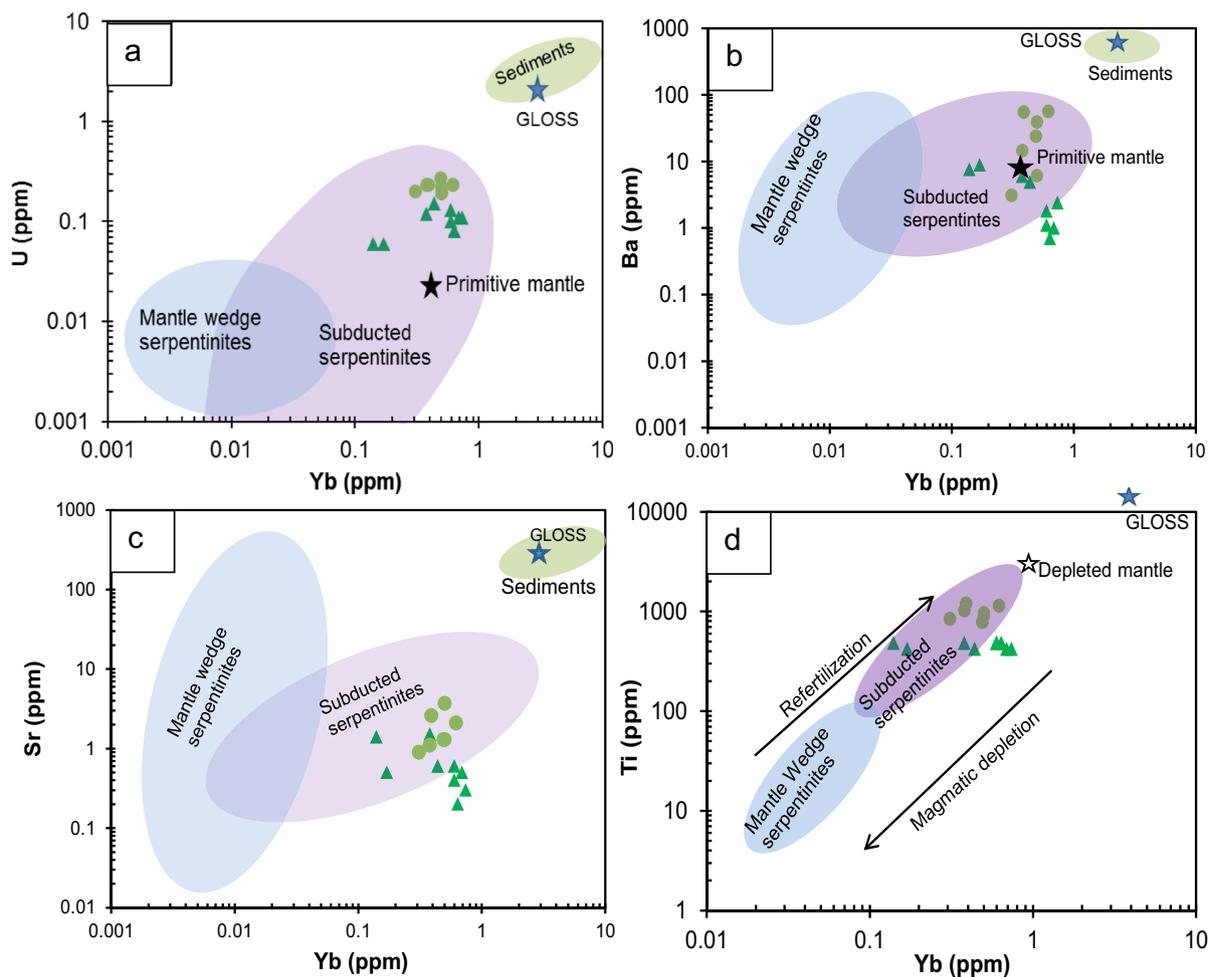
**Fig. 9** a Nb versus La (ppm), b La/Yb ratio versus Yb (ppm), c Sm/Yb versus La/Sm and d U versus Th binary plots for the studied serpentinitized peridotites. Melt/rock interaction trend is represented by the light gray arrow whereas, black arrow represents fluid/rock interaction trend in mantle peridotites (Paulick et al. 2006). Compositional field of abyssal peridotites (Fig. 9b) and gray ellipse of refertilized serpentinites (Fig. 8c) plotted for comparison are after Niu (2004)

serpentinization is not negligible (Niu 2004). Such melt-rock interactions prior to serpentinization are a common process and have been recently described in serpentinites from the Qinling orogenic belt, central China (Wu et al. 2018) and in the serpentinitized peridotites from the Suru Valley ophiolite slice Ladakh Himalaya (Bhat et al. 2017).

#### 5.4 Tectonic implications

The serpentinization of mantle rocks generally occurred in two different environments: (1) during ocean-floor metamorphism/alteration at a mid-ocean ridge and (2) through dynamic metamorphism at a subduction zone (Kamenetsky et al. 2001). Many authors (e.g. Mével 2003; Kodolányi et al. 2011; Deschamps et al. 2013; Wu et al. 2018) argued that the geochemistry of serpentinites is intimately associated with specific tectonic settings: Ocean-floor metamorphism caused mobility of trace elements such as Rb and Sr, enrichment of Pb and Sb by carbonate precipitation,

and U-enrichment due to hydrothermal alteration (Kodolányi et al. 2011). Bulk rock Ti concentration is commonly used to determine the tectonic setting of serpentinites because Ti is not only immobile during serpentinization but also insignificantly enriched during melt/rock interactions. Indeed, mantle wedge serpentinites are characterized by low bulk rock Ti content (2–50 ppm), while abyssal serpentinites and subducted serpentinites have relatively high Ti concentration, 10–130 ppm, and > 50 ppm, respectively (Deschamps et al. 2013). The studied serpentinitized peridotites display Rb and Sr depletion and are strongly serpentinized (average LOI = 12.04 wt%) suggesting a sea-floor alteration. However, their low U and Pb contents contrast with the ocean-floor alteration environment. Otherwise, their Ti/V ratios (average 11.49) similar to that of arc setting ( $\leq 30$ ) suggest the subduction-related environment (Shervais 1982). Prominent negative Nb anomaly in the multi-element spider diagrams (Fig. 7c, d) and the high Ti concentration (average: 453 and 977, respectively



**Fig. 10** **a** U (ppm), **b** Ba (ppm), **c** Sr (ppm) and **d** Ti (ppm) versus Yb (ppm) binary plots for the studied serpentinitized peridotites. Compositions of the primitive mantle, global subducting sediments (GLOSS), sediments are from McDonough and Sun (1995), Plank and Langmuir (1998) and Li and Schoonmaker (2003), respectively

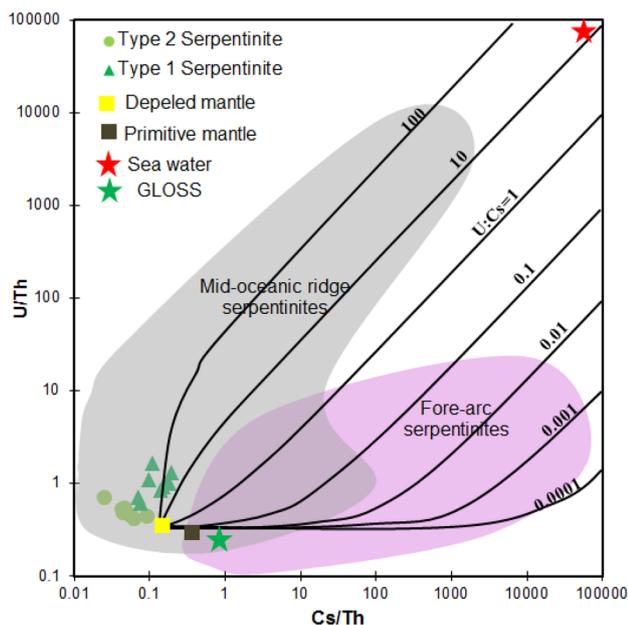
for Type 1 and Type 2) similar to values of subducted serpentinites (Fig. 10) clearly supported a subduction-related setting. Also, the high Cr contents and spinel protolith compositions suggest that the parent magmas were generated in a subduction environment, especially in Supra Subduction Zone setting (Parkinson and Pearce 1998).

In their review on the fluid-mobile element during serpentinization, Peters et al. (2017) have noticed distinct behavior of Cs and U in mid-ocean ridge (MOR) and forearc (FA) serpentinitizing fluids. They proposed discriminative element enrichment ratios of  $U:Cs > 1$  and  $U:Cs < 1$  for MOR serpentinites, and FA serpentinites respectively. The Eseka serpentinitized peridotites (both type 1 and Type 2) were characterized by high U:Cs ratios ( $> 10$ ), and they plotted in the MOR serpentinites field of the U–Cs enrichment diagram (Fig. 11). Characteristic element fractionations are thereby governed by redox-dependent differential U mobility at mid-ocean ridges and in fore-

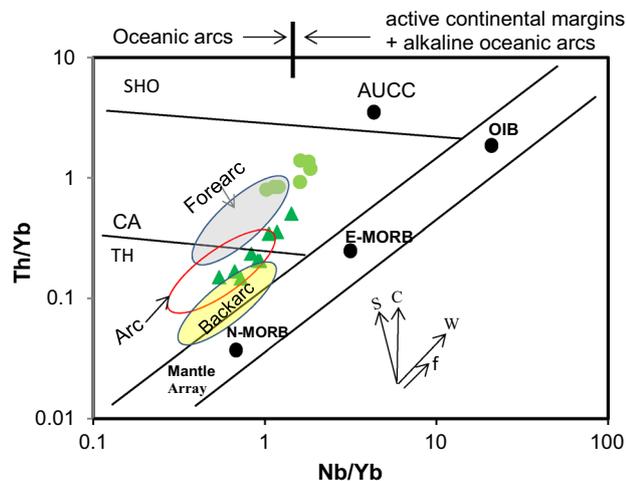
arcs, and by high Cs input in forearcs due to fluids equilibrated with sediments (Peters et al. 2017).

According to Pearce (2008), if the mantle-derived rocks were modified by subduction-derived fluids, it would be enriched in Th. As a result, the Th/Yb ratio would be higher in subduction-related components than that of the mantle array. When plotted in the Th/Yb versus Nb/Yb diagram (Fig. 12), the Eseka serpentinitized rocks fall in the volcanic arc array. Type 1 samples display backarc signatures whereas Type 2 samples plot within and close to the forearc field. Considering that the two studied serpentinite types crop in a relatively small area, the scattering of the samples may be due to the varied metasomatic effect or other melt/rock interactions, although possible contamination by subducted sediments is also to be envisaged.

The studied serpentinite samples are spatially associated with  $2093 \pm 45$  Ma eclogite facies metabasite with MORB (mid-ocean-ridge basalt) affinity and interpreted as the oldest remnants of subducted Paleoproterozoic suture zone



**Fig. 11** U–Cs enrichment diagram showing the location of the Eseka serpentinites in the mid-ocean ridge serpentinites field. Mid-ocean ridge and Fore-arc serpentinites fields are from Petters et al. (2017). Primitive mantle (McDonough and Sun 1995), depleted mantle (Salters and Stracke 2004a, b), GLOSS (Plank and Langmuir 1998), and ocean water (Li 1991) values for comparison



**Fig. 12** The plot of Th/Yb versus Nb/Yb for the Eseka serpentinitized peridotites. The mantle array includes constructive plate boundary magmas (NMORB: normal mid-ocean ridge basalts, E-MORB: enriched mid-ocean ridge basalts) and within-plate alkaline basalts (OIB: ocean island basalts). AUCC is Archean upper continental crust. Fields for convergent margin basalts include the tholeiitic (TH), calc-alkaline (CA), and shoshonitic (SHO) magma series. The vectors S, C, W, and f refer to subduction zone component, crustal contamination, within plate fractionation, and fractional crystallization respectively (after Pearce 2008). Forearc, arc, and backarc fields are of recent convergent margins fields from Metcalf and Shervais (2008)

or oceanic crust in Africa (Loose and Schenk 2018; Bouyou Houketchang et al. 2019). The subduction-related setting demonstrating in the present study further confirms that the Nyong series in Cameroon represents an uncontested Paleoproterozoic suture zone between the Congo craton and the São Francisco craton in Brazil. This important finding confirms the fact that modern-style plate tectonic processes characterized by subduction of oceanic lithospheric plates were already in operation in Palaeoproterozoic times, as also proposed by Kusky et al. (2013) and Loose and Schenk (2018).

Although Cr-spinel mineral chemistry is a useful geotectonic indicator to discriminate between different tectonic settings and geodynamics of the ultramafic rocks (e.g. Kamenetsky et al. 2001; Gamal El Dien et al. 2016; Bhat et al. 2017), the whole-rock major and trace elements data used in this study represent a preliminary data on the Eseka serpentinitized peridotites and appear to be useful to put an initial constraint on the tectonic setting of this area. To better constrain the petrogenesis and tectonic settings of the Nyong series, future works will focus on mineral chemistry and stable isotope compositions.

## 6 Conclusions

Petrographic and first whole-rock geochemical data of the Eseka serpentinitized peridotites within the Paleoproterozoic Nyong series have revealed that the studied samples are characterized by pseudomorphic textures, including mesh microstructure formed by serpentine intergrowths with cores of olivine, bastites after pyroxene. Antigorite constitutes almost the whole bulk of the rocks. Whole-rock geochemistry of the Eseka serpentinites led to the distinction of two types. The first one (Type 1) has high MgO (> 40 wt%) content and high Mg# values (88.80) whereas Type 2 serpentinite samples display relatively low MgO concentration and Mg# values (< 40 wt% and 82.88, respectively). Both the two types of serpentinitized peridotites have high LOI (mean 12.11 wt%) values, low Al/Si, and high Mg/Si ratios than the primitive mantle, reflecting a refractory abyssal mantle peridotite protolith. Partial melting modeling indicates that these rocks were derived from melting of spinel peridotite before serpentinization. The studied mantle peridotites display similar enrichments in LREE and HFSE suggesting their refertilized nature due to melt/rock interaction prior to serpentinization. Moreover, bulk rock high-Ti content similar to the values of subducted serpentinites (> 50 ppm) together with the high Cr contents and spinel-peridotite protholith compositions suggest that the parent magmas were generated in a subduction-related environment, especially in Supra Subduction Zone setting. Hence, the Nyong series in Cameroon

represents an uncontested Paleoproterozoic suture zone between the Congo craton and the São Francisco craton in Brazil.

**Acknowledgements** This study is a part of the senior authors PhD thesis research work at the University of Yaoundé I. We gratefully acknowledge the editors for the handling of the manuscript. This is the contribution of ICGP-Y 646 project.

## References

- Arndt NT (1994) Archean komatiites. In: Condie KC (ed) *Archean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam, pp 11–44
- Bach W, Garrido CJ, Paulick H, Harvey J, Rosner M (2004) Seawater peridotite interactions: first insights from ODP Leg 209, MAR 15 N. *Geochem Geophys Geosyst*. <https://doi.org/10.1029/2004GC000744>
- Ballhaus C, Ryan CG (1995) Platinum-group elements in the Merensky Reef. 1. PGE in base metal sulfides and the down temperature equilibrium history of Merensky ores. *Contrib Mineral Petrol* 122(3):241–251
- Bau M, Dulski P (1999) Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the mid-atlantic ridge: implications for Y and REE behaviour during near vent mixing and for the Y/Ho ratio of proterozoic seawater. *Chem Geol* 155:77–90
- Bhat IM, Ahmad T, Subba Rao DV (2017) Geochemical characterization of serpentinized peridotites from the Shergol ophiolitic slice along the Indus Suture Zone (ISZ), Ladakh Himalaya. *India J Geol* 125:501–513
- Bhat IM, Ahmad T, Subba Rao DV (2019) Origin and evolution of Suru Valley ophiolite peridotite slice along Indus suture zone, Ladakh Himalaya, India: implications on melt-rock rock interaction in a subduction-zone environment. *Chem Erde* 79(1):78–93
- Bodinier JL, Godard M (2003) Orogenic, ophiolitic and abyssal peridotites. In: Carlson RW (ed) *Treatise on geochemistry Vol 2 The mantle and core*. Amsterdam, Elsevier, pp 103–170
- Bodinier JL, Vasseur G, Vernieres J, Dupuy C, Fabries J (1990) Mechanism of mantle metasomatism: geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotites. *J Petrol* 31:597–628
- Bonatti E, Michael PJ (1989) Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. *Earth Planet Sci Lett* 91:297–311
- Boschi C, Früh-Green GL, Escartín J (2006) Occurrence and significance of serpentinite-hosted, talc- and amphibole-rich fault rocks in modern oceanic settings and ophiolite complexes: an overview. *Ophiolite* 31(2):129–140
- Bouyou Houketchang M, Penaye J, Mouri H, Toteu SF (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. *J Afr Earth Sc* 149:215–234
- Cannaò E, Scambelluri M, Agostini S, Tonarini S, Godard M (2016) Linking serpentinite geochemistry with tectonic evolution at the subduction plate-interface: the Voltri Massif case study (Ligurian Western Alps, Italy). *Geochim Cosmochim Acta* 190:115–133
- Coleman RG (1977) *Ophiolites, ancient oceanic lithosphere? rocks and minerals*, vol 12. Springer, Berlin
- Coleman RG, Keith TE (1971) A chemical study of serpentinization-Burro Mountain, California. *J Petrol* 12:311–328
- Deer WR, Howie RA, Zussman J (1992) *An introduction to the rock-forming minerals*, 2nd edn. Longman Scientific & Technical, Harlow
- Deschamps F, Guillot S, Godard M, Chauvel C, Andreani M, Hattori K (2010) In situ characterization of serpentinites from forearc mantle wedges: timing of serpentinization and behavior of fluid-mobile elements in subduction zones. *Chem Geol* 269:262–277
- Deschamps F, Godard M, Guillot S, Hattori K (2013) Geochemistry of subduction zone serpentinites. A review. *Lithos* 178:96–127
- Deshmukh SD, Hari KR, Diwan P, Manu Prasanth MP (2018) Geochemistry and petrogenesis of felsic meta-volcanic rocks of Baghmara Formation, Sonakhan Greenstone Belt, Central India. *J Geosci Res* 2(1):69–74
- Dick HJB, Bullen T (1984) Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib Miner Petrol* 86:54–76
- Evans BW, Hattori K, Baronnet A (2013) Serpentinite: what, why, where? *Elements* 9:99–106
- Fruh-Green GL, Connolly JAD, Plas A, Kelley DS, Grobety B (2004) Serpentinization of oceanic peridotites: implications for geochemical cycles and biological activity. The seafloor biosphere at mid-ocean ridges. *Geophys Monogr Ser* 144:119–136
- Gamal El Dien H, Hamdy M, Abu El-Ela AS, Abu-Alam T, Hassan A, Kil Y, Mizukami T, Soda Y (2016) Neoproterozoic serpentinites from the Eastern Desert of Egypt: insights into Neoproterozoic mantle geodynamics and processes beneath the Arabian-Nubian Shield. *Precambrian Res* 286:213–233
- Ganno S, Njiosseu Tanko EL, Kouankap Nono GD, Djoukouo Soh A, Moudioh C, Ngnotué T, Nzenti JP (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 Geol Rev* 80:860–875
- Ganno S, Tsozué D, Kouankap Nono GD, Tchouatcha MS, Ngnotué T, Takam GR, Nzenti JP (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. *Resour Geol* 68(3):287–302
- Hart SR, Zindler A (1986) In search of a bulk-Earth composition. *Chem Geol* 57:247–267
- Hattori KH, Guillot S (2003) Volcanic fronts form as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge. *Geology* 31(6):525–528
- Hattori KH, Guillot S (2007) Geochemical character of serpentinites associated with high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Alps, Cuba, and the Himalayas: recycling of elements in subduction zones. *Geochem Geophys Geosyst* 8(9):Q09010
- Hilalret N, Reynard B, Wang Y, Daniel I, Merkel S, Nishiyama N, Petitgirard S (2007) High-pressure creep of serpentine, interseismic deformation, and initiation of subduction. *Science* 318:1910–1913
- Ishii T, Robinson PT, Maekawa H, Fiske R (1992) Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu–Ogasawara–Mariana forearc. In: Fryer P, Pearce JA, Stokking LB, et al. (Eds) *Proceedings of the ocean drilling program. 125, Scientific Results*, Cambridge, pp 445–485
- Jagoutz E, Palme H, Baddenhausen H, Blum K, Cendales M, Dreibus G, Spettel B, Wänke H, Lorenz V (1979) The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Lunar Planet Sci Conf Proc* 10:2031–2050
- Jung C, Jung S, Hoffer E, Berndt J (2006) Petrogenesis of Tertiary mafic alkaline magmas in the Hoheifel, Germany. *Journal of Petrology* 47(8):1637–1671
- Kamenetsky VS, Crawford AJ, Meffre S (2001) Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated

- olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J Petrol* 42:655–671
- Kodolányi J, Pettke T, Spandler C, Kamber BS, Gmélíng K (2011) Geochemistry of ocean floor and fore-arc serpentinites: constraints on the ultramafic input to subduction zones. *J Petrol* 53(2):235–270
- Kusky TM, Stern RJ, Dewey JF (2013) Secular changes in geologic and tectonic processes, Introduction to Kusky TM, Stern RJ, Dewey JF secular changes in geologic and tectonic processes. Special Issue of *Gondwana Research* 24:451–452
- Lasserre M, Soba D (1976) Age Libérien des granodiorites et des gneiss à pyroxènes du Cameroun Méridional. *Bull BRGM* 2(4):17–32
- Le Maître RW (1976) The chemical variability of some common igneous rocks. *J Petrol* 17:589–637
- Lerouge C, Cocherie A, Toteu SF, Penaye J, Milesi JP, Tchameni R, Nsifa NE, Fanning CM, Deloué 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. *J Afr Earth Sci* 44:413–427
- Li YH (1991) Distribution patterns of the elements in the ocean: a synthesis. *Geochim Cosmochim Acta* 55(11):3223–3240
- Li YH, Schoonmaker J (2003) 7.01 chemical composition and mineralogy of marine sediments. treatise on geochemistry, vol. 7: sediments, diagenesis, and sedimentary rocks. In: Mackenzie FT (ed) *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp 1–35
- Li X-H, Chen Y, Li J, Yang C, Ling X-X, Tchouankoue JP (2016) New isotopic constraints on age and origin of Mesoarchean charnockite, trondhjemite and amphibolite in the Ntem Complex of NW Congo Craton, southern Cameroon. *Precambrian Res* 276:14–23
- Loose D, Schenk V (2018) 2.09 Ga old eclogites in the Eburnian-Transamazonian orogen of southern Cameroon: significance for Palaeoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Res* 304:1–11
- Maffione M, Morris A, Plumper O, Van Hinsbergen DJJ (2014) Magnetic properties of variably serpentinitized peridotites and their implication for the evolution of oceanic core complexes. *Geochem Geophys Geosyst* 15:923–944
- Maurizot P, Abessolo A, Feybesse JL, Johan LP (1986) Etude de prospection minière du Sud-Ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985. Rapport de BRGM 85:274
- McDonough WF, Sun SS (1995) The composition of the Earth. *Chem Geol* 120:223–253
- Metcalfe RV, Shervais JW (2008) Suprasubduction-zone ophiolites: is there really an ophiolite conundrum? *Geol Soc Am Spec Pap* 438:191–222
- Mével C (2003) Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. *Comptes Rendus Geosciences* 335:825–852
- Ndema Mbongue J, Ngo Nlend CD, Nzenti JP, Cheo Suh E (2014) Origin and evolution of the formation of the Cameroon Nyong Series in the Western Border of the Congo Craton. *J Geosci Geomat* 2:62–75
- Nédélec A, Nsifa EN, Martin H (1990) Major and trace element geochemistry of the Archaean Ntem plutonic complex (South Cameroon): petrogenesis and crustal evolution. *Precambrian Res* 47:35–50
- Niu Y (2004) Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. *J Petrol* 45:2423–2458
- Niu Y, Langmuir CH, Kinzler RJ (1997) The origin of abyssal peridotites: a new perspective. *Earth Planet Sci Lett* 152:251–265
- Nockolds SR (1954) Average chemical composition of some igneous rocks. *Geol Soc Am Bull* 65:1007–1032
- Nzenti JP, Barbey P, Macaudière J, Soba D (1988) Origin and evolution of late Precambrian high-grade Yaounde gneisses (Cameroon). *Precambrian Res* 38:91–109
- O’Hanley DS (1996) Serpentinites, records of tectonic and petrological history. *Oxford Monographs on Geology and Geophysics* no 34
- Parkinson IA, Pearce JA (1998) Peridotite from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP leg 125) evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *J Petrol* 39:1577–1618
- Paulick H, Bach W, Godard M, De HJCM, Surir G, Harvey J (2006) Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15°20’N, ODP Leg 209): implication for fluid/rock interaction in slow spreading environments. *Chem Geol* 234:179–210
- Pearce JA (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe RS (ed) *Andesites*. Wiley, Chichester, pp 525–548
- Pearce JA (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100:14–48
- Penaye J, Toteu SF, Tchameni R, Van Schmus WR, Tchakounte J, Ganwa A, Minyem D, Nsifa EN (2004) The 2.1 Ga West Central African Belt in Cameroon: extension and evolution. *J Afr Earth Sci* 39:159–164
- Peters D, Bretscher A, John T, Scambelluri M, Pettke T (2017) Fluid-mobile elements in serpentinites: constraints on serpentinisation environments and element cycling in subduction zones. *Chem Geol* 466:654–666
- Plank T, Langmuir CH (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem Geol* 145:325–394
- Polat A, Hofmann AW (2003) Alteration and geochemical patterns in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland. *Precambrian Res* 126:197–218
- Polat A, Hofmann AW, Rosing M (2002) Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the Earth. *Chem Geol* 184:231–254
- Poulet A, Tchameni R, Mezger K, Vidal M, Nsifa EN, Shang CK, Penaye J (2007) Archaean crustal accretion at the northern border of the Congo craton (South Cameroon), The charnockite-TTG link. *Bull Geol Soc Fr* 178:331–342
- Rollinson HR (1993) A terrane interpretation of the Archaean Limpopo Belt. *Geol Mag* 130(6):755–765
- Salter VJ, Stracke A (2004a) Composition of the depleted mantle. *Geochem Geophys Geosyst*. <https://doi.org/10.1029/2003GC000597>
- Salter VJM, Stracke A (2004b) Composition of the depleted mantle. *Geochem Geophys Geosyst* 5(5):1–27
- Shang CK, Satir M, Siebel W, Nsifa EN, Taubald H, Liégeois JP, Tchoua FM (2004) Major and trace element geochemistry, Rb–Sr and Sm–Nd systematics of TTG magmatism in the Congo craton: case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon. *J Afr Earth Sci* 40:61–79
- Shang CK, Satir M, Nsifa EN, Liégeois JP, 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. *Int J Earth Sci* 96:817–841
- Shang CK, Liégeois JP, Satir M, Frisch W, Nsifa EN (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 Res* 18(2–3):337–355

- Shervais JW (1982) Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet Sci Lett* 32:114–120
- Snow JE, Dick HJB (1995) Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotites. *Geochim Cosmochim Acta* 59:4219–4235
- Soh TL, Nzepang Tankwa M, Chongtao W, Ganno S, Ngotue T, Kouankap Nono GD, Shaamu JS, Zhang J, Nzenti JP (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 Geol Rev* 95:620–638
- Suh CE, Cabral A, Shemang EM, Mbinkar L, Mboudou GGM (2008) Two contrasting iron-ore deposits in the Precambrian mineral belt of Cameroon, West Africa. *Explor Min Geol* 17:197–207
- Sun SS, McDonough WF (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol Soc Lond Spec Publ* 42:313–345
- Tchameni R, Mezger K, Nsifa EN, Pouclet A (2001) Crustal origin of Early Proterozoic syenites in the Congo Craton (Ntem Complex), South Cameroon. *Lithos* 57:23–42
- Tchameni R, Lerouge C, Penaye J, Cocherie A, Milesi JP, Toteu SF, Nsifa NE (2010) Mineralogical constraint for metamorphic conditions in a shear zone affecting the Archean Ngoulemakong tonalite, Congo craton (Southern Cameroon) and retentivity of U–Pb SHRIMP zircon dates. *J Afr Earth Sc* 58:67–80
- Toteu SF, Van Schmus WR, Penaye J, Nyobe JB (1994) U–Pb and Sm–Nd evidence for eburnean and pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Res* 67:321–347
- Vicat JP, Leger JM, Nsifa E, Piguet P, Nzenti JP, Tchameni R, Pouclet A (1996) Distinction au sein du craton congolais du Sud-Ouest du Cameroun, de deux épisodes doléritiques initiant les cycles orogéniques éburnéen (Paléoprotérozoïque) et Pan-Africain (Néoprotérozoïque). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 323:575–582
- Whitney DL, Evans BW (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am Miner* 95:185–187
- Wu K, Ding X, Ling MX, Sun W, Zhang LP, Bin HuY, Huang RF (2018) Origins of two types of serpentinites from the Qinling orogenic belt, central China and associated fluid/melt-rock interactions. *Lithos* 302–303:50–64