

REPUBLICQUE DU CAMEROUN

Paix – Travail – Patrie

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I

CENTRE DE RECHERCHE ET DE  
FORMATION DOCTORALE EN SCIENCES,  
TECHNOLOGIE ET GÉOSCIENCES



REPUBLIC OF CAMEROON

Peace – Work – Fatherland

FACULTE DES SCIENCES

FACULTY OF SCIENCE

POSTGRADUATE SCHOOL OF SCIENCE,  
TECHNOLOGY AND GEOSCIENCES

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE  
DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

Laboratoire de Géosciences des Formations Profondes et Applications  
Laboratory of Geosciences of Internal Formations and Applications

LA RÉGION DE BIDOU I AU SUD-CAMEROUN :  
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE ET ÂGE DES  
ÉVÈNEMENTS

Thèse

présentée en vue de l'obtention du  
Doctorat/PhD en Sciences de la Terre  
Option Pétrologie et Géologie Structurale

Par

**KAMGUIA WOGUIA Brice**

Master en Sciences de la Terre

Matricule 03W166

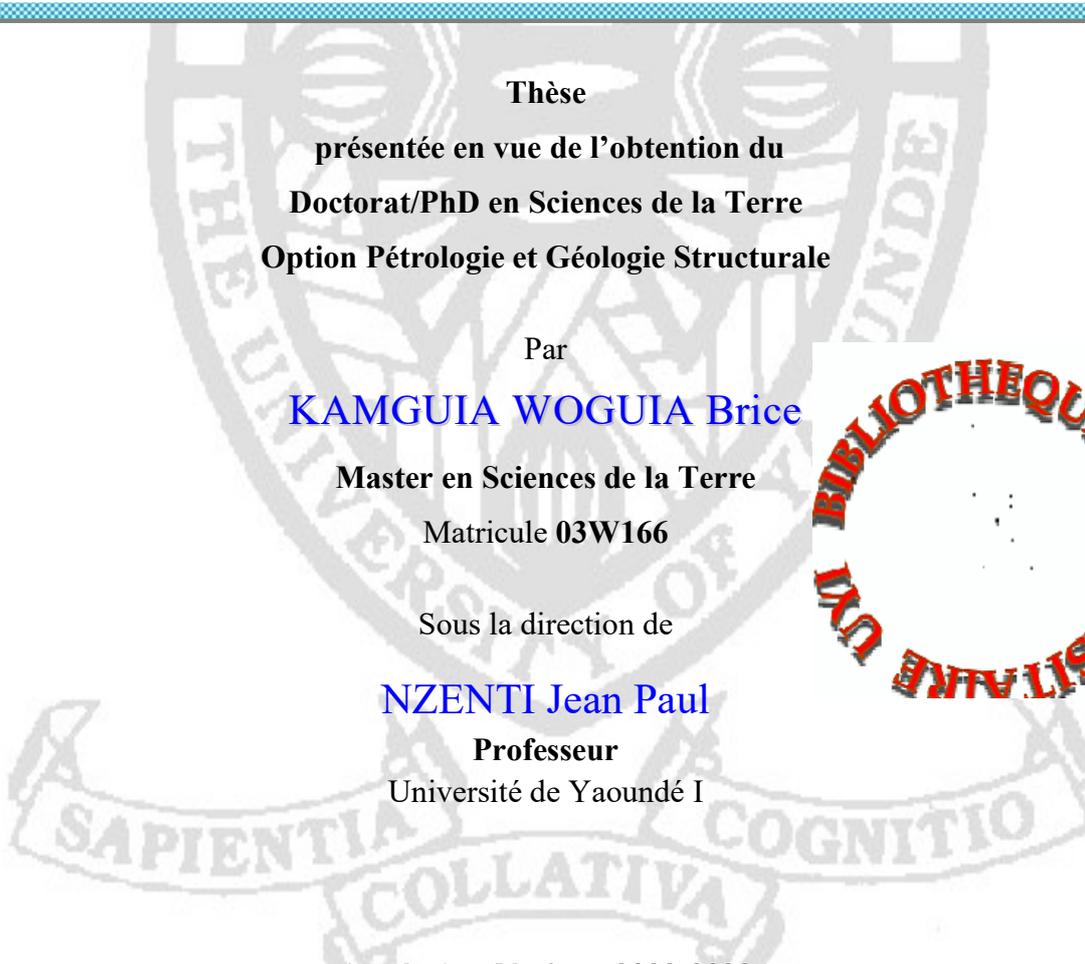
Sous la direction de

**NZENTI Jean Paul**

Professeur

Université de Yaoundé I

Année Académique 2022-2023



REPUBLIQUE DU CAMERON  
Paix – Travail – Patrie

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

CENTRE DE RECHERCHE ET DE  
FORMATION DOCTORALE EN SCIENCES,  
TECHNOLOGY ET GEOSCIENCES

BP 812 Yaoundé

Email: crfd\_stg@uy1.uninet.cm  
secretariat@uy1researchstg.cm

Site web: www.uy1researchstg.cm



REPUBLIC OF CAMEROON  
Peace – Work – Fatherland

THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I

POSTGRADUATE SCHOOL OF  
SCIENCES, TECHNOLOGY AND  
GEOSCIENCES

P.O Box 812 Yaoundé

Email: crfd\_stg@uy1.uninet.cm  
secretariat@uy1researchstg.cm

Web site: www.uy1researchstg.cm

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

\*\*\*\*\*

Spécialité : GEOSCIENCES DES FORMATIONS PROFONDES  
Option : Pétrologie et Géologie Structurale

Nom et Prénom du candidat : KAMGUIA WOGUIA Brice

Matricule : 03W166

Titre du mémoire : LA RÉGION DE BIDOU I AU SUD CAMEROUN, ÉVOLUTION  
TECTONO-MÉTAMORPHIQUE ET ÂGE DES ÉVÈNEMENTS

Date de soutenance : **Lundi, le 24 Avril 2023.**

Nous soussignés, membres du jury de soutenance de la thèse de Doctorat Ph.D, attestons que le candidat a effectué toutes les corrections conformément aux observations, critiques et suggestions formulées lors de la soutenance.

En foi de quoi, la présente attestation de correction, lui est délivrée, pour faire valoir ce que de droit.

Fait à Yaoundé, le... 15/05/2023

Le Président du jury

Pr NGOMI

Les membres du jury

007  
Dr Kankou Boniface  
Dr Mousi Bonifas  
  
R. YONGUE

---

## DÉDICACE

A mon père **WOGUIA Michel Oscar**

A ma mère **SOTCHOUANG Angeline**

---

## REMERCIEMENTS

Ce travail est le fruit de nombreuses contributions intellectuelles, morales et financières.

Je rends gloire à **DIEU** tout puissant pour cette grâce qu'il m'accorde.

Je remercie :

Mon encadreur, le Professeur **Jean Paul NZENTI** pour avoir accepté de diriger ce travail. Depuis l'année de Maîtrise, vous avez stimulé en moi de nombreuses valeurs parmi lesquelles le sens de la recherche et de l'esprit critique. Votre rigueur et abnégation au travail, votre assiduité, votre dynamisme et votre esprit paternel font de vous un personnage exceptionnel. Trouvez ici Professeur, l'expression de ma plus haute reconnaissance et ma gratitude.

le Doyen de la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé I, le Professeur **Jean Claude TCHOUANKEU** pour son soutien multiforme.

le Chef de Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I, le Professeur **Paul Désiré NDJIGUI** pour ses conseils durant ce parcours, sa disponibilité, son souci permanent et son désir ardent de voir ce travail achevé. Cher Professeur, vous êtes un exemple d'humilité et de sollicitude. Je vous exprime ici ma grande et profonde reconnaissance.

tous les chers enseignants du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I pour toutes les connaissances par vous transmises durant ces nombreuses années.

Le Pr **Gus Djibril KOUANKAP NONO** pour m'avoir accompagné et fortement soutenu tout au long de ce travail, assisté sur tous les plans et prodigué d'innombrables conseils et encouragements. Ton apport durant ce difficile parcours est inestimable, j'aurais très sûrement désisté sans ton fort soutien permanent et inconditionnel. Que te soient exprimés ici cher grand frère, mes remerciements et ma reconnaissance infinie pour tout. Merci Professeur.

le Pr **Sylvestre GANNO** pour m'avoir initié à la recherche géologique, assisté tant sur le terrain qu'en laboratoire depuis le Master et tout au long de ce travail. Ton soutien, tes encouragements, tes critiques, tes conseils et ta rigueur au travail ont été pour moi un grand support. Je t'exprime ici ma très profonde gratitude.

le Pr **Lavenir NDÉMA** pour avoir été mon tout premier repère en cartographie géologique. Mr le Vice-Recteur, reçois ici l'expression de mon infini merci pour ces pas décisifs.

Le Pr **Evine Laure NJIOSSEU** pour toute l'assistance et le soutien permanents depuis toutes ces années. Reçois ma mère, mes chaleureux remerciements pour ton dévouement.

un merci particulier est adressé au Dr **Philomène NGA ESSOMBA**. Cette œuvre est le fruit d'un dur labeur commun et d'une longue complicité. Ta sollicitude, ta disponibilité, ton assistance, tes prières et encouragements sans relâche et malgré tout, m'ont permis de persévérer et ne pas baisser les bras. La fin de ce travail est sûrement un grand soulagement pour toi. Reçois

---

---

ici ma très chère binôme l'expression de ma plus profonde reconnaissance. Merci.

mes petits frères **Elvadas NONO WOGUIA**, **Cyril FOTSO WOGUIA** et **Junior NOUMOYE WOGUIA** dont le soutien et l'assistance inconditionnels depuis le début de cette aventure sont inestimables et n'ont jamais failli. Recevez ici l'expression de ma plus profonde reconnaissance et de ma sincère gratitude.

mes grand-mères **Midèle DJILO WOGUIA** et **Sylviane GOUNOU WOGUIA**, vous avez été des appuis immenses pour moi durant ce difficile parcours, je trouve ici l'occasion de vous exprimer ma plus grande reconnaissance.

mes sœurs **Annie Carole NGOTJOMB** et **Lyne DJOMO WOGUIA** pour votre soutien et assistance sans limites et en tout temps. Un merci infini vous est adressé.

papa **Emmanuel NONO** pour tous tes conseils et l'assistance dont tu as fait preuve depuis de très nombreuses années. Reçois ici l'expression de ma reconnaissance pour tout.

mon fils **Michel Nathanaël MBIDA WOGUIA** pour la source de motivation.

mes cousins et cousines **Adolph KAMGUIA**, **Sinclair DJAMPOU**, **Vlady NJONNANG** et **Liliane NANGUEP**, pour tous vos encouragements permanents depuis des années.

je pense également à **William TCHASSEP**, **Michèle NONO** et **Didier KOHOUN** pour tous leurs conseils et encouragements, sans oublier **Ange ANDONG** pour toute les motivations et sources d'inspiration durant ce temps.

madame **Augustine AKONO** pour tes conseils, ta sollicitude et ton souci de voir ce travail être enfin achevé ; reçois ici l'expression de ma plus profonde reconnaissance.

le Chef du village Bidou I et ses habitants pour leurs accueil, hospitalité et disponibilité lors de mes travaux, ceci parfois au détriment de leurs occupations quotidiennes. Merci à vous.

merci à **Hermine MVODO** pour la complicité et ton apport à cette œuvre. Merci project.

la "présidente" du Laboratoire de Pétrologie et Géologie Structurale **Lysiane KOUAYEP** pour ton assistance multiforme et tes encouragements constants durant ce travail.

tous les membres du LPGS et spécialement : les Docteurs **Cyril SIGUE**, **Cyriel MOUDIOH**, **Marvine NZEPANG**, **Landry SOH**; Mesdames et Messieurs **Isaac SWIFFA**, **Guy TAKAM**, **Arnold MBITA**, **Donald FOSSI**, **Alex SEPWOOU**, **Patrick AYONTA**, **Amandine DJERBO**, **Simplice NGANNO**, **Marlyse KWAMOU** et **Rosita BELIBI**. Nos discussions scientifiques permanentes ont contribué à l'avancement de ce travail. Parvenu à sa fin, veuillez recevoir ici mes humbles remerciements et ma reconnaissance infinie.

mes aînés et amis des autres laboratoires les Docteurs **Joelle TENE**, **Milan TCHOUA-TCHA**, **Cécile MBESSE**, **Cyril NGALY**, **Marion KWAMOU** et **Olivier OWONO**; Mrs. **Anselme NOUBIAP**, **Paul Aubin GOUEM**, **Joseph LETCHOP** et **Olivier NJIKEU** pour vos conseils et votre assistance multiformes.

---

---

---

tous mes oncles et tantes, particulièrement Mme **Emilienne Djampou** et Mr **André NOUMOYE** pour votre assistance de toute nature. Recevez ma reconnaissance.

mr et Mme **KENMOE** pour votre assistance multiforme. Vous avez été un soutien de taille, recevez ici l'expression de ma gratitude et de ma reconnaissance.

un merci spécial est adressé à **Lauryer TCHOUNDI** pour ton grand soutien, tes encouragements ; ton assistance et le réconfort constants ces dernières années, merci grand frère.

je pense à mon grand frère **Foch ETOUNDI** et mes amis **Aimé TALOM, Bienvenu BALEBA, Armand NGATOM, Cyril AJIE, Uriel NGOULA, Alain ZINGA, Hervé FANKEM, Kevin TSOUNGUI, Ballentines FRUH, Michaëlle KELA, Ghislain MBOULOUN, Michel TETEVU, Cédric MOUNCHIPOU, Lucretia NOUMABEU, Rose MENDOUNGA, Carelle NGONO, Alvine SANGO, Clarisse MEFEU, Sylvie MAYANPA, Mercy AWANDOH, Audrey NKAMA, Chancelle NGONO, Arsène EKEMANG, Brenda ELAT, Augustine NDOMO, Fatimata MOUNCHILI, Modestine FEUMBA, Christelle ZEBAZE** et à tous ceux que je n'ai pas pu citer ici, mais à qui je pense et remercie du fond du cœur pour vos efforts multiformes pendant ces années.

la famille **NOUBISSI Samuel** pour tout ce que vous avez fait pour moi depuis mon arrivée à Yaoundé ; recevez l'expression de ma profonde gratitude.

la famille **PAGAL** pour tout le support que vous avez toujours su m'apporter. Merci

la famille **NDEME** pour tout ce que vous avez fait pour moi durant tout ce parcours.

un merci spécial est adressé à **Dieudonné BALEBA** pour sa sollicitude à mon égard.

tous les membres du CAFY et spécialement à Mrs. **Joseph ESSIMI, Rigobert ATANGANA, Serge AKONGO** et **Ildevert EWONDO** pour l'assistance que vous m'avez apporté durant tout ce temps. Je vous exprime ici ma profonde reconnaissance.

j'adresse un merci particulier au PDG de GEOCAM GROUP pour son apport pendant la finalisation de ce travail. Que vous soit témoignée ici ma très profonde reconnaissance.

toute l'équipe de GEOCAM GROUP, spécialement à **Wilfried KUETCHE, Sandra KAMGUIA, Romaric NONO, Raoul NJENG, William TENE, Félicité NGO KENG, Colette NYONGO, Sharon FUNKAH, Bertrand AMOU'U, Cédric WANDJI, Marie Christine BISSAMIBANG, Gaelle MEYONG, Yvan NNOMEKO, Malvis TCHOUSI, Deogracias TENE**. Pour tous vos divers apports et contributions à la réalisation de ce travail, veuillez recevoir l'expression de ma gratitude.

enfin à tous ceux qui de près ou de loin ont participé de quelque manière que ce soit à la réalisation de cet ouvrage et dont je n'ai pu citer les noms ici, recevez l'expression de ma sincère reconnaissance et ma gratitude. Merci.

---

*« Le courage, la patience, l'intelligence et la force sont de belles choses, mais la persévérance les dépasse, car elle fait de grandes œuvres et elle vient à bout de tout ».*

*Proverbe africain*

*« Laisser le temps au temps de s'accomplir, Attendre n'est pas une perte de temps, c'est plutôt savoir que chaque chose a son temps »*

*Citation temps.*

*« Il fait toute chose bonne en son temps, bien que l'homme ne puisse pas saisir l'œuvre que Dieu fait, du début jusqu'à la fin ».*

*Ecclésiaste 3, 11*

---

---

## TABLE DES MATIERES

<b>DÉDICACE</b> .....	<b>i</b>
<b>REMERCIEMENTS</b> .....	<b>ii</b>
<b>TABLE DES MATIÈRES</b> .....	<b>vi</b>
<b>LISTE DES FIGURES</b> .....	<b>x</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX</b> .....	<b>xiii</b>
<b>LISTE DES ANNEXES</b> .....	<b>xiv</b>
<b>LISTE DES ABREVIATIONS</b> .....	<b>xv</b>
<b>RÉSUMÉ</b> .....	<b>xvi</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>xvii</b>
<b>INTRODUCTION GÉNÉRALE</b> .....	<b>1</b>
1. Contexte de l'étude et problématique .....	2
2. Objectifs.....	5
3. Structure de la thèse .....	5
<b>CHAPITRE I. CADRE NATUREL</b> .....	<b>6</b>
<b>I.1. CADRE GÉOGRAPHIQUE</b> .....	<b>7</b>
I.1.1. Localisation .....	7
I.1.2. Climat.....	8
I.1.3. Géomorphologie.....	9
I.1.3.1. Orographie.....	9
I.1.3.2. Hydrographie .....	10
I.1.4. Végétation et faune.....	11
I.1.5. Géographie humaine et économique .....	11
<b>I.2. CADRE GÉOLOGIQUE</b> .....	<b>11</b>
I.2.1. La Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale.....	12
I.2.2. Le domaine cratonique .....	18
I.2.3. Modèles de genèse des formations dess complexe du Ntem et du Nyong.....	29
I.2.4. Travaux antérieurs de la localité de Bidou I .....	30
<b>CHAPITRE II. OUTILS ET MÉTHODES</b> .....	<b>33</b>
<b>II.1. OUTILS</b> .....	<b>34</b>
II.1.1. Outils de terrain.....	34
II.1.2. Outils de laboratoire.....	34
<b>II.2. METHODES</b> .....	<b>34</b>
II.2.1. Méthodes de terrain .....	34
II.2.2. Méthodes de laboratoire .....	35

II.2.2.1. Analyse pétrographique .....	35
II.2.2.2. Analyse structurale.....	36
II.2.2.2.1. Analyse mésoscopique, macroscopique et microscopique .....	36
II.2.2.2.2. Télédétection et SIG .....	37
II.2.2.2.3. Méthode géophysique aéroportée .....	38
II.2.2.2.4. Analyse spectrométrique à rayons gamma .....	39
II.2.2.2.5. Méthode d'étude des plis .....	40
II.2.2.3. Analyse géochimique .....	41
II.2.2.4. Analyse géochronologique.....	41
<b>CHAPITRE III. ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET MINÉRALOGIQUE.....</b>	<b>44</b>
III.1. GNEISS À GRENAT.....	45
III.2. MICASCHISTES À GRENAT .....	49
III.3. QUARTZITES À GRENAT .....	51
<b>CHAPITRE IV. ANALYSE STRUCTURALE.....</b>	<b>58</b>
IV.1. ETUDES MÉSCOPIQUE ET MACROSCOPIQUE.....	59
IV.1.1. PHASE DE DÉFORMATION D <sub>1</sub> .....	59
IV.1.1.1. Foliation S <sub>1</sub> .....	59
IV.1.1.2 Linéations minérales Lm <sub>1</sub> .....	62
IV.1.1.3. Linéations d'étirement minéral Le <sub>1</sub> .....	62
IV.1.1.4. Les boudins β <sub>1</sub> .....	63
IV.1.2. PHASE DE DÉFORMATION D <sub>2</sub> .....	64
IV.2.2.1. Cisaillement C <sub>2</sub> .....	64
IV.2.2.2. Schistosité S <sub>2</sub> .....	65
IV.2.2.3. Plis P <sub>2</sub> .....	66
IV.2.2.4. Boudins β <sub>2</sub> .....	66
IV.2.2.5. Fractures f <sub>2</sub> .....	68
IV.2.2.6. Veines/filons .....	68
IV.1.3. PHASE DE DÉFORMATION D <sub>3</sub> .....	70
IV.1.3.1. Fractures f <sub>3</sub> .....	70
IV.1.3.2. Diaclases d <sub>3</sub> .....	71
IV.1.3.3. Linéaments hydrographiques.....	72
IV.2. ÉTUDES MICROTECTONIQUE ET MACROSCOPIQUE.....	72
IV.3. ANALYSE GÉOMÉTRIQUE DES PLIS P <sub>2</sub> DE BIDOU I.....	74
IV.4. ANALYSE MEGASCOPIQUE DE LA DEFORMATION.....	75
IV.5. ANALYSE STRUCTURALE PAR LA MÉTHODE GÉOPHYSIQUE.....	78

---

<b>CHAPITRE V. GEOCHIMIE ROCHE TOTALE ET GÉOCHRONOLOGIE.....</b>	<b>86</b>
V.1. GÉOCHIMIE ROCHE TOTALE .....	87
V.1.1. Nature du protolite.....	87
V.1.2. Caractères géochimiques .....	89
V.1.2.1. Gneiss à grenat .....	89
V.1.2.2. Micaschistes à grenat .....	95
V.1.2.3. Quartzites à grenat .....	98
V.2. AGE DES FORMATIONS DE BIDOU I.....	106
V.2.1. Choix et étude des zircons .....	106
V.2.2. Morphologie des zircons analysés .....	106
V.2.2.1. Gneiss à grenat.....	107
V.2.2.2. Micaschistes à grenat .....	109
V.2.3 Interprétation de la morphostructure des zircons.....	111
V.2.4. Résultats et interprétation des analyses radiométriques .....	111
V.2.4.1. Gneiss à grenat.....	111
V.2.4.2. Micaschistes à grenat .....	114
V.2.5. Géochimie des zircons .....	117
<b>CHAPITRE VI. INTERPRÉTATION-DISCUSSION ET CORRELATIONS .....</b>	<b>125</b>
VI.1. LITHOLOGIE.....	126
VI.2. ANALYSE STRUCTURALE .....	128
VI.3. EVOLUTION GEOCHIMIQUE .....	133
VI.3.1. Source des protolites .....	133
VI.3.2. Sédimentation, maturation et altération.....	135
VI.3.3. Contexte tectonique.....	141
VI.3.4. Contexte géodynamique .....	144
VI.4. EVOLUTION GEOCHRONOLOGIQUE.....	146
VI.4.1. Age de dépôt des formations de Bidou I.....	146
VI.4.2. Implication tectonique de la géochimie des zircons.....	150
VI. 2.1. Origine des magmas et contexte tectonique .....	150
VI.4 2.2. Estimation de la température de cristallisation des zircons .....	151
VI.5. POTENTIELLES MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES AUX ROCHES DE LA LOCALI- TÉ DE BIDOU I CORRELATIONS LOCALES ET SOUS-REGIONALES .....	153
VI.5.1. Nature et origine des minéralisations dans les cratons archéens.....	153
VI.5.2. Indices de minéralisations dans les roches de Bidou 1 .....	154
VI.5.2.1. Minéralisations en Or .....	154

---

---

VI.5.2.2. Minéralisations en Fer .....	155
VI.5.2.3. Autres minéralisations .....	155
VI.5.3. Control structural des minéralisations .....	156
<b>VI.6. CORRELATIONS LOCALES ET SOUS-REGIONALES.....</b>	<b>158</b>
VI.6.1. Avec le groupe de Yaoundé .....	158
VI.6.2. Avec les autres entités environnantes du craton du Congo .....	161
VI.6.2.1. Angola .....	161
VI.6.2.2. Gabon (Chaine de l'Ogooué).....	162
VI.6.2.3. République Démocratique du Congo .....	163
VI.6.2.4. République Centrafricaine .....	164
VI.6.2.5. Guinée Equatoriale .....	165
VI.6.2.6. Ouganda.....	165
VI.6.2.7. Soudan .....	165
VI.6.2.8. Zambie.....	166
VI.6.3. Avec la chaîne orogénique Transamazonienne du NE Brésil .....	166
<b>CONCLUSION GÉNÉRALE .....</b>	<b>169</b>
<b>PERSPECTIVES.....</b>	<b>174</b>
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>	<b>176</b>
<b>ANNEXES .....</b>	<b>216</b>

---

---

## LISTE DES FIGURES

<b>Figure 1.</b> Carte de localisation de la localité de Bidou I. ....	7
<b>Figure 2.</b> Histogramme des variations climatiques. ....	8
<b>Figure 3.</b> Carte des unités morphologiques .....	9
<b>Figure 4.</b> Carte hydrographique.....	10
<b>Figure 5.</b> Carte de reconstitution des domaines panafricains NE brésilien et Ouest africain montrant la continuité entre les chaînes de Sergipano et Nord Equatoriale. ....	13
<b>Figure 6.</b> Carte géologique du Cameroun montrant la localisation de la région de Bidou I et les principaux domaines lithotectoniques .....	17
<b>Figure 7.</b> Carte schématique de reconstruction de la portion Ouest du Gondwana .....	19
<b>Figure 8.</b> Carte géologique simplifiée de l'Afrique montrant les blocs cratoniques .....	21
<b>Figure 9.</b> Carte géologique du Sud-Ouest Cameroun montrant la zone d'étude.....	24
<b>Figure 10.</b> Carte géologique du secteur d'étude.....	32
<b>Figure 11. a)</b> Carte d'échantillonnage des roches ; <b>b)</b> Esquisse de la carte géologique de la localité de Bidou I.....	46
<b>Figure 12.</b> Caractères macroscopique et microscopique des gneiss à grenat .....	48
<b>Figure 13.</b> Caractères macroscopique et microscopique des micaschistes à grenat.....	50
<b>Figure 14.</b> Aspects macroscopique et microscopique des quartzites à grenat.....	53
<b>Figure 15.</b> Image MEB montrant les minéraux des quartzites à grenat .....	54
<b>Figure 16.</b> Analyse par DRX des quartzites à grenat .....	55
<b>Figure 17.</b> Image EDS montrant la composition minéralogique des quartzites à grenat .....	56
<b>Figure 18.</b> Plans de foliation $S_1$ dans la localité de Bidou I .....	60
<b>Figure 19.</b> Diagrammes stéréographiques de densité et Rosaces de direction des pôles de plans, de la foliation $S_1$ .....	61
<b>Figure 20.</b> Stéréogramme récapitulatif de la $S_1$ .....	62
<b>Figure 21.</b> Linéations minérales. ....	63
<b>Figure 22.</b> Boudins $\beta_1$ de Bidou I.....	64
<b>Figure 23.</b> Plans de cisaillement $C_2$ .....	65
<b>Figure 24.</b> Schistosité de crénelation dans les micaschistes à grenat.....	66
<b>Figure 25.</b> Plis $P_2$ . ....	67
<b>Figure 26.</b> Boudins $\beta_2$ dans les micaschistes à grenat .....	68
<b>Figure 27.</b> Plans de fractures $f_2$ dans les gneiss à grenat .....	69
<b>Figure 28.</b> Fractures induisant des microfailles $F_2$ dans les gneiss.....	69
<b>Figure 29.</b> Rosace de direction des plans de fractures $f_2$ mesurés sur le terrain .....	70
<b>Figure 30.</b> Fractures $f_3$ et diaclases $d_3$ recoupant les fractures $f_2$ dans les gneiss à grenat .....	71

<b>Figure 31.</b> Rosace de direction des éléments de la phase tardi-D <sub>2</sub> .....	72
<b>Figure 32.</b> Carte des linéaments hydrographiques .....	73
<b>Figure 33.</b> Microstructures de déformation .....	74
<b>Figure 34.</b> Classification des plis d'après la méthode des courbes de Bézier. ....	77
<b>Figure 35.</b> Caractères géométriques des plis P <sub>2</sub> d'après la méthode des sections coniques.....	78
<b>Figure 36.</b> Images de télédétection de la zone d'étude avec les principaux linéaments identifiés de la localité de Bidou I .....	81
<b>Figure 37.</b> Carte des linéaments SRTM et Landsat.....	82
<b>Figure 38.</b> Images des traitements de données géophysiques aéromagnétiques .....	83
<b>Figure 39.</b> Carte des linéaments géophysiques extraite des données aéromagnétiques et Rosace de direction.....	84
<b>Figure 40.</b> Cartes synthétiques des linéaments SRTM, Landsat et géophysiques .....	85
<b>Figure 41.</b> Position des roches dans le diagramme K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> vs. f(Na <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ).....	87
<b>Figure 42.</b> Diagramme Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +TiO <sub>2</sub> + CaO vs f (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) pour les métasédiments.....	88
<b>Figure 43.</b> Diagramme de classification Log (Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O) vs. Log (SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ).....	88
<b>Figure 44. a)</b> Position des micaschistes dans le triangle des silico-aluminates ; <b>b)</b> Diagramme binaire SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> vs K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O de différenciation des micaschistes à grenat.....	89
<b>Figure 45.</b> Diagramme de variation des éléments majeurs en fonction du SiO <sub>2</sub> .....	91
<b>Figure 46.</b> Diagramme de variation des éléments en fonction du Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	92
<b>Figure 47.</b> Spectres des terres rares et multiéléments des gneiss à grenat .....	95
<b>Figure 48.</b> Spectres des terres rares et multiéléments des micaschistes à grenat .....	100
<b>Figure 49.</b> Spectres des terres rares et multiéléments des quartzites à grenat.....	104
<b>Figure 50.</b> Spectres comparatifs des REEs de Bidou I avec celles des environs .....	105
<b>Figure 51.</b> Images cathodoluminescence (CL) des zircons des gneiss à grenat.....	108
<b>Figure 52.</b> Images cathodoluminescence (CL) des zircons des micaschistes à grenat.....	110
<b>Figure 53.</b> Diagramme (a) de probabilité relative et (c) Concordia des zircons des gneiss à grenat; (b) Diagramme de probabilité relative et (d) Discordia des zircons des micaschistes à grenat..	117
<b>Figure 54.</b> Diagrammes de discrimination de l'origine magmatique des zircons .....	120
<b>Figure 55.</b> Spectres des terres rares des zircons et diagramme montrant l'enrichissement en LREE dans les zircons .....	121
<b>Figure 56.</b> Diagrammes (a) TiO <sub>2</sub> -Zr et (c) La/Th vs. Hf montrant la nature felsique des roches de Bidou I; (b) Diagramme TiO <sub>2</sub> vs. Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> montrant leur origine granitique.....	136
<b>Figure 57.</b> Diagramme ICV vs. ICA de la maturité des sédiments .....	138
<b>Figure 58.</b> Diagramme Th/U vs. Th de l'évolution des roches .....	139
<b>Figure 59.</b> Diagramme Th/Sc vs. Zr/Sc du recyclage des roches.....	140

---

<b>Figure 60.</b> Diagrammes $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ et $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ vs $\text{SiO}_2$ du contexte tectonique de mise en place des roches .....	142
<b>Figure 61.</b> Diagramme $\text{Ti}/\text{Zr}$ vs. $\text{La}/\text{Sc}$ montrant le contexte géodynamique .....	143
<b>Figure 62.</b> Diagrammes de discrimination des roches mères en fonction des éléments majeurs (M); majeurs et d'éléments traces (MT) et multidimensionnelle combinée d'éléments majeurs et traces. ....	145
<b>Figure 63.</b> Diagramme de discrimination $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ vs. $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ de l'origine archéenne à post-archéenne des roches .....	146
<b>Figure 64.</b> Figures montrant le contexte, l'origine continentale et la cristallisation fractionnée des roches de Bidou I .....	152

---

## LISTE DES TABLEAUX

<b>Tableau 1.</b> Variations climatiques de la zone de Grand Batanga pour la période 1901-2013 .....	8
<b>Tableau 2.</b> Caractéristiques pétrographiques des roches de Bidou I.....	57
<b>Tableau 3.</b> Paramètres morphologiques obtenus sur un pli $P_1$ et de deux plis $P_2$ distincts par la méthode des courbes de Bézier .....	76
<b>Tableau 4.</b> Paramètres morphologiques d'un pli $P_1$ et un pli $P_2$ par la méthode des sections coniques dans la localité de Bidou I.....	76
<b>Tableau 5.</b> Analyses géochimiques des éléments majeurs des gneiss à grenat.....	90
<b>Tableau 6.</b> Analyses géochimiques des éléments traces et REE des gneiss à grenat.....	94
<b>Tableau 7.</b> Analyses géochimiques des éléments majeurs des micaschistes à grenat.....	97
<b>Tableau 8.</b> Tableau comparatif des moyennes des éléments majeurs des micaschistes à grenat de Bidou I et des grauwackes de la littérature .....	97
<b>Tableau 9.</b> Analyses géochimiques des éléments traces et REE des micaschistes à grenat .....	99
<b>Tableau 10.</b> Tableau des éléments majeurs des quartzites à grenat .....	101
<b>Tableau 11.</b> Analyses géochimiques des éléments traces et REE des quartzites à grenat .....	102
<b>Tableau 12.</b> Tableau comparatif des valeurs moyennes des terres rares des métasédiments de Bidou I et de celles des métasédiments environnants.....	105
<b>Tableau 13.</b> Données LA-ICP-MS U-Pb sur zircon des gneiss à grenat .....	116
<b>Tableau 14.</b> Données LA-ICP-MS U-Pb sur zircon des micaschistes à grenat .....	116
<b>Tableau 15.</b> Composition géochimique des zircons des gneiss à grenat de Bidou I.....	123
<b>Tableau 16.</b> Composition géochimique des zircons des micaschistes à grenat de Bidou I .....	124

---

## LISTE DES ANNEXES

<b>Annexe 1.</b> Mesures des plans de foliation $S_1$ dans la localité de Bidou I.....	218
<b>Annexe 2.</b> Mesures des plans de fractures, des cisaillements, des linéations minérales, linéations d'étirement minérales Bidou I .....	219
<b>Annexe 3.</b> Article tiré de ce travail .....	220

---

## LISTE DES ABRÉVIATIONS DES MINÉRAUX (d'après [Whitney et Evans, 2010](#))

**Qz** : Quartz

**Kfs** : Feldspath potassique

**Pl** : Plagioclase

**Bt** : Biotite

**Ms** : Muscovite

**Op** : Minéraux opaques

**Spn** : Sphène

**Po** : Pyrrothite

**Crn** : Corindon

**Brt** : Barite

**Ser**: séricite

**Rb**: Rubidium

**Grt** : Grenat

**Px** : Pyroxène

**Zrn** : Zircon

**Rt** : Rutile

**Brt** : Barite

**Grt** : Grenat

**Kln** : Kaolinite

### AUTRES ABBREVIATIONS

**CCC** : Cisaillement Centre Camerounais

**CPNE** : Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale

**FS** : Faille de la Sanaga

**HREE**: Heavy Rare Earth Element (Terres Rares Lourdes)

**LREE**: Light Rare Earth Element (Terres Rares Légères)

**REE**: Rare Earth Element (Terres Rares)

**HFSE**: High Field Strength Elements (Eléments à fort potentiel ionique)

**SF** : Faille de la Sanaga

**RCA** : République Centrafricaine

**LTM** : Laboratoire de Traitement des Minerais

**TTG** : Tonalites-Trondjémites-Granodiorites

**BIF** : Formations de fer rubannées

**FBO** : Faille de Bétaré Oya

---

## RESUMÉ

La localité de Bidou I appartient au Groupe du Nyong qui représente la bordure Nord-Ouest du craton du Congo au Cameroun. Les études pétrographiques, structurales, géochimiques et géochronologiques ont permis de caractériser l'évolution tectono-métamorphique des formations rocheuses de cette zone d'étude, ainsi que l'âge des différents événements qui les ont affectés ; et de faire une corrélation avec les entités voisines et celles du craton de São-Francisco au Brésil.

Les présents travaux montrent que le secteur de Bidou I comprend un ensemble essentiellement métamorphique constitué de gneiss à grenat (Grt + Px + Qz + kfs + Rt + Pl ± Bt ; Ms + Op ; Bt + Ms + Qz ; Ms + Bt + Qz + Rt), de micaschistes à grenat (Grt + Bt + Ms + Qz + Kfs + Pl ; Ms + Qz + Pl) et de quartzites à grenat (Grt + Bt + Ms + Po + Qz ; Qz + Crn + Bt). Ces paragenèses témoignent d'une évolution métamorphique plurifaciale à caractère rétrograde du faciès granulite à amphibolite. Ces formations ont subi une évolution tectonique polyphasée marquée par trois phases de déformation: une phase D<sub>1</sub> de tectonique compressive de direction cinématique N - S à NE - SW, une phase D<sub>2</sub> de tectonique cisailante de direction moyenne NNE-SSW et une phase D<sub>3</sub> de tectonique cassante de direction moyenne NE-SW. Ces directions sont similaires à celle de la Faille de Kribi Campo de direction NNE - SSW.

Ces roches sont des métasédiments de composition felsique, leurs protolites ont les compositions des arkoses pour les gneiss à grenat et les quartzites à grenat ; et des grauwackes pour les micaschistes à grenat. Ces protolites proviendraient d'une croûte continentale de nature felsique et sont issus de la fusion partielle et/ou cristallisation fractionnée en régime de subduction-collision. Les gneiss à grenat et les quartzites à grenat se sont mis en place en contexte de marge passive ; et les micaschistes à grenat en contexte d'arc. Une telle fluctuation des contextes tectoniques serait synonyme d'un changement progressif de la géométrie du bassin d'une marge continentale passive à une marge continentale active et du développement d'un arc insulaire continental.

Les analyses LA-ICP-MS U-Pb sur zircon des gneiss à grenat donnent un âge moyen de 2067 Ma correspondant à un événement métamorphique ayant affecté ces gneiss. Les micaschistes à grenat qui, quant à eux proviendraient des matériaux archéens (2786 Ma), auraient subi une importante phase de dépôt au Paléoprotérozoïque (2400 Ma) et ont été affectés par le métamorphisme autour de 2002 Ma. Cet événement métamorphique paléoprotérozoïque est contemporain à l'orogénèse eburnéenne/transama-zonienne (~ 2100 - 2000 Ma) répandue dans le Groupe du Nyong et le craton de São-Francisco au Brésil.

Les résultats obtenus confirment que le Groupe du Nyong correspondrait à une zone de suture paléoprotérozoïque entre les cratons du Congo et de São-Francisco au Brésil ; et que la localité de Bidou I ferait partie de la partie Nord du lien reliant la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale à l'Ouest du Congo à l'origine de la séparation de des cratons du Congo et de São-Francisco.

**Mots clés :** Groupe du Nyong, métasédiments, marge continentale passive à active, Paléoprotérozoïque, zone de suture, Bidou I.

---

---

## ABSTRACT

Bidou I area belongs to the Nyong Group greenstone belts, which represents the NW edge of the Congo Craton in Cameroon. Petrographic, structural, geochemical and geochronological studies highlight the tectonometamorphic evolution of these rocks and age of events they have experienced and to establish correlations with other parts of the Congo Craton, as well as with its NE extension in Brazil (São-Francisco Craton).

The present study show that the Bidou i area consists of metamorphic rocks made up of garnet gneisses (Grt + Px + Qz + kfs + Rt + Pl ± Bt; Ms + Op; Bt + Ms + Qz; Ms + Bt + Qz + Rt), garnet micaschists (Grt + Bt + Ms + Qz + Kfs + Pl; Ms + Qz + Pl) and garnet quartzites (Grt + Bt + Ms + Po + Qz; Qz + Crn + Bt). These mineral associations testify a retrograde granulite to amphibolite facies plurifacial metamorphic evolution. The rocks have experienced a polyphase tectonic evolution with two main deformational phases: a D<sub>1</sub> compressional phase with a N-S to NE-SW kinematic direction, a D<sub>2</sub> shearing phase with NNE-SSW direction and brittle D<sub>3</sub> phase trending NE - SW. These directions are similar to that of the Kribi Campo Fault (NNE-SSW).

The Bidou I rocks are metasediments with felsic composition. The garnet gneisses and garnet quartzites derived from arkoses while the garnet micaschists are from greywackes. These protoliths are thought to originate from a felsic continental crust and are the result of partial melting and/or fractional crystallisation in a subduction-collision regime. Garnet gneiss and garnet quartzites were deposited in a passive margin, while micaschists are from arc domain. Such fluctuation of tectonic settings highlights a progressive change of the basin geometry from a passive to an active continental margin and the development of a continental island arc.

LA-ICP-MS U-Pb analyses on zircon of garnet gneisses give an average age of 2067 Ma corresponding to a metamorphic event that affected these gneisses. The garnet micaschists which are from Archean materials (2786 Ma), underwent a major depositional phase in the Palaeoproterozoic (2400 Ma), and were affected by metamorphism around 2002 Ma. This Paleoproterozoic metamorphic event is contemporaneous with the eburnian/transamazonian orogeny (~ 2100 - 2000 Ma) widespread in the Nyong Group and the São-Francisco craton in Brazil.

These results confirm that the Nyong Group corresponds to a Paleoproterozoic suture zone between the Congo and the São-Francisco cratons in Brazil; and that the Bidou I locality is part of the northern part of the link connecting the North Equatorial Fold Belt to western Congo, responsible of the separation of congo and São-Francisco cratons.

**Keywords:** Nyong Group, Metasediments, Passive to active continental margin, Paleoproterozoic, Suture zone, Bidou I.

---

# **INTRODUCTION GÉNÉRALE**

---

---

## 1. CONTEXTE DE L'ÉTUDE ET PROBLÉMATIQUE

Au Cameroun, les formations précambriennes sont très répandues et forment l'essentiel du substratum géologique du pays. Elles se répartissent en deux principales entités qui sont : la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale (CPNE) constituée de granitoïdes archéens à paléoprotérozoïques (Nzenti et al., 1988; Tchakounté et al., 2017; Azeuda et al., 2022) et de granulites paléoprotérozoïques et néoprotérozoïques intrudées par les plutons Panafricains (Nzenti et al., 1988 ; Tanko Njiosseu et al., 2021 ; Metang et al., 2022a ; Fossi et al., 2022); et le domaine cratonique représenté par les complexes/groupes du Ntem d'âge archéen (3,40 - 2,80 Ga) et du Nyong d'âge archéen à paléoprotérozoïque (2,85 - 2,00 Ga, Lerouge et al., 2006; Owona et al., 2020; Kouankap et al., 2022 ; Soh et al., 2021,2022a; Mvodo et al., 2022 ; Toteu et al., 2022) repris à certains endroits par des évènements panafricains (Ndema Mbongué, 2016 ; Nga Essomba, 2020 ; Nzepang Tankwa, 2020 ; Owona et al., 2021a,b).

La CPNE au Cameroun a déjà fait l'objet de nombreux travaux contrairement au domaine cratonique. Ceci a pour conséquence l'insuffisance des données et des difficultés de synthèse pour les corrélations locales et régionales. La découverte, l'observation de nouveaux affleurements, et surtout des travaux d'exploration minière (en expansion dans cette partie du substratum camerounais) offrent la possibilité d'une meilleure cartographie ainsi que la réalisation des études détaillées visant à définir la nomenclature, l'âge, le contexte géodynamique ainsi que les différentes orogénèses ayant affecté les formations de cette partie du territoire camerounais. C'est dans cette optique qu'un vaste programme de recherche a été entrepris au Laboratoire de Géosciences des Formations Profondes du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I. Ledit programme porte sur la caractérisation pétrogénétique, géochronologique et géochimique des formations cratoniques du Cameroun ainsi que les minéralisations qui y sont associées. Et de ce fait, plusieurs premiers travaux portant sur cette thématique ont abouti à la détermination et la caractérisation de l'évolution tectono-métamorphique des formations du groupe du Nyong (Kamguia Woguia, 2011; Nga Essomba, 2011,2020; Kouankap Nono et al., 2018,2022; Ndéma Mbongue et al., 2022b; Mvodo et al., 2022), ainsi qu' à la découverte et l'étude de potentiels gisements de fer (Ganno et al., 2018; Ndéma Mbongue et Aroke, 2020; Nzepang Tankwa et al., 2021; Moudioh, 2021; Swiffa et al., 2022), des indices de minéralisations en Or (Soh Tamehe et al., 2014; Kouankap Nono et al., 2021; Kamguia Woguia et al., 2021). Toutefois, fort est de constater que les travaux menés jusqu'à présent dans les complexes du Nyong et du Ntem demeurent parcellaires rendant la compréhension et les corrélations régionales difficiles, parfois impossibles. D'où la nécessité de multiplier des travaux sur plusieurs secteurs tels que celui de Bidou I.

---

L'âge et l'origine du groupe du Nyong sont depuis longtemps sujets à controverses : les formations du groupe du Nyong seraient Paléoprotérozoïques (Lerouge et al., 2006 ; Soh Tamehe et al., 2022a). L'Archéen serait la principale période de formation de la croûte cratonique dans les complexes du Nyong et du Ntem (Lasserre et Soba, 1976; Nkoumbou et al., 2014 ; Kwamou Wanang, 2022). Le complexe du Nyong serait une partie de la bordure Nord-Ouest du craton qui aurait été affecté par deux orogénèses principales à savoir : l'orogénèse archéenne et l'orogénèse paléoprotérozoïque (Feybesse et al., 1998 ; Thiar et De Wit, 2006 ; Nga Essomba, 2020 ; Owona et al., 2020, 2021a, b ; Mvodo et al., 2022). Ces deux orogénèses ont été reprises à certains endroits par des événements métamorphiques panafricains (Pouclet et al., 2007 ; Nga Essomba, 2020 ; Ndéma, 2016 ; Nzepang Tankwa, 2020 ; Owona et al., 2020,2021a,b). Cependant, bien qu'il persiste un problème de nomenclature des formations du Craton du Congo, quel est l'âge de mise en place de ces roches cratoniques ? quel(s) est/sont celui/ceux des événements du métamorphisme les ayant affectés ?

De plus, plusieurs auteurs identifient l'âge minimum de dépôt des formations métasédimentaires à environ 2,4 Ga dans le complexe du Nyong (Toteu et al., 1994 ; Lerouge et al., 2006 ; Owona et al., 2020, 2021a,b; Soh Tamehe et al., 2021), qui a été assimilé à l'âge de dépôt des BIFs dans ce complexe (Djoukouo Soh et al., 2021 ; Nzepang Tankwa et al., 2021; Soh Tamehe et al., 2021). Cependant de nouvelles données U-Pb-Hf sur zircon démontrent que l'âge de dépôt des métasédiments et les BIFs dans le complexe du Nyong serait compris entre 2,1 - 2,0 Ga (Soh Tamehe et al., 2022a).

D'autre part, les modèles globaux qui permettraient de donner une explication à la configuration des complexes du Nyong et Ntem en général demeurent également parcellaires. Il s'agit de la fusion partielle du manteau, suivie d'une cristallisation fractionnée en régime de subduction de la croûte océanique (Nedelec et al., 1990 ; Shang et al., 2004a, 2007; Loose et Schenk, 2018 ; Nga Essomba et al., 2020 ; Owona et al., 2020, 2021a, b). Dans le groupe du Nyong, Lerouge et al. (2006) dans les localités de Bonguen, Lolodorf et Bienkop montrent que le chevauchement de celui-ci sur le craton du Congo au cours l'orogénèse Eburnéenne-Transamazonienne est la preuve qu'une zone de subduction était déjà active au Paléoprotérozoïque. Cependant, la subduction ne serait pas le seul modèle de mise en place des roches cratoniques (Brito Neves et al., 2015 ; Caxito et al., 2014b, 2016, 2020 ; Santos et al., 2017). Quel est donc le contexte de mise en place des roches de la localité de Bidou I ?

De plus, les formations cratoniques sont des fragments d'anciens continents connus comme recelant plus de minéralisations que les terrains récents (Eurico et al., 2003). Ce sont ainsi des réservoirs divers qui représentent les hétérogénéités régionales et géochimiques de la terre, témoignant ainsi que ces reliques sont les empreintes métallogéniques uniques (Eurico et al.,

---

2003). La localité de Bidou I qui est située dans le complexe du Nyong pourrait également de par son appartenance à l'un des blocs issus de la nucléation du craton du Congo (De Waele et al., 2008 ; De wit et al., 2021), être le siège de nombreuses minéralisations.

### ➤ **PROBLÉMATIQUE SPÉCIFIQUE À LA LOCALITÉ DE BIDOU I**

La localité de Bidou I est située sur la bordure NW du craton du Congo qui a longtemps été considérée comme Archéenne (Maurizot, 1986 ; Vicat et al., 1998). La carte géologique de reconnaissance du Sud-Ouest Cameroun montre que la géologie de cette zone et ses environs comprendrait deux ensembles :- (i) un ensemble constitué de gneiss amphibolitiques grenatifères protérozoïques (leptynites, blastomylonites, amphibolites, orthogneiss divers) et de formations ferrifères ( itabirites, quartzites, amphibolites, grenatites et éclogitoïdes), - (ii) un ensemble de roches néoprotérozoïques semblables à celles du groupe de Yaoundé, mises en place pendant l'orogénèse éburnéenne dans les conditions du faciès granulite et comprenant les quartzites micacés, les micaschistes à deux micas, grenat, disthène et staurotide (Maurizot et al., 1986). Feybesse et al. (1987, 1998) pensent que cette zone serait comprise dans une ceinture orogénique panafricaine constituée de roches néoprotérozoïques indifférenciées et de roches sédimentaires archéennes à paléoprotérozoïques, de ceintures de roches vertes (BIF, roches basiques et ultrabasiqes), de gneiss et de roches métabasiqes migmatisées et mylonitisées au cours du Paléoprotérozoïque, d'une suite magmatique charnockitique archéenne (2930 Ma: Maurizot, 1986; Shang et al., 2001b, 2004a, b; Lerouge et al., 2006; Pouclet et al., 2007).

Quelles sont donc la nomenclature et l'évolution tectono-métamorphique des formations de la localité de Bidou I ?

Quel est l'âge de leur mise en place ainsi que l'âge du métamorphisme a-yant affecté ces formations ?

Ces formations sont-elles porteuses de minéralisations ?

De nombreuses questions restent ainsi sans réponses dans cette partie de la bordure nord du craton du Congo.

De ce fait, la caractérisation de l'âge et de l'évolution tectono-métamorphique des formations de la localité de Bidou I à l'aide des études pétrologiques, structurales et géochimiques, couplées à l'âge des événements précis, aux modèles pétrogénétiques et aux potentielles minéralisations seraient un début de solution pour la compréhension de l'évolution du complexe du Nyong en particulier et de celle du craton du Congo en général.

---

## 2. OBJECTIFS

L'objectif principal de cette étude est de reconstituer l'évolution tectono-métamorphique ainsi que l'âge de mise en place des formations de Bidou I en vue d'affiner l'histoire géologique de cette région, afin de l'intégrer dans le contexte général du craton du Congo.

De manière plus spécifique, il est question pour nous de faire :

- une cartographie de la localité à partir de l'inventaire lithologique et de l'étude pétrographique détaillés;
- une caractérisation géométrique, chronologique et cinématique de la déformation qui a affecté les principaux ensembles lithologiques ;
- une détermination de la nature des protolites et du paléoenvironnement de ces formations ;
- une datation géochronologique par la méthode U/Pb sur zircon des différents événements tectonométamorphiques ;
- une corrélation des résultats de nos travaux avec ceux obtenus dans les autres unités du substratum camerounais dans un premier temps ; avec toutes les autres portions du craton du Congo en Afrique centrale ; et enfin avec les formations du prolongement du craton du Congo au NE du Brésil : le craton de São-Francisco.

## 3. STRUCTURE DE LA THÈSE

Le présent travail comprend, outre l'introduction et la conclusion générales, six chapitres :

- Le chapitre 1 (Cadre naturel) traite des cadres géographique et géologique de notre secteur d'étude ;
- Le chapitre 2 (Matériel et méthodes) est consacré à la méthodologie et aux techniques d'acquisition de données, que ce soit sur le terrain qu'en laboratoire, ainsi que le matériel utilisé ;
- Le chapitre 3 est consacré à l'inventaire lithologique et l'étude pétrographique des différentes formations rencontrées dans la zone d'étude ;
- Le chapitre 4 (Analyse structurale) se consacre à l'étude mégascopique, mésoscopique et microscopique de la déformation en intégrant les aspects géométrique, cinématique et chronologique ;
- Le chapitre 5 (Géochimie sur roche totale et géochronologie) traite des caractères géochimiques des différentes formations de Bidou I, ainsi que de leur âge de mise en place ou du métamorphisme ;
- Le chapitre 6 est consacré à l'interprétation - discussion et aux corrélations locales et régionales ;
- Le travail s'achève par une conclusion générale et des perspectives.

---

# **CHAPITRE I.**

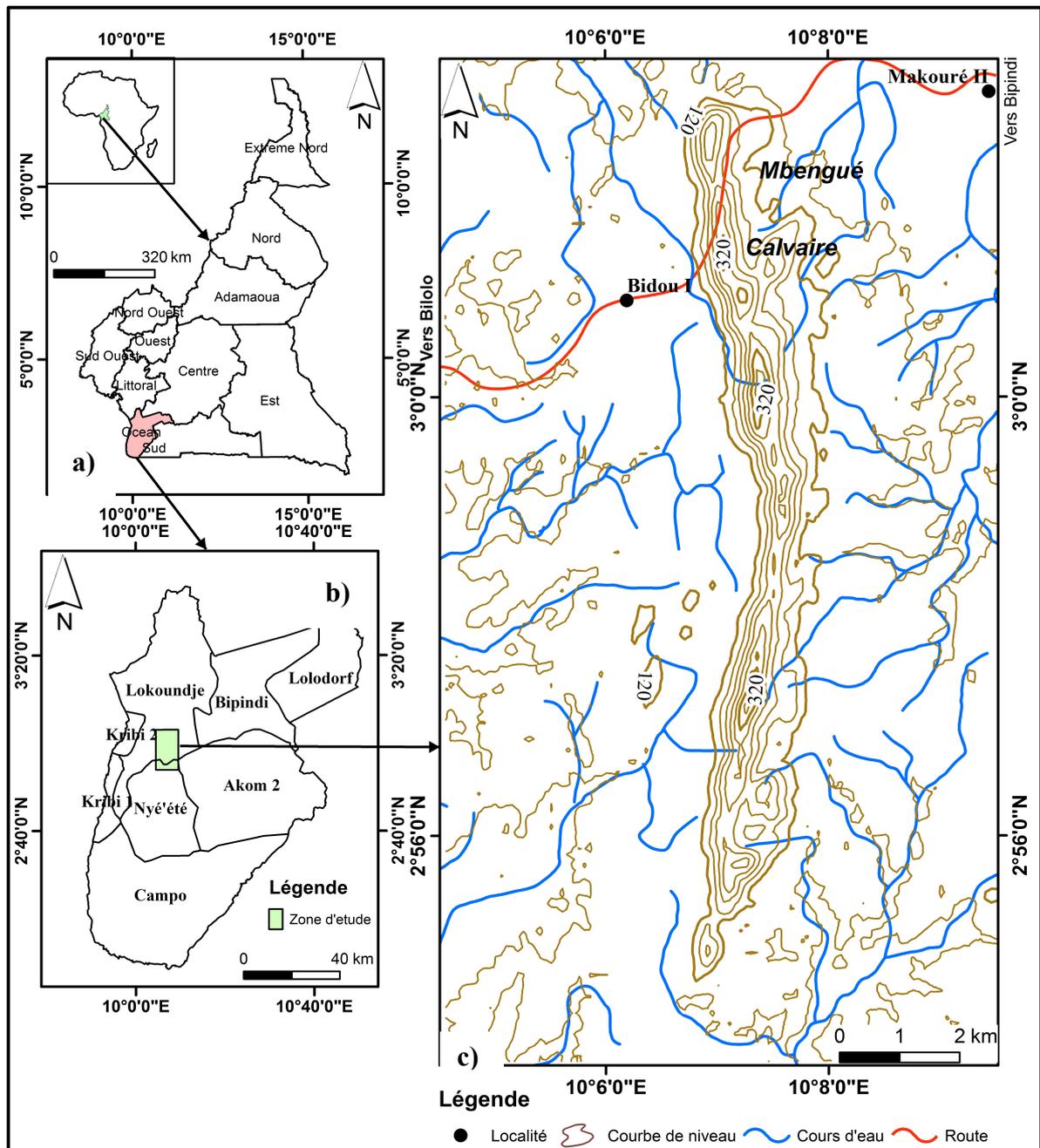
## CADRE NATUREL

---

# I.1. CADRE GÉOGRAPHIQUE

## I.1.1. Localisation

La localité de Bidou I objet de la présente étude est située dans la région du Sud, département de l'Océan, arrondissement de Fifinda, à environ 30 km au NE de Kribi. Elle s'étend entre les parallèles 2°54'5'' et 3°03'15'' de latitude Nord, entre les méridiens 10°5'28'' et 10°8'48'' de longitude Est . La zone d'étude couvre une superficie d'environ 159 km<sup>2</sup> (Fig. 1).



**Figure 1.** Carte de localisation du secteur d'étude (extraite de la carte topographique de Kribi, 1/200 000, feuille NA-33-XIII) : (a) Carte administrative du Cameroun ; (b) Carte administrative du département de l'Océan ; (c) Carte topographique de la localité de Bidou I.

## I.1.2. Climat

De manière générale, le Sud Cameroun est soumis à un climat équatorial de type guinéen à quatre saisons (Suchel, 1987) : deux saisons de pluies et deux saisons sèches. Des données climatiques obtenues à la station météorologique de Kribi (Grand Batanga) et contenues dans le **tableau 1**. Il ressort que les précipitations moyennes annuelles calculées sur une période de 112 ans (1901 à 2013) sont d'environ 2831 mm. Les maxima se situent aux mois de septembre (502 mm) et octobre (505 mm), tandis que les minima sont observés entre décembre et février (77 – 98mm).

Les relevés mensuels des températures sur la même période sont relativement constants tout au long de l'année et oscillent autour de 26°C.

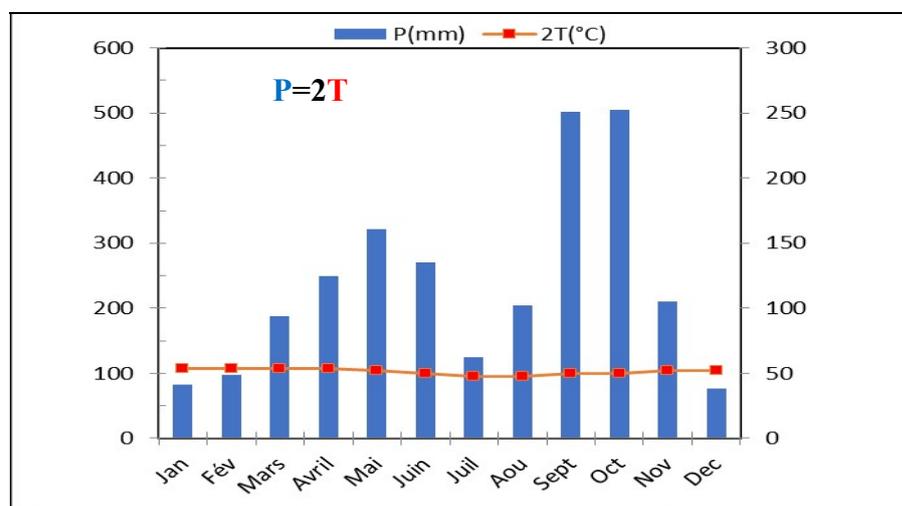
**Tableau 1** : Données climatiques de la zone de Grand Batanga (Kribi) de 1901 à 2013

Mois	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Dec	Moy
T(°C)	27	27	27	27	26	25	24	24	25	25	26	26	26
P(mm)	82	98	188	249	321	270	124	205	502	505	210	77	2831

**Source** : ([www.wetherbase.com](http://www.wetherbase.com): consultées le 14 Décembre 2020 à 19h23).

Dudit diagramme, il ressort que le climat de la région dont fait partie la localité de Bidou I se répartit en 4 saisons à savoir: (1) deux saisons des pluies marquées par deux pics de précipitations : le premier pic se situe au mois de Mai et marque la petite saison des pluies allant de mars à juin, le deuxième pic pendant les mois de septembre et octobre marque la grande saison des pluies; 2) deux saisons sèches : la grande saison allant de décembre à février et la petite saison observée au mois de juillet.

Le tableau ci-dessus nous a permis de construire le diagramme ombrothermique (**Fig. 2**).



**Figure 2.** Histogramme montrant les variations climatiques de la région de Kribi.

---

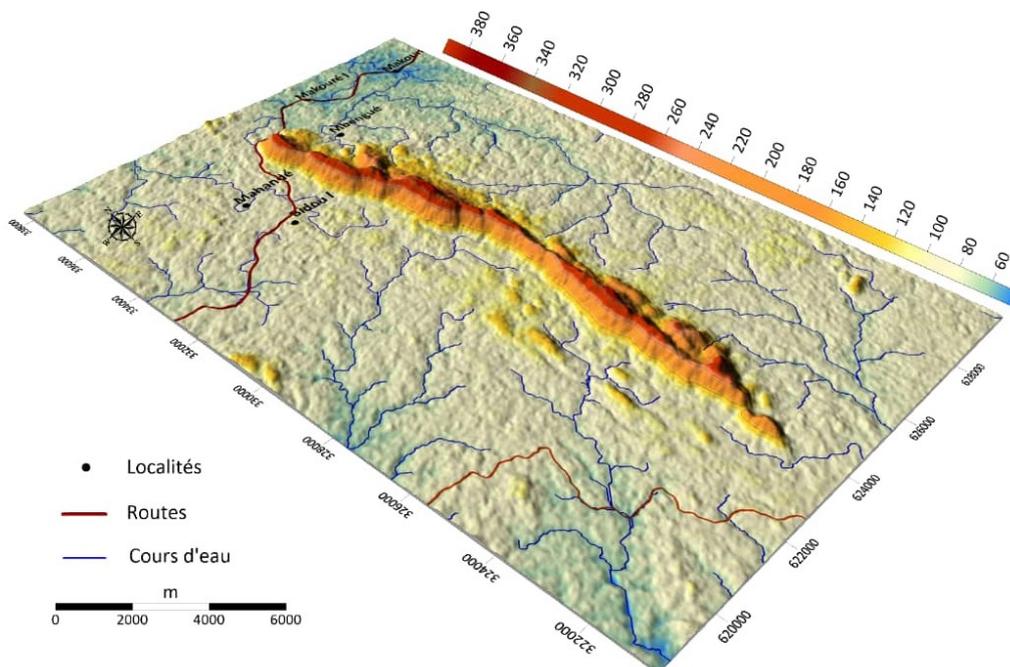
## I.1.3. Géomorphologie

### I.1.3.1. Orographie

Le plateau sud-camerounais, d'altitude moyenne de 700m, est une entité géomorphologique qui s'étend sur 600 km d'Ouest en Est jusqu'au-delà de Yokadouma (Ségalen, 1967). Cette entité est voisine de celles des altitudes de 800 m au Nord-Cameroun, des altitudes de 600 m au centre Cameroun qui remontent à 750 m au niveau de Yaoundé et diminuent par paliers vers le Sud. La partie sud-ouest de ce plateau est érodée et constituée de surfaces résiduelles comprenant des reliefs en gradins/échelonnés à fortes pentes mis en place sur le craton du Congo (Ségalen, 1967 ; Nsangou et al., 2019). La présence de ces paliers laisse penser que le plateau sud-camerounais aurait été affecté par des mouvements tectoniques.

Dans l'ensemble, ces unités morphologiques peuvent être définies au Sud-Cameroun en quatre groupes (Ségalen, 1967) : - l'unité d'altitude < 400m dont fait partie notre zone d'étude ; - l'unité d'altitude comprise entre 400 et 600m ; - l'unité d'altitude comprise entre 600 et 800m ; - et l'unité d'altitude > 800m.

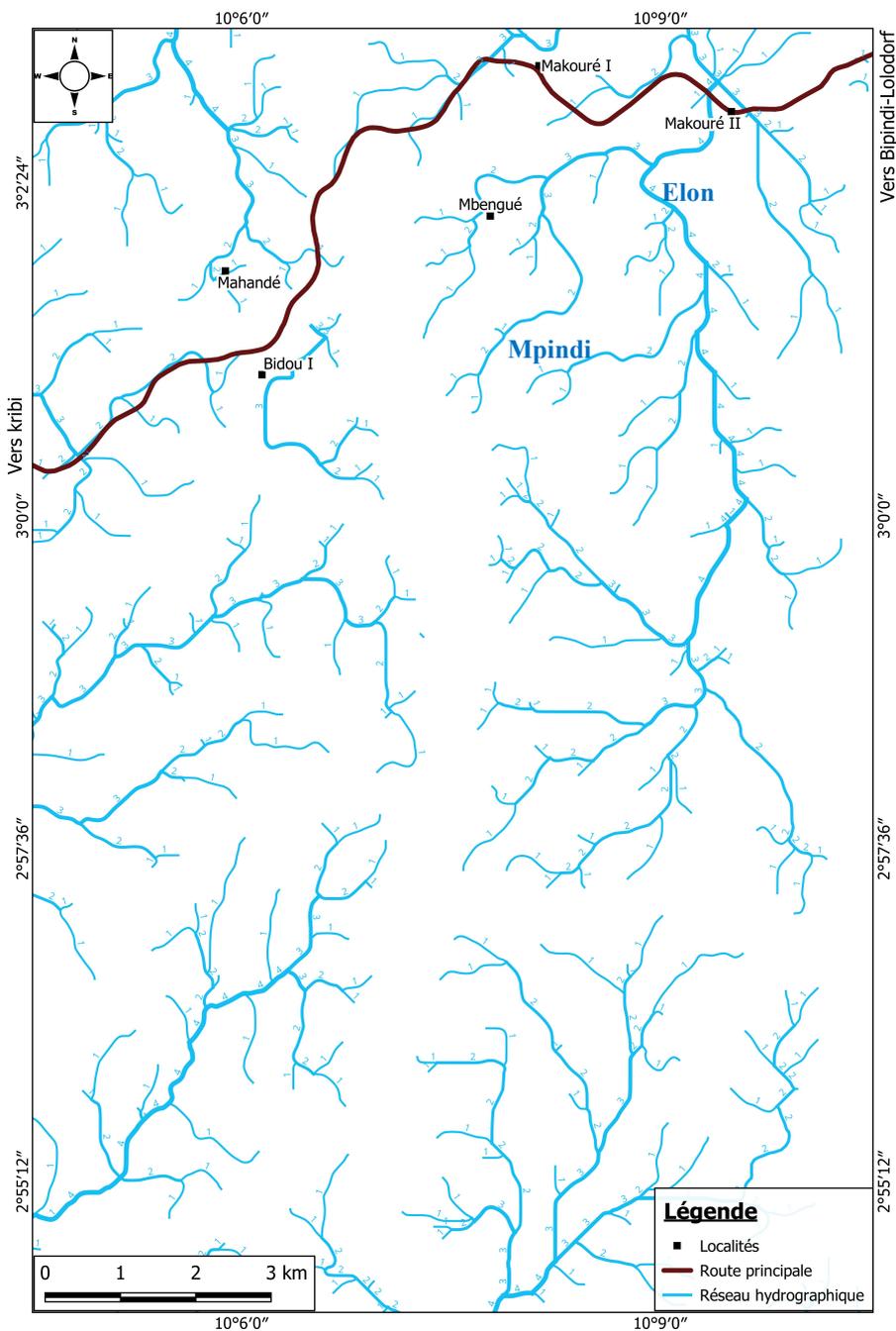
La zone d'étude a un relief onduleux avec des sommets et des vallées (Fig. 3). Elle est située dans l'unité d'altitudes inférieures à 400 m, c'est-à-dire l'unité basse avec une altitude maximale d'environ 360 m, l'altitude la plus basse est d'environ 64 m, les points les plus hauts étant Mbengue et Calvaire. Les flancs de ces collines sont assez abrupts et presque verticaux vers le sommet, précisément sur le flanc ouest. Les collines sont orientées Nord-Sud et les vallées sont généralement drainées par des ruisseaux.



**Figure 3.** Carte des unités morphologiques de Bidou I réalisée à partir de l'image DEM (Digital Elevation Model) de Kribi.

### I.1.3.2. Hydrographie

Sur le plan hydrographique, la zone d'étude fait partie du bassin des fleuves côtiers ou bassin de l'atlantique (Kienké, Lokoundjé, Lobé ...) qui contient des cours d'eaux alimentés toute l'année par un réseau hydrographique dense, de type dendritique à tendance parallèle et à guidage structural, avec deux directions préférentielles d'écoulement (ENE-WSW et NW-SE ; Olivry, 1986). Les ruisseaux prennent leur source au sommet des collines (Figs. 1,3,4), ruissellent dans toutes les directions et fusionnent à la base des vallées, avec pour collecteurs principaux les ruisseaux *Elon* et *Mpindi* qui sont les affluents du Nyong



**Figure 4.** Carte hydrographique de la localité de Bidou I extraite de la carte topographique de Kribi au 1/200 000.

---

#### I.1.4. Végétation et faune

Le paysage du Sud Cameroun en général est celui de la forêt équatoriale humide, aux faciès variés (forêt toujours verte, forêt semi-caducifoliée) et aux essences très nombreuses telles que l'*isapele*, le *mahogany*, l'*iroko*, le *bibinga*, le *bilinga*, le *bidou* etc. La forêt primaire est de type atlantique biafréen à Caesalpiniaceae (Letouzey, 1985). La végétation est à sous-bois pauvre et à accès difficile et se développe sur un sol ferrallitique avec des arbres de tailles et formes variées. La forêt secondaire est due à l'anthropisation et renferme de nombreuses plaques de savanes boisées se caractérisant quelques fois par la présence d'espèces des zones de savane telle que *Raphia regalis* (Letouzey, 1985) présentes dans les zones à sous-bois dégagé.

La densité de la forêt rend la visibilité difficile et cette forêt est l'habitat de nombreuses espèces animales à savoir : le perroquet (*Psittacuserithacus*), le singe (*Cercopithecussp*), le chimpanzé (*Pan troglodyte*), le lièvre (*Lepus sp.*), le pangolin (*Javanica*), les rats (*Rattusspp*), les écureuils (*Sciurus vulgaris*) le porc-épic (*Hystrix spp*), la biche (*Mazamasp*), la vipère (*viperida*), le boa (*Boidae*), manbas verts (*Dendroaspis jamesoni*, *Dendroaspis angusticeps*, *Dendroaspis viridis*), manbas noirs (*Dendroaspis polylepis*), les gorilles (*Gorilla gorilla gorilla* ou *waren*), antilopes (*antilopinae*), le pangolin (*Pholidota*), le sanglier (*Sus scrofa*) etc...

#### I.1.5. Géographie humaine et économique

La population de Bidou I est un conglomérat de différents groupes ethniques comprenant: les Bétis, les Bulus, les Ngoumbas, les Mabeyas (Batangas), les Okaks et les pygmées. L'activité principale ici est l'agriculture. Elle repose sur la culture du manioc (*Manihot esculenta*), des arachides (*Arachishypogaea*), du maïs (*Zeamays*), du macabo (*Xanthosoma sagitfolium*), de l'igname (*Dioscoreasp*), le cacao (*Theobroma cacao*), de la banane plantain (*Musa spp.*), de l'avocat (*Perseagratisissima*), du safoutier (*Dacryodesedulis*), la mangue (*Mangiferaindica*), de l'orange (*Citrus sinensis*), du pamplemousse (*Citrus grandis*), du citron (*Citrus limon*) et de la noix de coco (*Cocos nucifera*). Les sols y sont assez productifs et tous ces produits sont écoulés localement ou dans les villes voisines telles que Bipindi, Kribi, Edéa, Douala. L'élevage traditionnel est pratiqué dans la localité. Les animaux sont laissés en divagation. Les principales espèces animales sont : le porc (*Sus scrofadomesticus*), la chèvre (*Capa reversa*), la poule (*Gallinulachloropus*) et le canard (*Aix sponsa*).

Les autres activités économiques dans la zone sont représentées par l'exploitation forestière du bois et du caoutchouc, ainsi que la chasse.

## I.2. CADRE GÉOLOGIQUE

Les socles de la province de Borborema, du bouclier bénino-nigérian, du bouclier touareg

---

oriental, central et occidental et du domaine Adamaoua-Yadé du Cameroun donnent des âges similaires archéens (3,5 - 2,7 Ga) et paléoprotérozoïques étendus (2,3 - 1,9 Ga), accompagnés des rifting et magmatisme anorogéniques entre 1,8 - 1,7 Ga ; qui est également commun dans le craton de São-Francisco/Congo et dans les chaînes Araçuaí et Brasília. Ces socles faisaient partie du Grand São-Francisco-Congo autour de 2,0 Ga jusqu'à ce que le rifting généralisé au début du Néoprotérozoïque ait créé de nouveaux océans et séparé ses constituants en blocs individuels (Caxito et al., 2020).

Le socle précambrien camerounais (Fig. 5) est limité à l'Ouest par la Chaîne Trans-Saharienne, au Sud par le craton du Congo et se prolonge au Sud-Ouest jusqu'au NE du Brésil par la Chaîne de Sergipano et du Borborema (De Wit et al., 2008); l'ensemble formant la chaîne panafricano-brésilienne (Castaing et al., 1993 ; Brito de Neves et al., 2002 ; Caxito et al., 2020). Il est subdivisé en deux grandes entités lithostructurales : (1) la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale (Nzenti et al., 1988, 1994, 1999) qui couvre les deux tiers du territoire depuis le groupe de Yaoundé jusqu'à l'extrême Nord et (2) le domaine cratonique (auquel appartient la zone d'étude) représenté par les complexes du Nyong, du Ntem et le groupe de l'Ayna.

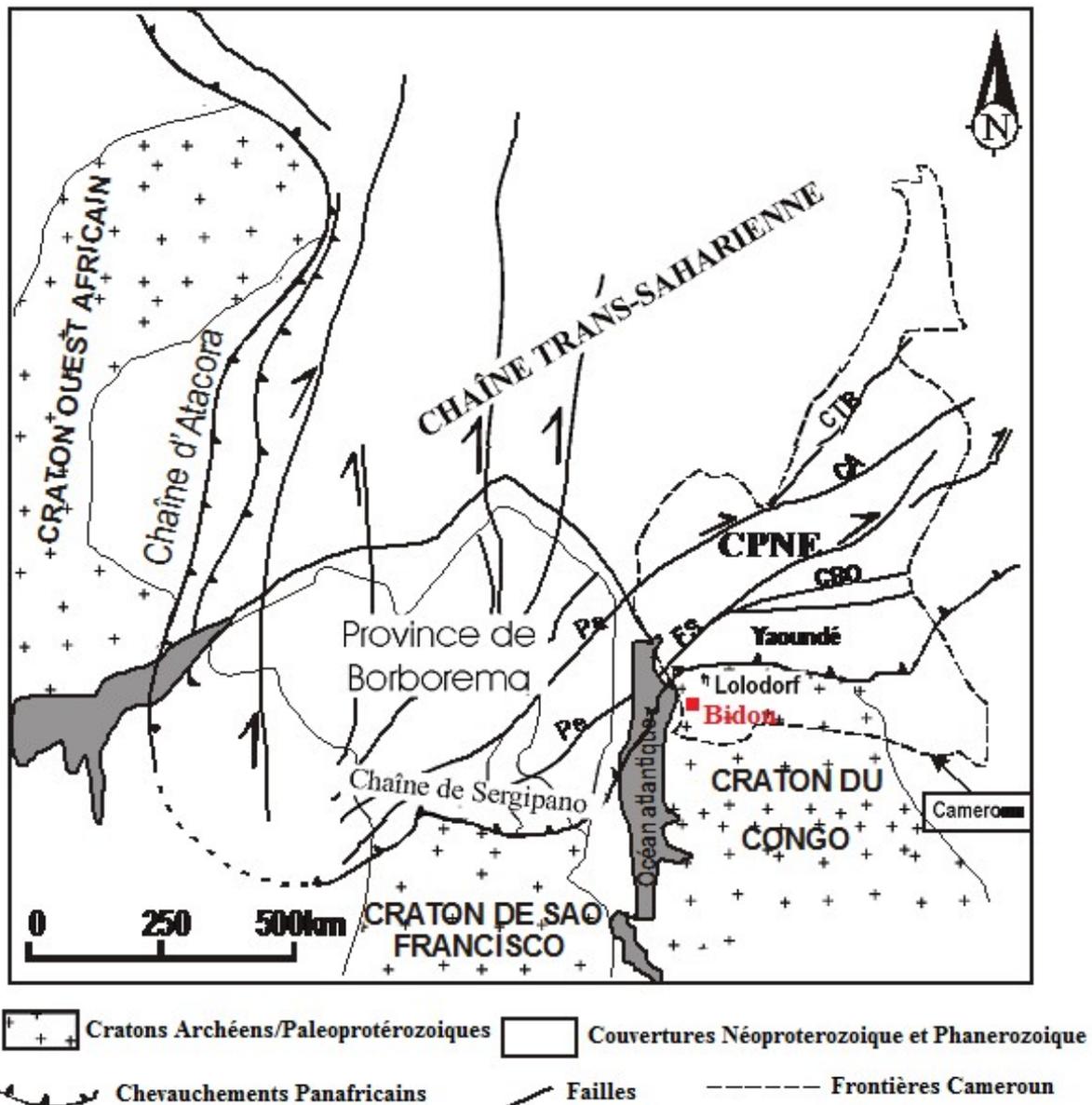
### **1.2.1. La Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale**

La Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale (CPNE) ou encore Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale est une méga chaîne orientée E-W longue de plus de 5000 km sur une largeur d'environ 300 km qui résulte de l'orogénèse néoprotérozoïque (Nzenti et al., 1988). De par sa localisation, la partie camerounaise de cette chaîne constitue un important 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, 2016). Elle comprend les formations panafricaines (granitoïdes calco-alcalins et alcalins) constituées des roches juvéniles néoprotérozoïques et des formations archéennes et paléoprotérozoïques recyclées (Nzolang et al., 2003 ; Tanko Njiosseu et al., 2005 ; Ganwa et al., 2008a,b, 2016, 2018 ; Tchakounté et al., 2017). La Chaîne Panafricaine au Cameroun comporte une multitude de granitoïdes qui sont le plus souvent orthogneissifiés et sont représentés par des granites, des leucogranites, des granodiorites, des syénites, des gabbros, des diorites, des charnockites et des monzonites (Nzenti et al., 1994,1998,2006 ; Ngnotué et al., 2000 ; Tanko Njiosseu et al., 2005 ; Ganwa et al., 2016 ; Tchakounté et al., 2017 ; Azeuda et al., 2022 ; Metang et al., 2022a ; Kengne Fotso et al., 2022).

L'évolution de la CPNE est marquée par une subduction et une collision éventuelle à 660 - 600 Ma, suivies d'un stage post-collisionnel entre 600 – 570 Ma et une extension finale autour de 560 – 486 Ma (Lemdjou et al., 2022b). Ces auteurs à partir des corrélations de la CPNE avec la province du Borborema dans chaîne brésilienne montrent que les deux entités ont une

évolution tectonique et un cycle orogénique similaires, caractérisés par un épaissement crustal, suivi de tectonique transcurrente et d'une extension lithosphérique ultime.

Plusieurs modèles globaux sont proposés dans la CPNE : (i) : un bassin marin épicontinental de marge passive (Nzenti et al., 1988); (ii) un bassin continental péri- ou intra cratonique (Trompette, 1994; Toteu et al., 1994, 2006a,2022; Ngako, 1999; Ngako et Njonfang, 2011) ; (iii) le double poinçonnement (Ngako, 1999; Ngako et al., 2008), et (iv) une tectonique transpressive au cours de la convergence oblique entre le craton du Congo/São-Francisco et le bloc Est-Saharien (Kankeu et al., 2009; Ganno et al., 2010, 2016 ; Nomo Negue et al., 2017).



**Figure 5.** Carte de reconstitution des domaines panafricains NE brésilien et Ouest africain montrant la continuité entre les chaînes de Sergipano et Nord Equatoriale (d'après Castaing et al., 1993). CA : Cisaillement de l'Adamaoua ; FS : Faille de la Sanaga ; CTB : Cisaillement de Tibati-Banyo ; Pa : Cisaillement de Patos ; Pe : Cisaillement de Pernambuco ; CBO : Cisaillement de Bétaré Oya.

---

Tous ces auteurs ont subdivisé la CPNE au Cameroun en trois (03) domaines géodynamiques distincts (Fig. 6) avec des particularités distinctes du Nord au Sud : - le domaine Nord Cameroun ; - le domaine Centre Cameroun ; et - le domaine Sud Cameroun.

**1- Le domaine Nord Cameroun** s'étend du Sud de Poli à l'extrémité Nord. Ce domaine est constitué de métavolcanites (dans la région de Poli de Toteu et al., 1987; Bouyo et al., 2013) associées aux orthogneiss qui contiennent des reliques granulitiques du socle paléoprotérozoïque datés à 2100 Ma (âge U/Pb sur zircon, Penaye et al., 1993); de granulites à composition métapélitiques et metabasiques (P= 13-14 Kbar ; 800-900°C : Bouyo et al., 2013); de roches vertes d'affinité calcoalcaline à Rey Bouba mises en place à 670 Ma (âge U- Pb sur Zircon) au cours de l'activité volcanique ayant eu lieu dans la CPNE (Bouyo et al., 2015); de granitoïdes composés d'une suite de TTGs et de granites dans la localité de Sinasi, mis en place à des conditions de pression de 4,05-5,82 kbar, pour des températures comprises entre 667-728°C (Bouyo et al., 2016). Les formations du domaine Nord ont subi une évolution crustale polyphasée et polycyclique qui va de l'Archéen supérieur (3000 – 2900 Ma) au Néoprotérozoïque (620-580 Ma, âges U/Pb sur zircon et Sm/Nd sur minéraux et sur roche totale: Ngako, 1999 ; Nzenti et al., 1992, 1999 ; Toteu et al., 2001, 2004).

**2- Le domaine Centre** s'étend du Sud de Bafia au Sud de Poli (Fig. 6). Il est marqué par : (i) des grands décrochements parmi lesquels le cisaillement centre camerounais (C.C.C.), la faille transcurrente-ductile de Foumban-Tibati-Banyo (FFTB : Nzenti et al., 1988; Ngako et al., 2003 ; Nomo Negue et al., 2017), la faille ductilo-fragile de Bétaré-Oya (FBO, Kankeu et al., 2008 ; 2010) et la faille de la Sanaga qui est un accident fragile (FS : Nzenti et al., 2010 ; Kankeu et al., 2018); (ii) des granitoïdes de nature calcoalcaline hyperpotassique à alumineuse (Nzenti et al., 1994,1998; Nzolang et al., 2003; Tagne-Kamga, 2003; Njanko et al., 2006; Ganwa et al., 2016 ; Tchakounté et al., 2017 ; Fossi et al., 2022 ; Azeuda et al., 2022); et (iii) des granulites (850-900°C, 10-12 kb) anciens d'âge paléoprotérozoïque (Nzenti et al., 1998; Tanko Njiosseu et al., 2005,2021; Ganwa et al., 2008a,b ; Nzenti et al., 2007 ; Kouankap Nono, 2011; Bouyo et al., 2009; Ganwa et al., 2008a,b, 2016) intrudés par des roches plutoniques potassiques à affinité calco-alcaline (Kouankap Nono et al., 2010; Nzina Ncharé et al., 2010). Nzenti et al. (1994, 1998, 2007) ; Tanko Njiosseu et al. (2005) ; Ganwa et al. (2008a,b) ; Tchakounté et al. (2017) y montrent que les gneiss de haut degré sont marqués par une accréation crustale méso à néoarchéenne (3000 Ma; 2721 ± 27 Ma – 2551 ± 33 Ma) associée à un magmatisme paléoprotérozoïque (2116 ± 57 Ma) et néoprotérozoïque (821 ± 50 Ma, 736 – 685 Ma: Ganwa et al., 2016 ; Lemdjou et al., 2022a) intrudés par des plutonites néoprotérozoïques (550 ± 50 Ma, 640 ± 3 Ma, Lemdjou et al., 2022a) ; ce qui indique, d'après ces auteurs que, le domaine centre

---

serait un domaine continental d'âge ancien repris au Panafricain, et comprendrait de nombreuses intrusions magmatiques panafricaines pré-, syn. et post-tectoniques (Tchouankoue et al., 2016 ; Tchakounté et al., 2017). Tchakounté et al. (2017) 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 (âges U-Pb sur zircon), elle a été affectée par une fusion partielle à 2,08 - 2,07 Ga durant l'orogénèse ébur-néenne, et par un évènement 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. Ces orthogneiss identifiés dans le domaine centre correspondent à des intrusions syntectoniques transposées sur la foliation par contamination crustale (Kengne Fotso et al., 2022). Les résultats récents démontrent que les granitoïdes dans cette portion du domaine proviendraient de la subduction de la croûte océanique chaude de Yaoundé sous la partie cratonique de l'Adamawa Yadé (Tchakounté et al., 2021). Ces granitoïdes se seraient mises en place par fusion partielle des roches métainées et des roches sédimentaires paléoprotérozoïques durant cette subduction autour de 1,9 – 2,4 Ga (Azeuda et al., 2022). Les âges Sm-Nd obtenus sur les métasédiments, les orthogneiss et les granitoïdes panafricains montrent que ces roches sont pour la plupart issues du recyclage (fusion ou érosion / sédimentation) d'une ancienne croûte et suggèrent que le domaine centre est sous-jacent à un socle archéen à paléoprotérozoïque (Bouyo Houteckam et al., 2013).

Les roches métasédimentaires et métaplutoniques de ce domaine ont été affectées par plusieurs nappes tectoniques durant le Néoprotérozoïque (Nzenti et al., 1988; Nkoumbou et al., 2014; Metang et al., 2022a; Mukete et al., 2022). Toteu et al. (2001, 2004, 2006a); Ganwa et al. (2016); Ngué Nomo et al. (2017) montrent que le cisaillement de Tcholliré-Banyo est interprété comme une discontinuité majeure qui sépare le domaine Nord-Ouest Cameroun d'âge néoprotérozoïque du domaine Adamaoua-Yadé à prédominance Archéenne/Paléoprotérozoïque.

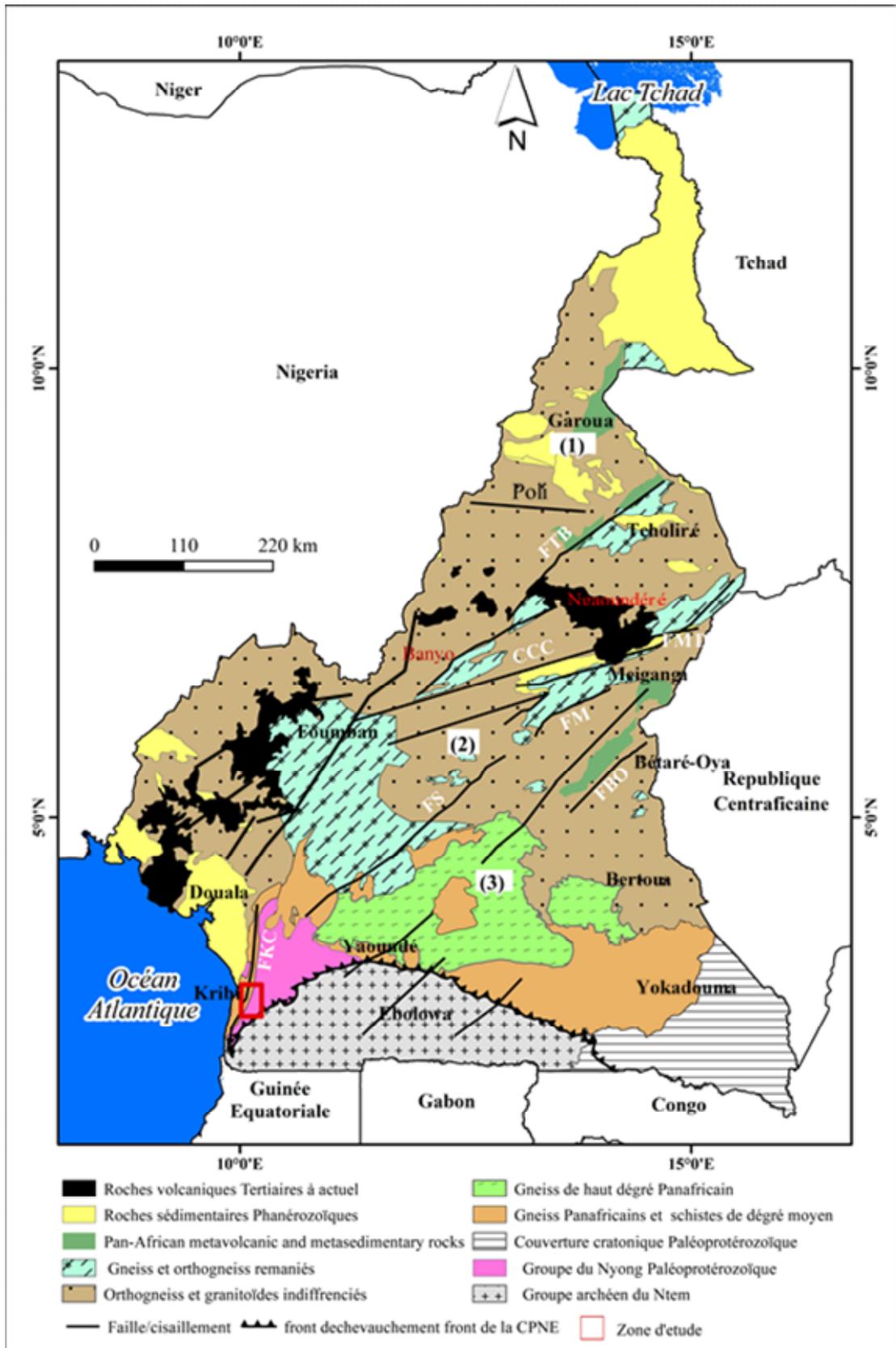
Toutes ces roches ont été affectées par deux (02) phases de déformation (D<sub>1</sub> et D<sub>2</sub>). Certains massifs plutoniques sont syn-D<sub>2</sub> à l'instar de ceux de Ngondo-Nyibi (Soba, 1975), Kongolo (Lasserre et Soba, 1976), Banyo (Nzenti et al., 2007), Bandja (Nguessi et al., 1997), Bantoum (Nzolang et al., 2003), Tonga (Tanko Njiosseu et al., 2005), Koata-Tibati (Njanko et al., 2006; Nzenti et al., 2006), Bangangté-Batié (Njiekak et al., 2008), Bafoussam (Kouankap Nono et al., 2010); d'Akum-Bamenda (Nzenti et al., 2010); Batié-Bapa (Chebeu et al., 2011).

Cependant, les travaux de Takodjou et al. (2016) mettent en évidence dans ce domaine trois phases de déformation dans la localité de Colomines, tandis que plusieurs auteurs y font état de

---

quatre (04) phases de déformation (Ganno et al., 2010 ; Kouankap Nono, 2011 ; Saha-Fouotsa et al., 2019).

**3- Le domaine Sud Camerounais** comprend les séries de Yaoundé au centre, de Mbalmayo/Bengbis/Ayos au Sud, de Yokadouma à l'Est et de Bafia au Nord. Toutes ces séries sont d'âge néoprotérozoïque et chevauchent le craton du Congo vers le Sud (Penaye et al., 1993; Nzenti et al., 1999 ; Nkoumbou et al., 2014 ; Tchakounté et al., 2017 ; Owona et al., 2011a,b, 2022). Le domaine Sud est constitué de roches métasédimentaires et méta-ignées recristallisées dans les moyennes à hautes pressions, caractérisées par des assemblages granulitiques de haute pression et des migmatites ( $T = 600-800^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 9-12\text{Kb}$ ; Nzenti et al., 1988). Ces assemblages se répartissent en : (i) un ensemble faiblement métamorphisé constitué de schistes et de quartzites (les séries de Ayos-Mbalmayo-Bengbis et Yokadouma, Nzenti et al., 1988 ; Owona et al., 2011b, 2022) ; (ii) et un ensemble de haut degré métamorphique composé de gneiss, de migmatites, de micaschistes, d'amphibolites et de roches à silicate-calcites (séries de Yaoundé, de Ntui/Betam-ba et de Bafia). Ces deux grands ensembles lithologiques sont intrudés par des diorites et des granodiorites (Nzenti, 1998) ayant subi un métamorphisme de HP- HT ( $750^{\circ}\text{C}-800^{\circ}\text{C}$  ;  $0,9 - 1,3\text{ GPa}$  : Nzenti et al., 1988) à  $620 \pm 10\text{ Ma}$  (âge U-Pb sur zircon : Penaye et al., 1993), à  $616\text{ Ma}$  (âge U-Pb sur zircon et Sm-Nd : Toteu et al., 1994) et/ou entre  $613 \pm 33 - 586 \pm 15\text{ Ma}$  (âge Th-U-Pb sur monazite : Owona et al., 2011b). Ces deux ensembles ont été affectés par une tectonique en nappe au cours du Néoprotérozoïque (Nzenti et al., 1988; Mvondo et al., 2007; Metang et al., 2022a; Mukete et al., 2022). Le groupe de Yaoundé est décrit comme une large nappe granulitique composée à majorité d'unités métasédimentaires (Nzenti et al., 1988; Mvondo et al., 2003, 2007; Stendal et al., 2006; Toteu et al., 2006b; Owona et al., 2011a,b; Li et al., 2017) mises en place dans un contexte de rift tectonique (Nkoumbou et al., 2014 ; Shellnutt et al., 2020) ou de marge continentale active (Stendal et al., 2006), et associées à trois groupes d'intrusions : les métagabbros, les métasyenogabbros et les métagranites d'âges compris entre  $666\text{ Ma}$  et  $600\text{ Ma}$  (Toteu et al., 2006a,b ; Lemdjou et al., 2022a). Cette nappe socle panafricaine (micaschistes et gneiss) dans la série de Yaoundé comprendrait de roches ophiolitiques (schistes, serpentinites, amphibolites, pyroxénites et hornblendites, Mukete et al., 2022). Les protolites des métadiorites de Yaoundé dérivent de la fusion partielle d'une source mixte impliquant le man-teau métasomatisé et les matériaux de la croûte (Nkoumbou et al., 2014 ; Metang et al., 2022d). Les leucosomes des granodiorites dérivent de la fusion partielle de ces métadiorites au cours de la migmatisation intense dans le groupe de Yaoundé (Metang et al., 2022a). Owona et al. (2021b) montrent que les métasédiments du groupe de Yaoundé ont probablement un âge de dépôt  $< 0,7\text{ Ga}$  (cryogénien, néoprotérozoïque moyen), et en l'absence d'une source archéenne majeure ont plutôt des sources éburnéenne ( $\approx 2,0\text{ Ga}$ ) et tonienne-



**Figure 6.** Carte géologique du Cameroun (modifiée d'après Kankeu et al., 2018) montrant les principaux domaines lithotectoniques : (1) domaine nord ; (2) domaine centre ; (3) domaine sud. CCC : Cisaillement Central Camerounais ; FS : Faille de la Sanaga ; FBO : Faille de Bétaré – Oya ; FKC : Faille de Kribi-Campo ; FM : Faille de Meiganga ; FMD : Faille de la Mbere-Djerem.

---

cryogénienne ( $\approx 1,0$  et  $0,7$  Ga) probablement locales et partagent avec les métasédiments du groupe du Nyong l’empreinte orogénique panafricaine ( $\approx 0,6$  Ga). Les travaux de [Ngnotué et al. \(2012\)](#) révèlent l’existence dans la série de Yaoundé d’une succession d’événements métamorphiques d’âge tonien à sténien (911 - 1122 Ma ; âge U-Pb sur zircon des métapélites) et paléoprotérozoïque (2127 Ma).

Les métasédiments du groupe de Yaoundé ont les compositions proches de celle de la croûte continentale supérieure, ils ont subi une altération intense à la source ou un recyclage des sédiments. Leurs protolites sont des argiles post-Archéennes et des grauweekes dérivant des andésites et granodiorites, qui proviennent probablement du Craton du Congo ou du bloc Adamaoua-Yadé. L’affinité tholéiitique de ces roches suggèrent leur mise en place en contexte de marge active et/ou arc océanique islandais ([Metang et al., 2022d](#)). [Nkoumbou et al. \(2014\)](#) pensent que le groupe de Yaoundé serait issu de la sédimentation des roches siliclastiques dérivant d’une croûte continentale archéenne à paléoprotérozoïque et des roches magmatiques néoprotérozoïque.

Le domaine sud-camerounais est à évolution monocyclique et polyphasée ([Nzenti et al., 1998 ; Ngnotué et al., 2000](#)) à (04) phases de déformation ([Owona et al., 2011a,b ; Metang, 2015](#)). Quatre (04) couloirs de failles y sont mis en évidence à partir de l’analyse des données satellitaires et montrent que ce sont des failles antithétiques de cinématique différente à la faille dextre de la Sanaga ([Metang et al., 2022b](#)).

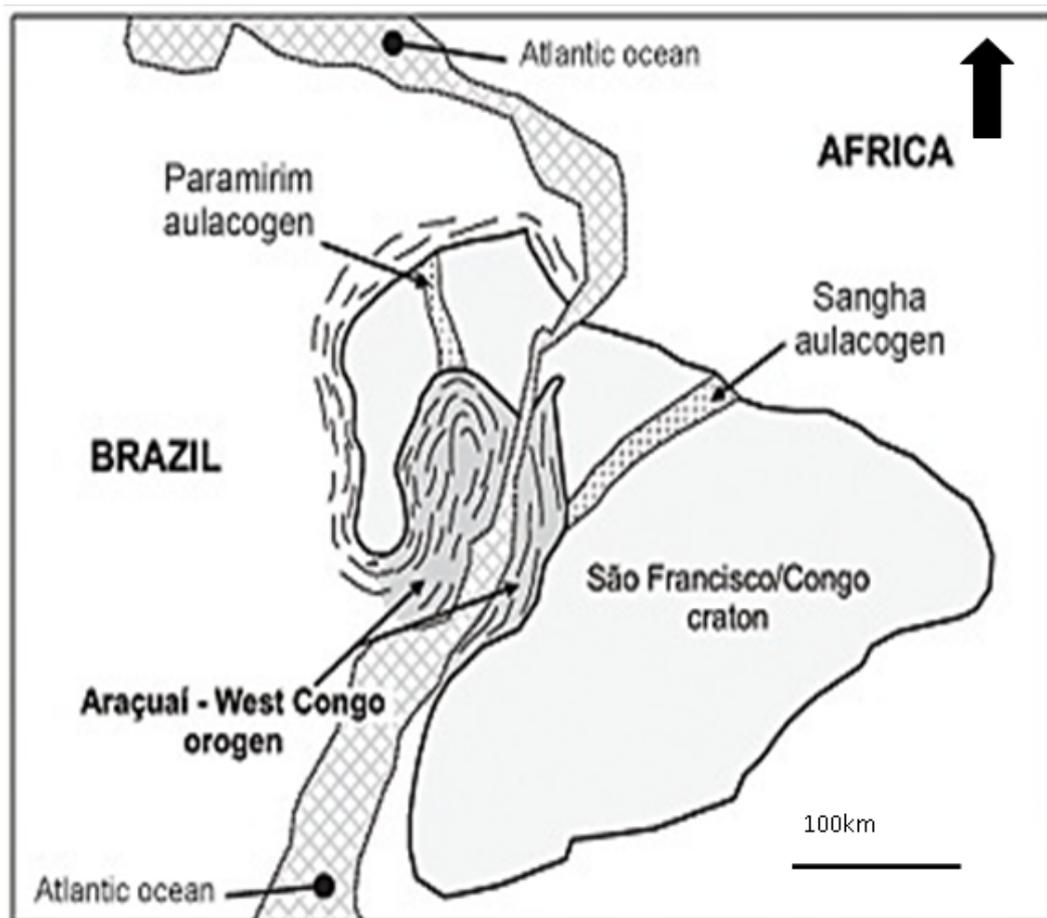
La partie Sud de la chaîne correspondrait à la marge d’un domaine continental ([Nzenti et al., 1988,1992,1998 ; Ngnotué et al., 2000](#)) interprétée comme un domaine extensif au Nord du Craton du Congo avec amorce d’une fragmentation du craton ancien ([Nzenti et al., 1998 ; Mvondo et al., 2007](#)). La CPNE s’intègre ainsi dans un modèle de tectonique transpressive au cours de la convergence oblique entre le craton du Congo/São-Francisco et le bloc Est Saharien ([Kankeu et al., 2009 ; Ganno et al., 2010, 2016 ; Nomo Negue et al., 2017](#)).

Les travaux récents montrent que toute la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale serait recouverte du Sud au Nord du Cameroun par le craton du Congo ([Tanko Njiosseu et al., 2021](#)).

## **I.2.2. Le Domaine cratonique**

Le craton du Congo et sa contrepartie brésilienne, le craton de São-Francisco étaient soudés au Paléoprotérozoïque ([D’Agrella Filho et al., 1996](#)) en un seul ensemble appelé le craton du Congo/São-Francisco ([Fig. 7](#)). Ce grand craton résulterait de l’orogénèse transamazonienne entre 2200 et 1900 Ma ([Ledru et al., 1994 ; Barbosa et Sabaté, 2002](#)). Durant l’ouverture de l’Atlantique Sud, le craton du Congo/São-Francisco s’est disloqué en deux blocs séparés par

l'océan atlantique : le craton de São-Francisco au Brésil et le craton du Congo-Zaïre en Afrique centrale (Neves et al., 2006). Le craton du Congo/São-Francisco montre des similitudes avec les ceintures orogéniques Ubendienne, de Luiza et Transamazonienne dans la succession des événements sédimentaires, tectoniques, métamorphiques et magmatiques dans le temps, révélant une période (2500 - 2000 Ma) de déplacement majeur (rupture, extension, convergence) des blocs continentaux archéens (São-Francisco, Congo, Tanzanie). Ceci est la preuve de l'existence d'un vaste domaine orogénique comprenant les ceintures d'Afrique centrale occidentale et Transamazonienne. Cette période de déplacement des continents comprend une étape précoce (2500 - 2400 Ma) correspondant à la transition Archéen-Protérozoïque caractérisée par la dislocation des marges des cratons du Congo (WCAFB, ceinture de Luiza) et de São-Francisco (ceinture transamazonienne) ; et le développement de la croûte océanique dans un cadre intercontinental (Feybesse et al., 1998). De nombreuses similitudes ont permis de montrer que le complexe du Nyong, la série de l'Ogooué et la chaîne transamazonien sont des chaînes de collision continent-continent toutes considérées comme étant un ensemble continental d'âge paléoprotérozoïque repris par l'orogénèse panafricaine (Ndema Mbongué, 2016).



**Figure 7.** Carte schématique de reconstruction de la portion Ouest du Gondwana montrant les cratons Congo et São-Francisco (Pedrosa-Soarez et al., 1992).

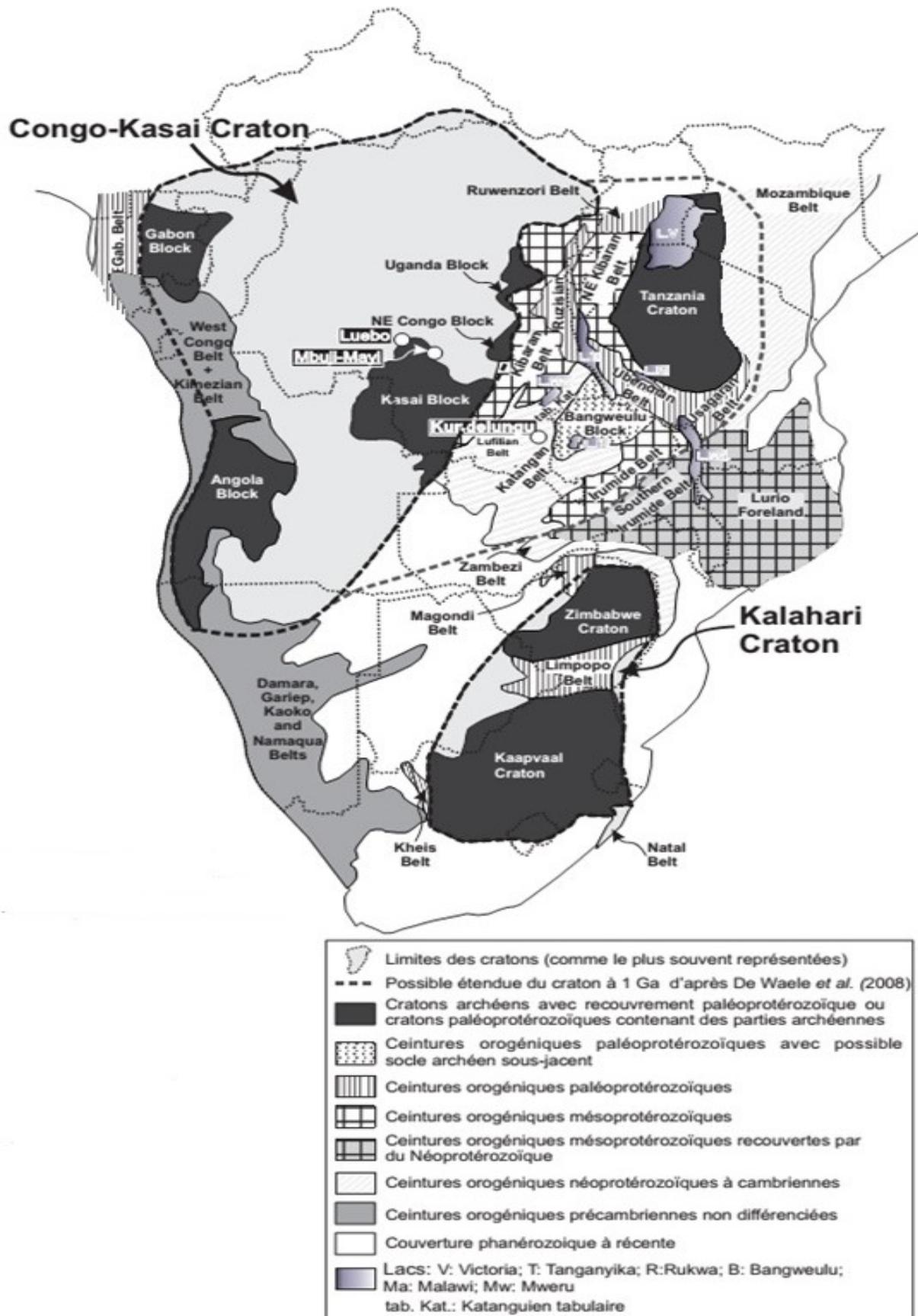
---

Le craton de São-Francisco-Congo est entouré de fragments océaniques néoprotérozoïques et de terrains juvéniles et, par conséquent, a probablement dérivé en tant que continent séparé pendant la majeure partie du Néoprotérozoïque (Caxito et al., 2014d). Ceci est mis en évidence par la découverte de roches de la croûte océanique néoprotérozoïque (ophiolites) et la caractérisation de tous les composants de roches liées à un cycle de Wilson complet (rift-dérive-subduction-accrétion-collision) qui suggèrent l'ouverture et la fermeture des océans protérozoïques entre les blocs de Borborema au Nord et le craton de São-Francisco-Congo au Sud (Brito Neves et al., 2015; Caxito et al., 2016, 2020; Santos et al., 2017). Le complexe du Nyong a subi l'empreinte de l'orogénèse Panafricano-brésilienne durant l'amalgamation de l'Ouest du Gondwana au cours de l'Ediacarien-Cambrien, et qui est marquée par la collision des blocs cratoniques ouest africain de São-Luis et de São-Francisco/Congo (Owona et al., 2011a,b,2020 ; Caxito et al., 2020).

La stabilisation du craton du Congo/São-Francisco est survenue entre 2600 et 2450 Ma, avec la mise en place des derniers granites potassiques archéens qui marquent la fin de la période d'accrétion magmatique archéenne (Kessi, 1992). L'activité tectonique intense a repris à 2100-2000Ma avec la formation des chaînes orogéniques (Ledru et al., 1994).

Le craton du Congo couvre une partie du Cameroun et de la RCA, s'étend sur le Congo, l'Angola en passant par le Gabon, la RDC, le Soudan, l'Ouganda et la Guinée Equatoriale. C'est une large masse subcirculaire d'une superficie d'environ 5711000 Km<sup>2</sup> avec un diamètre de 2500 km (Shang et al., 2010).

La nucléation du craton du Congo a conduit à la formation de plusieurs blocs cratoniques (Fig. 8, De Waele et al., 2008): (1) Le bloc Zaïrois (République Démocratique du Congo, Ouest-Ouganda) formé : - (i) du complexe de Bomu 3,4 -3,0 Ga qui s'étend en RCA (Dirks et al., 2006); - (ii) du complexe du Nile qui se prolonge au Sud du Soudan et au centre de l'Ouganda dans le craton tanzanien et pourrait former le lien entre les deux cratons ; - (iii) du massif de granitoïdes du Zaïre (Dirks et al., 2006) ; (2) Le bloc Angola (Sud et au centre de l'Angola : Delor et al., 2006 ; McCourt et al., 2004) ; (3) le bloc Kasai (RDC et la Zambie : De Waele et al., 2008) ; (4) et le bloc Chailu-Gabon (Sud-ouest Cameroun, Guinée Equatoriale, Gabon, Congo) dans lequel est située la localité de Bidou I. Il contient les granites et les roches vertes (gneiss indifférenciés, serpentinites, amphibolites, épidotites...) datées à environ 3,19 – 3,12 Ga et intrudées de tonalites calco-alcalines (2,97 – 2,54 Ga) associées à des roches volcaniques de composition intermédiaire à felsique (2,97-2,94 Ga ; Feybesse et al., 1998 ; Dirks et al., 2006 ; Nkoumbou et al., 2014). Les différences entre les histoires géologiques de ces boucliers suggèrent qu'ils représentent des terrains séparés, mais avec des limites indéfinies (De Waele et al., 2008).



**Figure 8.** Carte géologique Simplifiée de l'Afrique montrant les blocs cratoniques (De Waele *et al.*, 2008).

---

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; Lerouge et al., 2006; Kwamou et al., 2021, Kouankap et al., 2022 ; Mvodo et al., 2022 ). Ces deux orogénèses ont été reprises à certains endroits par des événements métamorphiques panafricains (Toteu et al., 1994, 2001 ; Pouclet et al., 2007; Ndema Mbongué, 2016 ; Li et al., 2017 ; Nga Essomba, 2020 ; Nzepang Tankwa, 2020 ; Owona et al., 2011,2020, 2021a, b, 2022). La bordure Nord-Ouest du craton du Congo qui affleure au Sud-Cameroun est subdivisée en trois entités (Fig. 9): le complexe du Nyong, le complexe du Ntem (Maurizot et al., 1986 ; Toteu et al., 1994 ; Lerouge et al., 2006 ; Soh Tamehe et al., 2021,2022a,b ; Owona et al., 2020,2021a,b ; 2022) et le groupe de l’Ayna ( Toteu et al., 2022), qui sont limités à l’Est par les couvertures paléoprotérozoïques du Dja et de Yokadouma (Toteu et al., 2022) et chevauchés au Nord par le groupe de Yaoundé (Nzenti et al., 1988 ; Nedelec et al., 1986 ; Toteu et al., 1994 ; Lerouge et al., 2006 ; Tchakounté et al., 2017). Ces complexes sont composés en général de formations charnockitiques, de TTG et de gneiss granulitiques recoupés de dykes doléritiques et de granites potassiques, de ceinture des roches vertes, d’éclogites, de gneiss, de quartzites, de schistes, de métagranodiorites, de métasyenites, de métagabbros et de BIFs (Toteu et al., 1994 ; Tchameni et al., 2001,2004 ; Lerouge et al., 2006 ; Shang et al., 2010; Ganno et al., 2016 ; Bouyo et al., 2019 ; Nga Essomba, 2020 ; Nga Essomba et al., 2020 ; Akam et al., 2020,2021; Nzepang Tankwa et al., 2021 ; Kouankap Nono et al., 2022 ; Mvodo et al., 2022):

**1)- Le groupe/complexe du Nyong** ( Maurizot et al., 1986 ; Feybesse et al., 1998 ; Penaye et al., 2004 ; Lerouge et al., 2006 ; Shang et al., 2010 ; Ganno et al., 2017 ; Bouyo et al., 2019 ; Owona et al., 2011, 2021a,b, 2022 ; Soh Tamehe et al., 2021) dans lequel est situé la zone d’étude est la partie Nord-Ouest du bouclier archéen du Congo (De Wit et al., 2008), remobilisée au Paléoprotérozoïque par la collision des boucliers du Congo et de São-Francisco (Nédélec et al., 1993 ; Toteu et al., 1994; Feybesse et al., 1998 ; Aguilar et al., 2017; Lerouge et al., 2006 ; Neves et al., 2006). Les travaux pionniers dans le groupe du Nyong montrent qu’il représente une partie réactivée du craton archéen du Congo tout au long de l’Eburnéen/Transamazonien (2400-1750Ma : Nédélec et al., 1993 ; Penaye et al., 2004 ; Neves et al., 2006 ; Lerouge et al., 2006 ; Ndéma, 2016 ; Owona et al., 2021a, b ) et Panafricain/Brésilien (Maurizot et al., 1986 ; Feybesse et al., 1986). Il appartient à la chaîne paléoprotérozoïque ou Chaîne centrale ouest-africaine (Feybesse et al., 1998) qui inclue d’autres provinces telles le bassin Franceville-Ogooué au Gabon, l’Ouest de la RDC, le bassin de Carnot en RCA (Owona, 2008). Cette chaîne contient des unités équivalentes au complexe du Nyong notamment la province Ubendienne en Tanzanie (Boniface et al., 2012), les provinces de Borborema (NE du Brésil) et d’Oaxaquia au Mexique

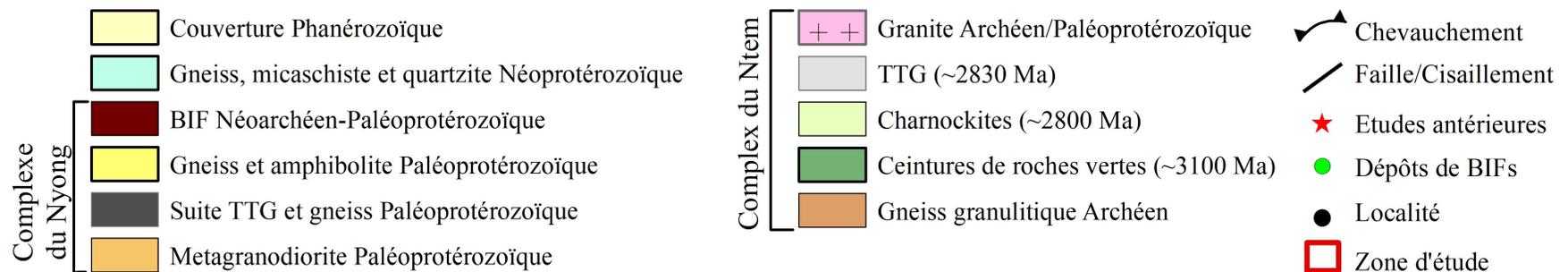
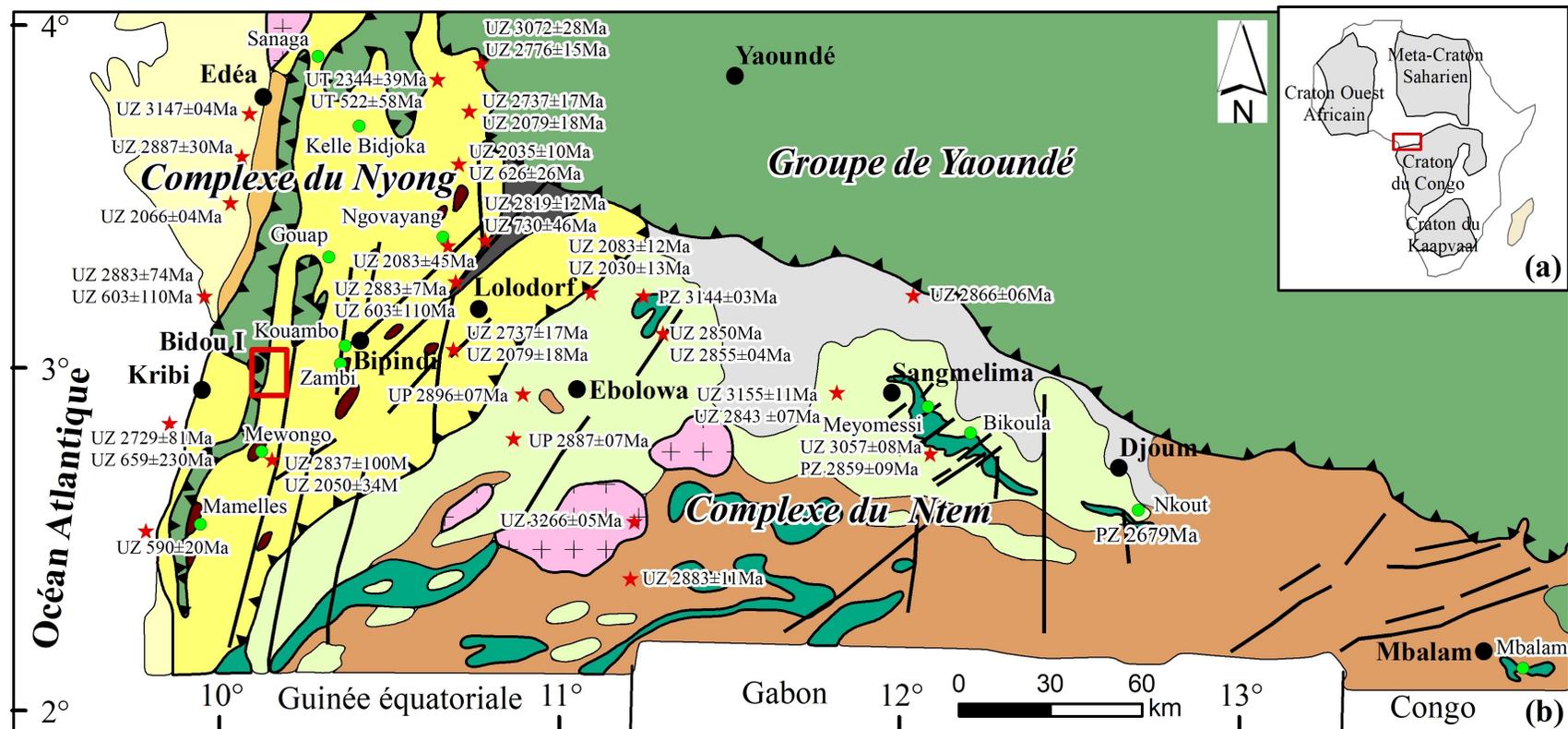
---

(Neves et al., 2006 ; Caxito et al., 2020 ; De wit et al., 2021). Il repose sur le craton du Congo comme une nappe éburnéenne (Toteu et al., 1994).

Le complexe du Nyong représente une zone de suture paléoprotérozoïque coïncidant avec un évènement tectonique en nappe entre les cratons du Congo et de São-Francisco (Toteu et al., 1994 ; Penaye et al., 2004 ; Lerouge et al., 2006 ; Ndéma et al., 2014 ; Kankeu et al., 2018 ; Bouyo Houketchang et al., 2019 ; Caxito et al., 2020 ; Nga Essomba et al., 2020 ; Nga Essomba, 2020 ; Nzepang Tankwa et al., 2021; De wit et al., 2021 ; Owona et al., 2021a, b). Des fragments préservés de cette orogénèse ont été mis en évidence à la fois dans le Nord-Est du Brésil et en Afrique (Nigéria, Centre-Nord du Cameroun, Sud du Gabon, Angola, République Démocratique du Congo) formant la ceinture de Sergipano - Centre-Ouest africain qui est la conséquence de la collision entre l'Eburnéen et le Transamazonien, vers 2100 Ma, des cratons du Congo et de São-Francisco (Toteu et al., 1994 ; Feybesse et al., 1998 ; Barbosa et Barbosa, 2017). Les travaux récents ont permis de montrer que cette zone de suture couplée à un arc magmatique continental calco-alcalin néoprotérozoïque s'étendrait sur environ 2400km de puis le Tibesti jusqu'au Cameroun en passant par le Darfur Occidental (De Wit et al., 2021).

Le complexe du Nyong comprend à la fois : - (1) les matériaux archéens (2900– 2500 Ma: âges U-Pb sur zircon détritique, Pouclet et al., 2007; Nga Essomba, 2020; Soh Tamehe et al., 2021; Owona et al., 2020, 2021a,b; Kouankap Nono et al., 2022 ; Mvodo et al., 2022) composés de formations d'origine volcano-sédimentaire (Lerouge et al., 2006) constituées de granulites (gneiss) associés aux formations ferrifères ou BIF (Banded Iron Formation), de plutonites (TTG, charnockites, dolérites, syénites alcalines) et de roches vertes (serpentinites, amphibolites, roches chloriteuses). Ces résultats suggèrent une importante composante détritique néo-archéenne. -(2) les matériaux paléoprotérozoïques d'âge 2050 Ma (âges U-Pb sur zircon et Sm–Nd sur zircon, Toteu et al., 1994 ; Feybesse et al., 1998) correspondant à la mise en place de certains massifs granitiques et syénitiques (Pouclet et al., 2007) et 2100 - 2000 Ma (âges U-Pb-Hf-O sur zircon : Soh Tamehe et al., 2022a) de mise en place des roches siliclastiques et des BIFs ; - (3) et de formations néoprotérozoïques qui seraient datées à  $626 \pm 26$  Ma (âge U-Pb/zircon), et qui correspondraient à l'évènement métamorphique panafricain ayant affecté les formations de ce complexe (Lasserre and Soba, 1976 ; Toteu et al., 1994, 2001; Pouclet et al., 2007; Ndema Mbongué, 2016 ; Nzepang Tankwa, 2020 ; Owona et al., 2020).

Les âges U-Pb sur zircon de 2500 - 2600 Ma sont liés à l'incorporation des grains de zircons dans les métasédiments du complexe du Nyong, et sont considérés comme résultant de l'ouverture partielle du système U-Pb des zircons archéens, en relation avec les évènements métamorphiques Eburnéen et Panafricain (Toteu et al., 1994 ; Owona et al., 2020). Lerouge et al. (2006) montrent que cet âge correspondrait à la croissance/super croissance de ces zircons au cours d'un



**Figure 9.** Carte géologique du Sud-Ouest Cameroun (d'après Maurizot et al., 1986, adaptée et modifiée d'après Soh Tamehe et al. (2020) et Nzepang Tankwa et al. (2021) montrant la zone d'étude.

---

évènement thermique qui serait soit un plutonisme néoarchéen, soit une intense réactivation crustale telle que reportée dans les cratons de São-Francisco et du Congo (Campos et al., 2003 ; Oliveira et al., 2004).

Les formations dominantes dans le complexe du Nyong seraient les gneiss à biotite et hornblende (de composition TTG), les gneiss à orthopyroxène et grenat, les pyroxénites à grenat et amphibole, les BIFs, les métadiorites, les granodiorites, les syénites, les metabasites (Lerouge et al., 2006; Nsifa, 2005; Nsifa et al., 2013 ; Owona et al., 2011a,b,2020,2021,2022), les gneiss, schistes et quartzites (Moudioh et al., 2020 ; Moudioh, 2020 ; Nzepang Tankwa, 2020 ; Soh Tamehe et al., 2022a); 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 (Ndéma Mbongué et al., 2014 ; Nga Essomba et al., 2020 ; Nga Essomba, 2020 ; Kwamou et al., 2021 ; Kouankap et al., 2022 ; Mvodo et al., 2022). Owona et al. (2021a, b) montrent que l'âge de dépôt des roches métasédimentaires du groupe du Nyong est compris entre l'âge du plus jeune zircon détritique (2,4 Ga) et celui de la plus vieille population de zircon recristallisée, modifiée ou formée au cours du métamorphisme Eburnéen (2,2 – 2,0 Ga).

Ces métasédiments proviendraient du bouclier méso-néoarchéen du Congo (~2,8 Ga) ; et ont été métamorphisés pendant l'orogénèse paléoprotérozoïque éburnéenne (~2,2-2,0 Ga). Les nouveaux résultats de Soh Tamehe et al. (2022a) montrent que les métasédiments (gneiss, schistes et quartzites) de Gouap se sont mis en place autour de 2,1 et 2,0 Ga et proviennent des charnockites et de TTGs néoarchéens du complexe du Ntem avec contribution épisodique autour de 2,2 à 2,1 Ga des charnockites des complexes du Nyong et de l'Ogooué. Ces roches proviendraient d'un bassin d'avant arc, le long d'une marge continentale à l'Est du bloc gabonais.

Le complexe du Nyong est associé à un métamorphisme polycyclique de haut degré des faciès granulite à amphibolite datés à 2050 Ma (âge U-Pb sur zircon, Toteu et al., 1994). Le métamorphisme du faciès granulite est interprété comme le produit de la collision entre les cratons du Congo (2050 Ma) et de São-Francisco (2,10–2,07 Ga, Peucat et al., 2011 ; Aguilar et al., 2017 ; Teixeira et al., 2017) au cours de l'orogénèse Eburnéo-Transamazonienne (Alkmim et Marshak, 1998 ; Ledru et al., 1994). L'âge moyen de cette orogénèse Eburnéo/Transamazonienne dans le complexe du Nyong serait situé entre 2180 et 1985Ma (moyenne 2070+ 11/-26Ma : Owona et al., 2020, 2021a, b). Loose et Schenk, (2018) mettent en évidence un métamorphisme de haute pression dans le faciès éclogite à 2093 ± 45 Ma par la méthode SHRIMP U-Pb zircon sur des roches métasédimentaires et métainéées archéennes à paléoprotérozoïques. Cet âge est similaire à celui obtenu pour les amphibolites à pyrite de Gouap (Soh Tamehe et al., 2021), ces

---

résultats démontrent que le groupe Nyong a subi un métamorphisme régional accompagné d'une activité hydrothermale au cours du Paléoproterozoïque, précisément à environ 2,09 Ga, et ont également enregistré des empreintes néoproterozoïques à environ 600 Ma (Penaye et al., 1993 ; Toteu et al., 1994, 2006 ; Chombong et al., 2017 ; Nzepang Tankwa et al., 2021; Owona et al., 2021a,b, 2022) interprétées comme l'événement perturbateur panafricain.

Les roches du complexe du Nyong ont subi une activité hydrothermale régionale et un métamorphisme pendant l'orogénèse Eburnéo/Transamazonienne (Toteu et al., 1994; Lerouge et al., 2006; Loose et Schenk, 2018; Nzepang Tankwa et al., 2021; Nzepang Tankwa, 2020; Owona et al., 2020,2021a, b ; Mvodo et al., 2022), souligné dans la partie Ouest de la série par des recristallisations panafricaines (600 Ma,  $T = 450 - 500^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 7- 9 \text{ Kb}$  : Ndéma, 2016 ; Nzepang Tankwa, 2020). Les travaux récents basés sur l'évolution métamorphique du groupe du Nyong montrent que les roches métainées et métasédimentaires auraient toutes subi deux phases de métamorphisme de haut degré (Ndema Mbongué et al., 2022b).

L'évolution tectonique du complexe du Nyong est polyphasée : Plusieurs auteurs y mettent en évidence une tectonique à deux phases de déformation dans les localités d'Eséka (Nga Essomba, 2020), de Ngovayang (Ndong Bidzang, 2017), d'Abiété-Yenjok (Ngo Bidjeck, 2004) et de Gouap-Nkolo (Soh Tamehe et al., 2014). De nombreux travaux y font état de trois phases de déformation (Maurizot et al., 1986 ; Toteu et al., 1994 ; Nédélec et al., 1993 ; Feybesse et al., 1998 ; Lerouge et al., 2006 ; Ndéma Mbongué et al., 2014,2019a; Ndéma Mbongué, 2016; Kankeu et al., 2018; Kouankap Nono et al., 2018 ; Bouyo Houketchang et al., 2019; Soh Tamehe et al., 2018, 2019): - (i) une phase  $D_1$  datée au Paléoproterozoïque ( $1734 \pm 22 - 1893 \pm 43 \text{ Ma}$ ; âges Th - U-Pb, Ndéma Mbongué, 2016) 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) ; -(ii) une 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 2 Ga (âges U-Pb sur zircons) et est attribuée à l'orogénèse éburnéenne (Feybesse et al., 1987 ; Toteu et al., 1994) ; - (iii) une phase  $D_3$  marquée par des cisaillements, une schistosité, une linéation et parfois des boudins et exsudats de quartz. Ces éléments sont comparables à ceux de la phase  $D_2$  panafricaine ayant affectée le groupe du Nyong ( $577 \pm 12 - 677 \pm 36 \text{ Ma}$ , Ndéma Mbongué, 2016). La foliation horizontale ubiquiste présente dans le complexe du Nyong ainsi que les assemblages granulitiques à  $Px + Grt + Pl + Qtz + Kfs$  ont permis à Lerouge et al. (2006), Almeida et al. (2000), Barbosa et Sabaté (2002) et Ndéma Mbongué, (2016) de considérer que le complexe du Nyong serait une extension en Afrique centrale de la chaîne granulitique Transamazonienne du Brésil.

---

---

Maurizot et al. (1986), Nédélec et al. (1993), Feybesse et al. (1998), Owona et al. (2011a) montrent que le complexe du Nyong a été affecté par 04 phases de déformation D<sub>1</sub>-D<sub>4</sub> marquées par la nappe tectonique W-E du Nyong qui est recoupée par des cisaillements NW-SE. Cette tectonique à 04 phases de déformations est également mise en évidence par les travaux récents dans la localité d'Edéa (Moussango et al., 2022): une phase D<sub>1</sub> marquée par un raccourcissement NW-SE à E-W en régime de cisaillement pure, une D<sub>2</sub> à cisaillement simple, une phase D<sub>3</sub> correspondant à un serrage tectonique marqué par un double raccourcissement subverticale E-W et NW-SE couplés à un allongement N-S, et une dernière phase D<sub>4</sub> cassante qui reprend les systèmes de failles identifiées pour les directions E-W (système Sanaga-Batignol) et N-S (système d'Ekitté).

L'orogénèse Eburnéo/Trans-Amazonienne qui s'étend au Cameroun, en République centrafricaine, en Guinée équatoriale et au Gabon forme ainsi la Ceinture de plissement de l'Afrique centrale occidentale, jusqu'au NE du Brésil. Elle contient des assemblages de minéraux métamorphiques à haute pression et haute température qui permettent de la classer comme une orogénèse de subduction-collision (Feybesse et al., 1998 ; Boniface et al., 2012 ; Thiéblemont et al., 2018 ; Loose & Schenk, 2018 ; Bouyo et al., 2019 ; Nga Essomba et al., 2020, Caxito et al., 2020, de Wit et al., 2021).

**2)- le complexe du Ntem** est composé de granitoïdes et charnockites archéens, déformés et métamorphisés à 2,9 Ga (âge U-Pb sur zircon : Toteu et al., 1994,2001 ; Shang, 2001 ; Tchameni et al., 2000,2001) puis injectés de granites entre 2,9 et 2,7 Ga (âge Pb-Pb sur zircon : Tchameni et al., 2000,2001 ; Shang et al., 2010) et de BIFs à 2679 ± 87 Ma interprété comme l'âge du métamorphisme néoarchéen dans la partie camerounaise du craton du Congo (âge Pb-Pb sur zircon ; Ndimeh et al., 2019). il est dominé par les roches plutoniques massives de la suite charnockitique (2896 ± 7 Ma, âge U-Pb/ zircon, Toteu et al., 1994 ; enderbites, charno-enderbites et charnockites : 2900 ± 44 et 2818 ± 48 Ma ; âge Rb/Sr ; Delhal et Ledent, 1975). Ces roches de composition mafique à felsique (Poucllet et al., 2007) sont intrudées par les TTGs (2,9-2,8 Ga, Delhal et Ledent, 1975; Lasserre et Soba, 1976; Toteu et al., 1994 ; Shang, 2001), qui contiennent de larges xénolites de roches supracrustales (Nedelec et al., 1990; Shang, 2001; Tchameni et al., 2001, 2004) constituées d'amphibolites à grenat et de leptynites (gneiss à cordiérite et ou grenat) datées à 2980 ± 45 Ma (Lasserre et Soba, 1976) et 3600 - 3300 Ma (Tchameni et al., 2001), de BIF et gneiss à sillimanite, toutes intrudées par les granitoïdes potassiques (2,7-2,5 Ga; Tchameni et al., 2000, 2001; Shang et al., 2001; Toteu et al., 1994, 2004 ; Shang et al., 2010). Les gneiss archéens de la localité d'Ebolowa sont intrudés par les syénites (Tchameni et al., 2001). Talla Takam et al. (2009) montrent à partir des zircons hérités de 3400Ma dans la localité d'Ambam, la présence d'une croûte paléo-archéenne dans le

---

complexe du Ntem. Les signatures géochimiques des charnockites et de la suite TTG dans les localités de Sangmélina, Ngoulemakong et Ebolowa seraient similaires à celles des autres granitoïdes archéens du monde. Ces charnockites et TTG pourraient provenir d'un même protolite probablement les roches vertes archéennes (3,10 – 2,83 Ga : âges Pb-Pb ; [Pouclet et al., 2007](#)).

Les travaux récents dans la localité de Sangmélina ont permis de montrer que les charnockites et les TTGs se sont mis en place entre 3200 – 2800Ma (âges Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb et Pb-Pb sur zircon, [Shang et al., 2004a et b](#)) et 3155 – 2850Ma (âges U-Pb sur zircon [Akam et al., 2021](#)).

Les roches métasédimentaires mises en évidence dans le complexe du Ntem (Ebolowa) montrent un âge archéen de mise en place compris entre 3144 et 3068Ma (âges Pb-Pb sur zircon par évaporation, [Tchameni et al., 2001,2004](#)).

Le complexe du Ntem porte l'empreinte : (i) d'une déformation D<sub>1</sub> exprimée par une foliation S<sub>1</sub> et les plis isoclinaux P<sub>1</sub>. Les paragénèses associées à cette phase sont à pyroxène (hyperstène, salite, augite subcalciq) + amphibole (tschermakite) + plagioclase-oxydes (magnetite et ilménite) + apatite et correspondraient aux conditions termobarométriques d'un métamorphisme du faciès granulite de Basses Pressions, Hautes Températures (700 - 800°C ; 5-6Kb : [Tchameni, 1997](#)). Cette phase a été datée à (2840-2845Ma, [Akam et al., 2020, 2021](#)) ; (ii) d'une déformation D<sub>2</sub> marquée par les plis F<sub>2</sub> et les cisaillements C<sub>2</sub> entre 2760 et 2740 Ma ; (iii) et une troisième phase D<sub>3</sub> cassante qui correspond à la période de refroidissement du complexe du Ntem (2700 - 2550Ma âge EMPA U-Th-Pb sur monazite). Ces empreintes permettent de montrer la similitude des événements tectoniques magmatiques entre le domaine gabonais et la bordure Nord-ouest du craton du Congo dans la période de 3,0 - 2,5Ga ([Akam et al., 2020, 2021](#)).

Le complexe du Ntem porte l'empreinte du métamorphisme éburnéen (2050 Ma, âges Sm-Nd), qui affecte les gneiss et les dolérites de la localité d'Ebolowa ([Toteu et al., 1994](#)) ce qui montre que l'orogénèse éburnéenne/transamazonienne est commune aux deux complexes du craton du Congo au Cameroun.

**3)- Le groupe de l'Ayna** limite le complexe du Ntem à l'Est et serait considéré comme l'équivalent du Complexe du Nyong. Il constitue la partie beaucoup moins connue de la terminaison Nord-Ouest du Craton du Congo au Cameroun. Elle comprendrait les migmatites, les gneiss, les micaschistes, les roches vertes, les granitoïdes et les syénites ([Maurizot et al., 1986](#)) d'âge paléoproterozoïque datés entre 1866 ± 55 et 2027 ± 101 Ma (âges K-Ar et Rb-Sr, [Maurizot et al., 1986](#)). Ces granitoïdes et syénites mésoproterozoïques intrudent les chloritoschistes et les métagrésopélites des séries de couverture paléoproterozoïques de la Lobeke et du Dja inférieur ([Laplaine, 1971](#)). Ils s'alignent sur un couloir de décrochement sénestre Nord-Sud lié à la

---

tectonique tardi-kibarienne et proviendraient de la fusion crustale, probablement due aux anomalies thermiques, qui ont généré d'importantes effusions basaltiques lors de l'extension prépanafricaine du système de rifts de l'Afrique en forme de petits pointements (Vicat et al., 2001). Elle est marquée par une foliation de direction comprise entre N120°E et N140°E à laquelle se superposent des plis de direction N50°E et de blastomylonites de direction N40°E tous anté-Panafricains et recouverts par la nappe de Yaoundé (Vicat, 1998).

Toteu et al. (2022) montrent que ce groupe est compris dans la bordure Est du complexe du Ntem et comprend les roches intrusives de composition granitique et granodioritique, mises en place dans un complexe d'amphibolites et de gneiss mig-matitiques à biotite et amphibole de degré moyen à élevé. Ces roches sont affectées par une foliation régionale à fort pendage vers le NE - SW. Les données géochronologiques obtenues dans cette localité donnent des âges méso à paléo-archéen de mise en place des complexes pour les gneiss dioritiques qui constituent les roches hôtes dans cette partie ayant un âge de mise en place à 3080 Ma (âges Pb-Pb/zircon) avec des protolites sédimentaires et subi le métamorphisme et la fusion partielle pour donner respectivement les gabbros de Tam autour de 2,9 Ga, et les granites de Messam autour de 2898 ± 44 Ma.

### **I.2.3. Modèles de genèse des formations des complexes du Ntem et du Nyong**

Les marges cratoniques et certaines limites intracratoniques ont joué un rôle majeur dans la tectonique des cratons africains et ont permis de mettre en évidence des cycles successifs d'extension, de rifting, de subduction et d'accrétion (Drummond et Defant, 1990). Nedelec et al. (1990) pensent que les roches des suites charnockites et TTG qui constituent les complexes du Nyong et du Ntem proviendraient de la fusion partielle du manteau, suivie d'une cristallisation fractionnée en régime de subduction de la croûte océanique. Cependant, les similitudes de ces roches de ces complexes avec les granitoïdes sodiques qui représentent la fusion partielle des matériaux basaltiques à la base de la croûte épaissie, permettent de suggérer que la subduction pourrait ne pas être le seul modèle de mise en place de ces TTG (Atherton et Pertford, 1993 ; Muir et al., 1995).

Quelques auteurs par des modèles globaux permettent de donner une explication à la configuration des complexes du Nyong et du Ntem :

#### **➤ Dans le complexe du Ntem**

Les processus de mise en place des roches sont considérés comme étant la fusion partielle du manteau et la cristallisation fractionnée en régime de subduction (Drummond et Defant, 1990 ; Tchameni et al., 2000, 2001 ; Shang et al., 2004a, 2007 ; Toteu et al., 2006 ; Pouclet et al., 2007 ; Li et al., 2016). Les plaques océaniques et lithosphériques d'âge paléoprotérozoïque

---

autour des cratons du Congo et tanzanien étaient assez épaisses, humides ( $T < 10^{\circ}\text{C}$ ) et rigides pour être subduites. Ces processus de subduction résulteraient du développement de plusieurs ceintures métamorphiques (Loose et Schenk, 2018 ; Boniface et al., 2012 ; Kazimoto et al., 2015). Il s'agit de la subduction d'une jeune croûte océanique chaude à des pressions assez élevées, ceci en contexte de marge passive convergente (Drummond et Defant, 1990 ; Shang et al., 2004 ; Pouclet et al., 2007).

➤ **Dans le complexe du Nyong**

Le chevauchement du complexe du Nyong sur le craton du Congo au cours de l'orogénèse Eburnéo-transamazonienne est la preuve qu'une zone de subduction était déjà active au cours de l'orogénèse transamazonienne (Alkmin et Marshak, 1998 ; Lerouge et al., 2006 ; Barbosa et Sabaté, 2017 ; Loose et Schenk, 2018 ; Owona et al., 2020, 2021a,b). Des études pétrographique, géochimique et géochronologique réalisées sur les éclogites associées aux granulites du groupe du Nyong mettent en évidence une zone de subduction paléoprotérozoïque à la bordure Nord-ouest du craton du Congo (Loose et Schenk, 2018 ; Nga Essomba, 2020). Ces éclogites ainsi que les metabasites du Cameroun sont interprétées comme d'anciens basaltes océaniques. Le métamorphisme en contexte de subduction de ces éclogites est plus ancien que le métamorphisme de faciès granulite du complexe du Nyong (Bouyo et al., 2019 ; Nga Essomba, 2020 ; Nzepang Tankwa et al., 2021 ; Soh Tamehe et al., 2021) qui est presque identique à l'âge du métamorphisme orogénique au Brésil (2,10 – 2,07 Ga ; Aguilar et al., 2017 ; Neves et al., 2006).

Cependant, les similitudes avec les granitoïdes sodiques qui représentent la fusion partielle des matériaux basaltiques à la base de la croûte épaissie suggèrent que la subduction ne serait pas le seul modèle de mise en place des TTG (Atherton et Pertford, 1993 ; Muir et al., 1995). Les assemblages métamorphiques à haute pression / haute température, ainsi que la géochimie des roches magmatiques associées à l'orogénèse Eburnéenne-Transamazonienne ont permis à plusieurs auteurs de classer celle-ci comme une orogénèse de subduction-collision (Boniface et al., 2012 ; Bouyo et al., 2019 ; Feybesse et al., 1998 ; Loose et Schenk, 2018 ; Nga Essomba et al., 2020 ; Thiéblemont et al., 2018 ; Owona et al., 2020, 2021a,b,2022 ; Toteu et al., 2022).

#### **I.2.4. Travaux antérieurs sur la localité de Bidou I**

La localité de Bidou I appartient à la bordure NW du craton du Congo. Les premières données géologiques de cette localité sont celles de la carte géologique de reconnaissance du Sud-Ouest Cameroun (Maurizot, 1986 ; Figs. 9, 10) qui montre que la zone d'étude appartiendrait à deux ensembles : (i) un ensemble de roches paléoprotérozoïques et néoprotérozoïques associées aux séries de Yaoundé et comprenant les quartzites micacés, les micaschistes à deux

---

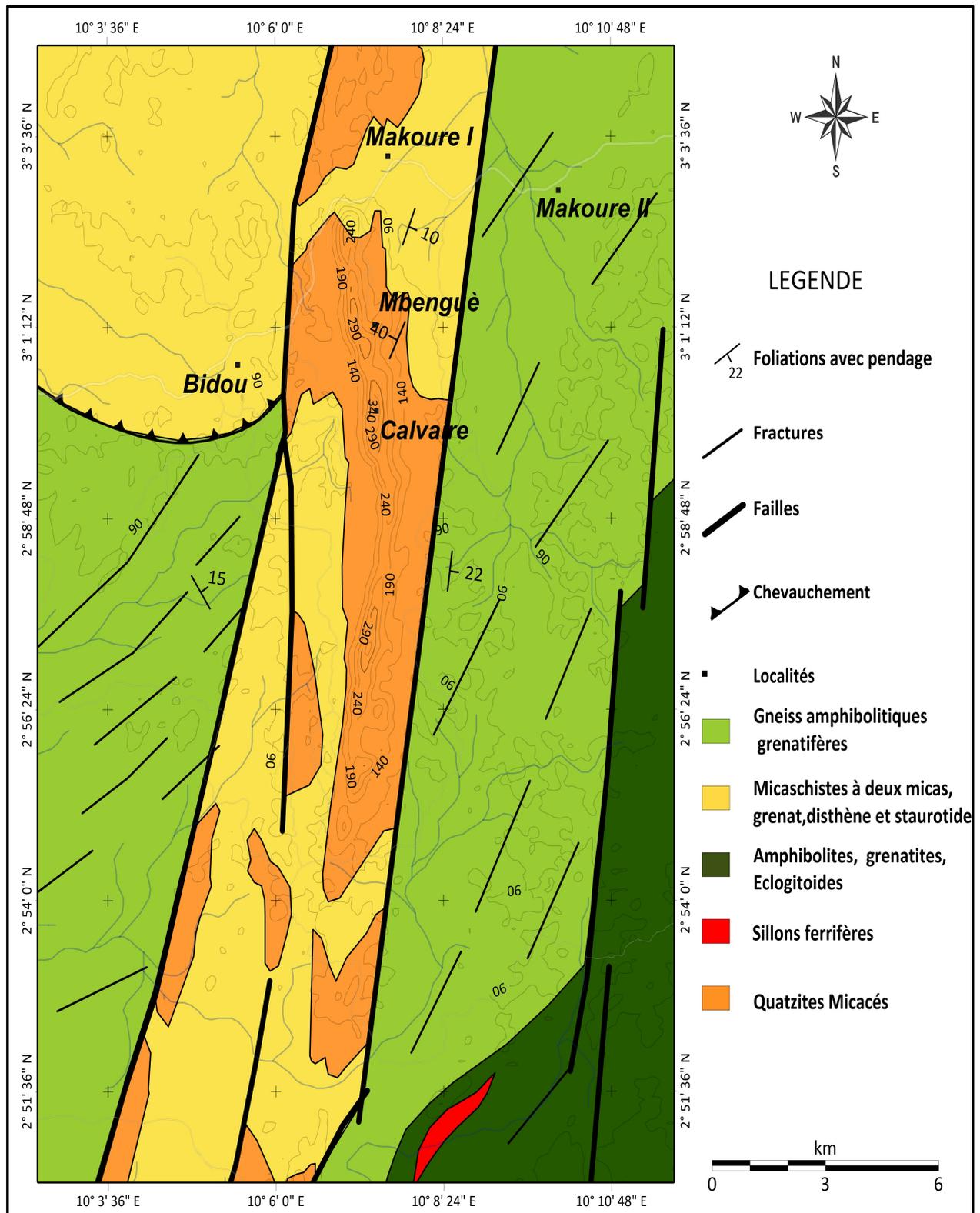
micas, grenat, disthène et staurotide ; (ii) un ensemble comprenant les gneiss amphibolitiques grenatifères (leptynites, blastomylonites, amphibolites, orthogneiss divers) et les formations ferrifères (itabirites, quartzites, amphibolites, grenatites et éclogitoïdes). Ces roches se seraient mises en place au cours l'orogénèse Eburnéenne dans les conditions du faciès granulite (4-6 kb ; 700-800°C : [Maurizot et al., 1986](#) ; [Shang et al., 2001, 2004a, b](#) ; [Pouclet et al., 2007](#)).

Bidou I serait compris dans une ceinture orogénique comprenant des roches sédimentaires archéennes (3185 – 2500 Ma, âges Rb–Sr, Pb-Pb et U-Pb), paléoprotérozoïques (2450) et néoprotérozoïques (970 Ma) indifférenciées ; des roches vertes ( amphibolites, pyroxénites), BIFs (Grt + Mag + Qz ± Opx), gneiss à pyroxène et amphibole; d'un ensemble de gneiss affecté par un métamorphisme prograde-rétrograde marqué par deux pics le premier à 810°C, 9 Kb daté à 2120Ma (âge Rb-Sr); et le second dans les conditions à 600°C/8Kb (Qz + Pl + Px + Bt + Grt ± Ap ± Zr ); de metabasites (gneiss et micaschistes) migmatisées et mylonitisées au cours du Paléoprotérozoïque (2120 - 2000 Ma, âge Rb-Sr, [Feybesse et al., 1998](#)); et une suite magmatique charnockitique d'âge archéen (2930 Ma, âge U-Pb sur Zircon: [Shang et al., 2001,2004a,b](#); [Lerouge et al., 2006](#); [Pouclet et al., 2007](#)).

[Nyongo Nayah, \(2020\)](#) à partir des études pétrochimiques et physico-chimiques sur le manteau d'altération développé sur les micaschistes de la partie Nord de Bidou I révèle des indices en Au appauvri dans la roche, mais enrichi dans certains horizons et argiles jaunes (due à sa mobilité secondaire avec les sulfures d'hydrogène (Au (HS)-2) à un pH presque neutre et une faible teneur en matière organique, ce qui est très typique des environnements à faible sulfuration : [Zhu et al., 2011](#)) ; en Cr fortement enrichi dans tous les horizons de sol y compris dans les argiles jaunâtres tel que décrit par [Malpas et al. \(2001\)](#). Les fortes concentrations de ces éléments dans le matériau altéré par rapport à la roche mère sont dues à la lixiviation des bases de la silice et à l'accumulation de la koalinite, qui incorpore certains de ces éléments dans ses réseaux cristallins.

Les travaux les plus récents dans cette localité sont ceux de [Kamguia Woguia et al. \(2021\)](#) qui étudient l'accumulation des éléments géochimiques dans les sols et les sédiments des cours d'eau. Les résultats de ces travaux montrent que les éléments chimiques accumulés dans les sols et les sédiments des lits de cours d'eau de la localité de Bidou I sont des produits de l'altération des roches environnantes que sont : les gneiss siliceux, les schistes et les quartzites. L'analyse de ces données montre de potentielles minéralisations en Or, Uranium, éléments traces et en Terres rares. L'orientation de certains de ces indices suivant une direction préférentielle similaire à l'allongement NW-SE de la colline de Bidou 1 permet d'attribuer l'occurrence de ces concentrations minérales au contrôle structural exercé par les structures sur les roches mères

environnantes. Ce qui indique que l'évolution tectono-métamorphique de la colline du Bidou I comporte au moins une phase hydrothermale.



**Figure 10.** Carte géologique du secteur d'étude, extraite de la Carte géologique de reconnaissance du Sud-Ouest Cameroun modifiée de [Maurizot, \(1986\)](#).

---

## **CHAPITRE II.**

### OUTILS ET MÉTHODES

---

L'atteinte des objectifs fixés dans le cadre de ce travail passe par des études menées conjointement sur le terrain et en laboratoire. Ces études qu'elles soient faites sur le terrain ou en laboratoire nécessitent des outils précis :

## **II.1. OUTILS**

### **II.1.1. Outils de terrain**

Plusieurs outils qui constituent le kit du géologue ont permis la réalisation de ce travail sur le terrain notamment la carte topographique (forestière) de Kribi à l'échelle 1/200000, le G.P.S. (Global Positioning System) de marque Garmin 78S, les boussoles (topochaix et Suunto munies toutes d'un clinomètre), la massette de 05 kilogrammes, le marteau de géologue (masse  $\approx 0,5\text{kg}$ ) de marque Eastwing, le carnet de terrain et la loupe de terrain.

### **II.1.2. Outils de laboratoire**

Pour la préparation et la confection des lames minces, le matériel utilisé a été constitué de la scie diamantée, la colle araldite, la plaque chauffante et la rôdeuse.

Le matériel utilisé pour le conditionnement des échantillons avant l'analyse chimique est constitué de la massette, l'alcool éthylique, le papier labo, les petits flacons d'emballage, le broyeur de marque RETSCH type 862, le pulvérisateur et le porphyrisateur de marque FRITSCH.

## **II.2. MÉTHODES**

### **II.2.1. Méthodes de terrain**

La descente sur le terrain constitue la phase la plus importante dans la bonne connaissance et l'interprétation des phénomènes géologiques. A cet effet, la phase préliminaire a consisté en une synthèse bibliographique de la région d'étude, suivie de l'organisation des différentes campagnes de terrain. Cette synthèse a permis dans un premier temps de circonscrire la zone à étudier, d'avoir un aperçu sur les formations géologiques dans la région, d'établir un plan d'exploration à l'aide de la confection des cartes d'échantillonnage. Il ressortait de cette synthèse que la zone de travail était une grande colline de direction N-S.

Pour la suite, plusieurs campagnes de terrain de durées variées ont été organisées tout au long de ce travail.

Le premier travail sur le terrain a consisté à la recherche et à la localisation des coordonnées prédéfinies dans le GPS. Ensuite l'ensemble du travail a consisté en des coupes de plusieurs kilomètres suivant une direction E-W perpendiculairement à l'allongement N-S de la zone d'étude.

Le long de ces coupes, les principaux affleurements ont été localisés et chaque affleure-

---

rement a suscité une attention particulière pour de plus amples observations, lesquelles ont permis d'inventorier les différents types pétrographiques et de décrire les éléments structuraux visibles à l'affleurement selon les étapes suivantes :

➤ **L'observation** des affleurements et des relations entre les différentes lithologies, des éléments structuraux ainsi que de leurs chronologies respectives.

➤ **La description** des caractéristiques des affleurements (modes d'affleurement, formes, dimensions), les différents types pétrographiques (type, formes, agencement), les éléments structuraux (leur nature ductile ou fragile), leur type (linéaire ou planaire), leur disposition et leur distribution spatiale) ; et enfin les relations éventuelles entre les différents types lithologiques et entre les différents éléments structuraux.

➤ **L'interprétation** s'est faite premièrement sur le terrain à partir des observations et descriptions faites sur les différents affleurements et les éléments structuraux au cours de nos campagnes. Des interprétations complémentaires réalisées en laboratoire, et qui furent nécessaires pour parfaire la compréhension des phénomènes géologiques dans la zone d'étude, nous ont permis de faire une esquisse géologique de la localité de Bidou I.

## **II.2.2. Méthodes de laboratoire**

Le travail de laboratoire a consisté à : la confection des lames minces pour les études pétrographique et microstructurale, les analyses minéralogiques par DRX et MEB, les analyses géochimiques et géochronologiques.

### **II.2.2.1. Analyse pétrographique**

#### **❖ Confection des lames minces et étude microscopique**

Une vingtaine de lames minces a été confectionnée au laboratoire Geotech Lab à Vancouver au Canada et une quinzaine au laboratoire Beijing Kehui Testing International Co. Ltd en Chine suivant les protocoles habituels (sciage, formation des sucres, collage des sucres sur les lames porte-objet et la réduction de la taille de la lame mince). Ces lames minces ont été étudiées au Laboratoire de Géosciences des Formations Profondes et Applications du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I. Cette étude a permis de déterminer avec précision les principaux minéraux, les principales phases minérales en rapport avec les événements tectono-métamorphiques. Les observations ont été faites conjointement en lumière naturelle ou lumière polarisée non analysée (LPNA) et en lumière polarisée analysée (LPA). Une analyse microstructurale a permis de mettre en évidence les microstructures de déformation présentes dans les roches. Des photographies ont été faites sur des sections représentatives des lames, afin de mieux illustrer toutes les observations faites.

---

### ❖ **Analyse minéralogique par diffraction des Rayons X**

Les analyses par Diffraction des Rayons X (DRX) ont été réalisées en utilisant une poudre diffractomètre Xpert-Pro (PANalytical B. V. Almelo ; Netherlands) au travers des angles dispersés de 5° à 100° 2<sup>θ</sup>, utilisant une source cible a cobalt X-ray. Les analyses sur les poudres de minéraux ont été préparées au travers de la méthode backpack. L'identification des minéraux a été faite en utilisant le logiciel Xpert-Pro Highscore Plus (Version 4.1) avec le fichier de la poudre de diffraction ICDD (PDF-2 ; 2016 RDB).

### ❖ **Analyse minéralogique par MEB / EDS :**

La microanalyse par MEB (Microscope Electronique à Balayage) a été réalisée sur l'échantillon OB41 en utilisant un système FEI-MLA Quanta 650 FEG-ESEM. Les images d'un échantillon sont produites en balayant la surface avec un faisceau d'électrons focalisés. Les électrons interagissent avec les atomes de l'échantillon, produisant divers signaux qui contiennent des informations sur la topographie de la surface et la composition de l'échantillon. L'imagerie électronique rétrodiffusée (**Bruker AXS Microanalysis GmbH, Germany**) a été réalisée en mode environnemental (vide de 10-4,5 mTor et tension de faisceau d'électrons de 25 kV). L'analyse des fragments non enrobés a permis de déterminer les associations minérales à petite échelle.

Un Spectromètre à rayons X à Dispersion haute Energie ou Energy Dispersive Spectrometry (EDS) couplé au MEB et qui permet la réalisation d'une imagerie de la répartition des phases minérales observées, a été utilisé en mode spot pour fournir des informations chimiques ces différentes phases. Cette image EDS a permis d'identifier le Fe, S, Al et Si. Ce qui reflète la présence probable des sulfures de Fe et grenat ferrifères qui leurs sont associés. Une évaluation avec un aimant indique que l'échantillon est faiblement magnétique suggérant qu'il s'agit en fait de pyrrhotite. Étant donné que le minéral sulfuré est présent en si faible abondance. Des analyses supplémentaires à la microsonde seraient nécessaires pour une estimation quantitative plus précise des éléments.

## **II.2.2.2. Analyse structurale**

### **II.2.2.2.1. Analyse mésoscopique, macroscopique et microscopique**

L'étude de la déformation débute sur le terrain avec la mesure des attitudes des différents éléments structuraux (direction, pendage, plongement, azimuth). Cette démarche est complétée en laboratoire par l'utilisation du logiciel stéréonet ainsi que de l'étude microstructurale sur les différentes lames minces.

---

## II.2.2.2.2. Télédétection et SIG

### ➤ Analyse par télédétection

L'imagerie satellitaire est une méthode de plus en plus utilisée pour identifier et cartographier les structures géologiques qui transparaissent dans la géomorphologie. Elle permet l'identification des structures et plus spécifiquement des linéaments ; dont le traitement peut se faire par une interprétation visuelle des images. L'immense couverture végétale et la rareté des affleurements a conduit de nombreux auteurs à recourir à cette méthode afin d'améliorer l'analyse structurale dans différentes localités du Cameroun (Akam et al., 2018 ; Metang et al., 2014 ; Takodjou Wambo et al., 2016,2018 ; Binam Mandeng et al., 2018 ; Fossi et al., 2021) ; ce qui conduit de ce fait à une cartographie structurale un peu plus précise.

### ➤ Méthodologie de traitement des images satellitaires

Les images ont été géoréférencées dans la projection cartographique UTM de la zone 32 N à l'aide du datum WGS84. La correction atmosphérique a été appliquée aux données Landsat-8 à l'aide de l'algorithme FLAASH, analyse atmosphérique de l'hypercube spectral à ligne directe (Cooley et al., 2002). La correction de la diaphonie (défaut dans la transmission ou la restitution d'un signal évalué en décibels, dû à un transfert d'énergie d'un signal sur un autre) a été effectuée sur les données ASTER (Iwasaki et Tonooka, 2005). Ces données de télédétection ont été traitées à l'aide des logiciels ENVI (Environment for Visualizing Images) version 5.2 et ArcGIS version 10.3.

Plusieurs techniques permettent de traiter et améliorer les images. Le choix de la méthode dépend des données disponibles et des objectifs visés. Dans le cas présent, différents types de traitements ont été réalisés pour faciliter la détection des linéaments. Ceci se fait à l'aide de quatre principales techniques à savoir :

- **L'analyse en composantes principales (ACP)** qui est une méthode descriptive multidimensionnelle qui permet de compresser les données redondantes des images multi-bandes et trouver une combinaison de composition colorée la plus discriminante possible. Cette technique est efficace dans l'amélioration de l'image multispectrale pour l'interprétation géologique et est détaillée dans plusieurs travaux (Adiri et al., 2017 ; Takodjou et al., 2016, 2018 ; Binan Mandeng et al., 2018 ; Fossi et al., 2021).

- **La composition colorée** qui optimise l'analyse visuelle et adapte les variations de tonalités au système visuel humain et intègre des informations complémentaires pouvant mettre en évidence la structure du sol et de ce fait ressortir plus nettement les discontinuités structurales et texturales entre la végétation et les accidents géologiques, facilitant ainsi la discrimination visuelle des linéaments.

---

- **La combinaison de bandes** qui est un ensemble d'opérations arithmétiques (addition, soustraction et division) appliquées sur les bandes pour la détection des linéaments, qui permet de visualiser les linéaments rattachés au réseau hydrographique. Le rapport de bandes permet de mettre en évidence les linéaments régionaux, les structures particulières et les grandes zones de fractures (failles et/ou des zones de cisaillement) du substratum qui drainent les eaux souterraines à grande échelle

- **Le filtrage spatial directionnel** qui permet le traitement des images optiques et l'amélioration des contours, l'interprétation visuelle et l'extraction manuelle des linéaments. Les filtres utilisés sont appliqués dans quatre (4) directions principales qui sont N-S, E-O, NE-SW, SE-NW.

➤ **Extraction des linéaments par photo-interprétation**

En fonction des images disponibles et de la réalité sur le terrain, les extractions automatique et manuelle des linéaments sont effectuées. L'extraction manuelle consiste en la numérisation de toutes les structures linéaires observées sur l'image satellitaire transformée (ACP), rehaussée et filtrée. Tandis que l'extraction automatique de la seconde famille de linéaments est rendue possible grâce au logiciel de traitement d'image satellitaire Geomatica 2012. Toutes les linéarités anthropologiques (réseau routier, fils de haute tension, layons de délimitation de forêt et surfaces cultivées...) de la zone cible sont répertoriées et stockées sous forme de base de données SIG. Les impuretés sont ensuite éliminées et seuls les linéaments d'origine tectonique ont un intérêt. La carte du réseau de fractures est obtenue après la validation du réseau des linéaments par comparaison avec celui des accidents relevés sur le terrain. La méthodologie détaillée d'extraction des linéaments à partir des images satellitaires est telle que décrite par plusieurs auteurs ([Metang et al., 2014](#) ; [Takodjou Wambo et al., 2016, 2018, 2020](#) ; [Binam Mandeng et al., 2018](#) ; [Fossi et al., 2021](#)).

### **II.2.2.2.3. Méthode géophysique aéroportée**

Les données aéromagnétiques utilisées dans la présente étude ont été acquises et prétraitées par la compagnie Geotec Ltd à une altitude de 30 mètres, avec un espacement de 1000 m entre les lignes orientées W-E. Le magnétisme aéroporté permet d'étudier les variations locales (anomalies) du champ magnétique terrestre. Celles-ci représentent les perturbations qui affectent le champ magnétique principal (effet dynamo), lorsque celui-ci traverse les roches de la croûte supérieure. Les anomalies magnétiques reflètent l'effet intégré des différentes roches qui constituent les premiers kilomètres de l'écorce terrestre, celles-ci agissant différemment selon leur profondeur, leurs caractéristiques magnétiques variables. Ainsi l'analyse de la trace cartographique, de la longueur d'onde et de l'intensité des anomalies magnétiques constitue une

---

aide précieuse à l'élaboration de la cartographie géologique et au suivi de certaines variations lithologiques aux propriétés et/ou extension verticale (Owono, 2020). Les levés aéromagnétiques renseignent sur les éléments structuraux ainsi que la lithologie des roches distribuées depuis la surface de la terre jusqu'à de grandes profondeurs (Telford et al., 1998). Cette méthode permet de déterminer la profondeur des sources magnétiques, un élément crucial dans la compréhension de la lithologie et du potentiel minier sous l'épaisse couverture constituée de différentes séquences. Ils permettent en plus d'augmenter la connaissance de la géologie dans des régions avec peu ou sans informations déjà disponibles. Les appareils utilisés pour mesurer le champ magnétique sont les magnétomètres. L'influence de plusieurs roches du sol crée un champ supplémentaire dit champ anormal, que l'on étudie (Owono Amougou, 2020).

Les traitements de données ont été effectués par le biais de plusieurs filtres et opérateurs similaires à ceux décrits dans la littérature (Ndougsa et al., 2012 ; Feumoe et al., 2012 ; Goussi Ngalamo et al., 2017 ; Owono Amougou, 2020) qui peuvent être résumés tels que suit :

- La réduction au pôle ou à l'équateur ;
- l'opérateur de prolongement vers le haut ;
- les dérivées (gradient horizontal, gradient vertical) ;
- le signal analytique ;
- la déconvolution d'Euler
- l'angle d'inclinaison ou Tilt angle
- l'analyse multi-échelle des maximas des gradients horizontaux qui combine le prolongement vers le haut et le gradient horizontal. L'analyse multi-échelle constitue un excellent moyen de localiser dans le sous-sol les contacts linéaires correspondant aux failles et les contacts de formes circulaires qui sont les limites des corps intrusifs (Vanié et al., 2005) d'une part, et déterminer leur tracé, leur pendage et même leur degré d'importance d'autre part (Khattach et al., 2006). L'anomalie magnétique ou gravimétrique au-dessus d'un contact vertical est matérialisée par une courbe ayant un minimum du côté des roches de faibles densités ou susceptibilités et un maximum du côté des roches ayant des susceptibilités élevées.

### **II.2.2.3. Analyse spectrométrique à rayons gamma**

Le traitement des données spectrométriques implique la transformation des spectres en fenêtres d'énergie standard, des corrections pour l'avion et le fond cosmique, la correction du fond de radon, des corrections de décapage, la réduction de la hauteur à l'atmosphère standard en utilisant la pression barométrique et la température mesurées et à la hauteur nominale, les données ont ensuite été mises à niveau et micro mises à niveau pour supprimer le bruit de fond. Les corrections appliquées ont été basées sur des calibrages effectués avant l'enquête.

---

#### II.2.2.4. Méthode d'étude des plis

La méthode quantitative développée par [Lisle et al. \(2006\)](#) a été utilisée pour décrire la forme de surfaces plissées. Cette méthode qui utilise le logiciel `Fold_Profiler_Matlab` nécessite l'utilisation de plusieurs paramètres permettant l'utilisation de surfaces plissées comme des objets d'analyse mathématique. Elle est basée sur la recherche d'une fonction mathématique adéquate qui convient le mieux à chaque surface plissée et permet le traitement rapide d'un grand nombre de données.

`Fold_profiler®` est un logiciel qui intègre toutes les classifications mathématiques antérieures, car 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 fonctions mathématiques. Son principe d'utilisation tel qu'énoncé et décrit par les travaux de [Srivastava et Lisle \(2004\)](#), [Lisle et al. \(2006\)](#), [Liu et al. \(2009\)](#), [Srivastava et Rastogi \(2010\)](#) et [Gogoi et Mukherjee, \(2019\)](#) est le suivant :

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

(2) la méthode de classification à adopter est choisie parmi les quatre méthodes contenues dans le programme correspondant chacune à une fonction mathématique (courbes de Bézier, sections coniques, superellipses et power function) ;

(3) à l'aide de la souris, on agrandit la partie de l'image contenant le flanc du pli à analyser ;

(4) le curseur marque le point d'inflexion ( $P_i$ ), le point charnière ( $P_c$ ) et un troisième point localisé sur la tangente à la charnière. Le programme dessine la tangente à la charnière qui passe par le troisième point. Les clics gauche et droit de la souris permettent de modifier la ligne tangente ;

(5) 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 associés à cette courbe initiale sont reportés en haut de l'image ;

(6) en cliquant sur le bouton gauche et droit de la souris, l'utilisateur a la possibilité de modifier la courbe initiale. Cet ajustement permettant 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 : le paramètre de forme ( $L$ ) ; le rapport d'aspect ( $R$ ) ; la surface normalisée ( $S_n$ ) ;

(7) les résultats de la classification des paramètres, associés à la fonction choisie et la surface choisie sont affichés sur l'écran ;

---

(8) plusieurs plis peuvent être analysés sur la même image dans le programme ;

(9) 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).

Les graphes obtenus sont alors exportés et utilisés dans d'autres applications.

### **II.2.2.5. Analyse géochimique**

Une trentaine d'échantillons de roches ont été analysées dans les laboratoires de Vancouver (Canada), et de Beijing Kehui Testing International Co. Ltd (Chine) avec pour but de définir la nature du protolite ainsi que le paléoenvironnement des formations de la localité de Bidou I. Les échantillons de roches sont d'abord concassés à l'aide de la massette. Les dents ou mâchoires du broyeur ainsi que le réceptacle sont nettoyés premièrement à l'aide du pulvérisateur et ensuite à l'alcool et/ou acétone pour éviter toute contamination. L'échantillon ainsi concassé est ensuite jeté dans le broyeur pour obtenir les granulats dont la taille (1mm – 5 mm) choisie est fonction de l'analyse à faire. Les granulats obtenus précédemment sont porphyrisés pour l'obtention des poudres très fines de taille inférieure au micromètre qui sont distinctivement mises en flacon et étiquetées. L'opération de nettoyage est répétée après chaque passage d'un échantillon dans le broyeur ou dans le porphyrisateur. 100g de chaque échantillon sont prélevés pour le quartage (division en 4 ou 8 fractions identiques). Ensuite seulement 10g sont prélevés pour faire des pastilles destinées à l'analyse proprement dite. Les éléments majeurs ont été analysés par spectrométrie d'émission atomique couplée au plasma d'induction (ICP-AES) et les éléments traces par spectrométrie de masse couplée au plasma d'induction (ICP-MS) sur un spectromètre de masse VG-Plasma Quad STE ICP au laboratoire ALS (AustraliaLaboratory Service). Les échantillons ont été dissous dans une bombe de Téflon à haute pression en utilisant un mélange 1/1 d'HF et de HClO<sub>4</sub> à 180°C, puis portés dans une solution de HNO<sub>3</sub> dans les conditions internes standard. Après la dissolution dans l'HF-HClO<sub>4</sub>, les échantillons ont été soumis dans un mélange de HNO<sub>3</sub>, 6NHCl et d'HF et enfin dilués. Ces solutions ont été mesurées 24h après dilution pour prévenir l'absorption des HFSE sur le flacon de l'échantillon. Les incertitudes analytiques sont de 1% pour les éléments majeurs et entre 5 et 10% pour les concentrations des éléments traces. La précision analytique des REE est estimée à 5% pour les concentrations > 10ppm et 10% pour les concentrations < 10ppm.

### **II.2.2.6. Analyse géochronologique**

L'analyse géochronologique par la méthode U/Pb sur zircon a été effectuée sur un échantillon de gneiss à grenat et sur un échantillon de micaschiste à grenat. La méthode utilisée

---

est similaire à celle décrite par [Hou et al. \(2009\)](#) : il s'agit de LA-ICP-MS (Spectrométrie de Masse Couplée au Plasma d'Induction et Ablation Laser) qui est une technique réalisée au laboratoire Beijing Kehui Testing International Co. Ltd en Chine). L'échantillonnage au laser a été effectué en utilisant un système d'ablation au laser ESI NWR 193nm. C'est ainsi que les minéraux lourds sont au préalable séparés en fonction de leur susceptibilité magnétique en utilisant un séparateur isodynamique Frantz. Après séparation, les cristaux de zircons présentant peu ou pas d'inclusion ni de craquelure dans la fraction lourde obtenue sont prélevés à la loupe binoculaire, et la sélection finale est effectuée sur les cristaux sans fractures à l'aide de pinceaux. Les zircons originaux sont ainsi sélectionnés et montés à l'aide de résine, puis sont 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). Les lames montées 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.

Un instrument ICP-MS AnalytikJena PQMS Elite a été utilisé pour acquérir des intensités de signal ionique. 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>. Le mode opératoire est celui de l'ablation par système laser, ICP-MS et la réduction des données. L'hélium a été appliqué en tant que gaz porteur. L'argon a été utilisé comme gaz d'appoint et mélangé avec le gaz porteur via un connecteur en T avant d'entrer dans l'ICP. Chaque analyse comprend une acquisition d'arrière-plan d'environ 15 secondes (vide de gaz) suivie d'une acquisition de données de 45 secondes à partir de l'échantillon. La sélection des données brutes hors ligne et l'intégration des signaux de fond et d'analyte, ainsi que la correction de la dérive temporelle et l'étalonnage quantitatif pour la datation U-Pb ont été effectuées par le Logiciel ICPMSDataCal ([Liu et al., 2010](#)). Le zircon GJ1a été utilisé comme standard externe pour la datation U-Pb et a été analysé deux fois toutes les 5-10 analyses. Les déplacements liés au temps des rapports isotopiques U-Th-Pb ont été corrigés en utilisant une interpolation linéaire (avec le temps) pour chaque 5-10 analyses selon les variations de GJ1 (2 zircons GJ1 + 5-10 échantillons + 2 zircons GJ1 : [Liu et al., 2010](#)). Les meilleurs rapports isotopiques U-Th-Pb utilisés pour GJ1 sont ceux décrits par [Jackson et al. \(2004\)](#).

L'incertitude des valeurs préférées (0,5%) pour le standard externe GJ1 a été propagée aux résultats finaux des échantillons. Dans tous les grains de zircon analysés, la correction commune du Pb n'était pas nécessaire en raison du faible signal du <sup>204</sup>Pb commun et du <sup>206</sup>Pb / <sup>204</sup>Pb élevé. La concentration en U, Th et Pb a été calibrée par le NIST 610.

---

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 Discordia et Concordia ont été calculés à l'aide du logiciel 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.

La mesure de la qualité de l'ajustement est exprimée par l'écart quadratique moyen pondéré (MSWD: Mean Square of Weigthed Deviation) qui prend en compte l'importance relative de la reproductibilité interne et externe des isotopes à partir de trois estimations de l'âge « moyen » (moyenne arithmétique, moyenne géométrique et âge central): trois cas ont été énumérés (Roger Powell et al., 2002; Lance Black et al., 2003): - (i)  $\text{MSWD} = 1$  si les données d'âge correspondent à une distribution normale univariée dans l'espace  $t$  (pour l'âge moyen arithmétique) ou  $\log(t)$  (pour l'âge moyen géométrique), ou si les données de composition correspondent à une distribution normale bivariée dans  $[\log(\text{U}/\text{He}), \log(\text{Th}/\text{He})]$ -espace (pour l'âge central); - (ii)  $\text{MSWD} < 1$  si la dispersion observée est inférieure à celle prédite par les incertitudes analytiques. Dans ce cas, les données sont dites « sous-dispersées », indiquant que les incertitudes analytiques ont été surestimées ; - (iii)  $\text{MSWD} > 1$  si la dispersion observée dépasse celle prédite par les incertitudes analytiques. Dans ce cas, les données sont dites "surdispersées". Cette situation est la règle plutôt que l'exception en géochronologie (U-Th) /He, indiquant une compréhension incomplète du système isotopique. Plusieurs raisons ont été proposées pour expliquer la surdispersion des données (U-Th) /He, y compris les distributions U-Th inégalement réparties et les dommages causés par les radiations.

Le traitement numérique des données de terrains et de laboratoire s'est fait à l'aide des logiciels appropriés tels que Word, ArcGIS, Excel, Surfer, Global Mapper, Stéreonet, GCDkit 2.3, Isoplot, Corel draw et Fold\_profiler.

---

## **CHAPITRE III.**

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET MINÉRALOGIQUE

---

---

## Introduction

Le présent chapitre est consacré à l'inventaire lithologique et à l'étude pétrographique des différentes formations géologiques de la localité de Bidou I. Les travaux de terrain et les études pétrographiques mettent en évidence un seul ensemble lithologique, essentiellement métamorphique qui regroupe plusieurs types lithologiques : les gneiss, les micaschistes, les quartzites, les orthogneiss, les cuirasses férugneuses, les BIFs et les roches vertes (Fig.11a).

Les affleurements de BIFs, les amphibolites et les orthogneiss sont très altérés et peu représentatifs tels que le montre les figures 11a et b et n'ont pas fait l'objet d'une description vue leur très faible proportion dans la localité. A cet effet, l'étude pétrographique a été concentrée uniquement sur les gneiss à grenat, les micaschistes à grenat et les quartzites à grenat. Ces derniers telle que le montre la figure 11b étant les trois types principaux repandus dans le secteur de Bidou 1.

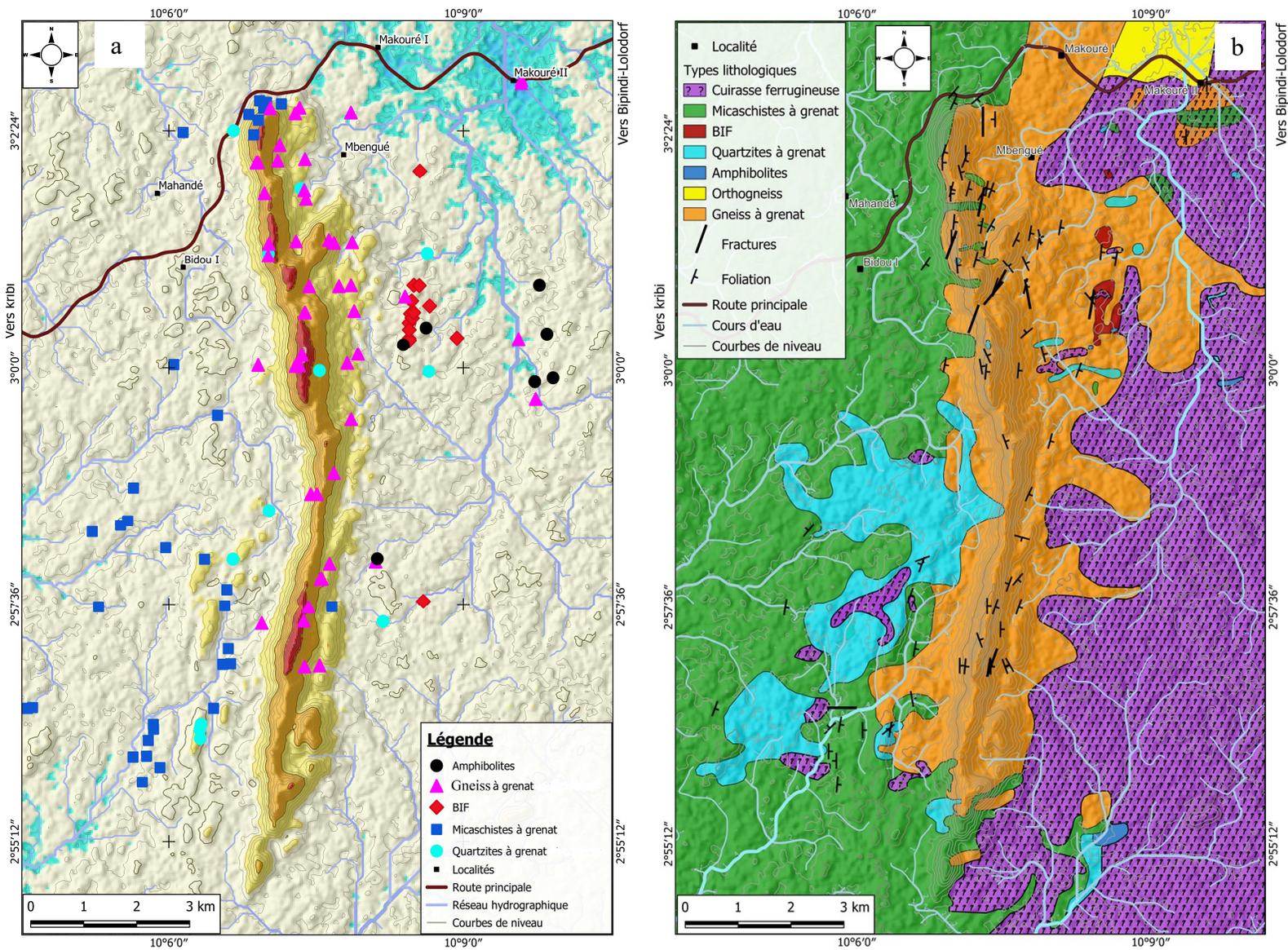
Une trentaine de lames minces a été confectionnée dans les laboratoires Geotech Lab à Vancouver au Canada et Beijing Kehui Testing International Co. Ltd en Chine. Parmi ces lames, celles des trois principaux types représentatifs ont été décrits dans le cadre de ce travail (Fig. 11).

### III.1. GNEISS À GREMAT (OB 10, OB16, OB 40, OB 42)

Les gneiss à grenat sont répandus le long de la colline de Bidou I. Ils affleurent au sommet sur les versants et dans les cours d'eaux. Les modes d'affleurement sont variés (dômes, dalles, blocs et boules, Fig. 12A). L'aspect général de la roche est clair avec des grains fins à grossiers (Fig. 12B). L'observation macroscopique permet de distinguer le quartz, le feldspath, la muscovite, la biotite et le grenat. En lame mince, la roche présente une microstructure granoblastique hétérogranulaire (Fig. 12C) et comprend le quartz, le feldspath alcalin, le pyroxène, le grenat, la biotite, le plagioclase, les minéraux secondaires comme la muscovite et les accessoires tels que le rutile, le zircon et les oxydes opaques.

**Le quartz** est en quantité notable dans la roche. Il se présente soit sous forme de rubans mono et polycristallins (Fig. 12D), de tailles variables (0,1×0,4 mm à 0,8× 2,8 mm); soit sous forme de grains xénomorphes à subautomorphes de tailles variant entre 0,01×0,06 et 1,60×2,24 mm. Certains cristaux forment les amandes qui sont fracturées par endroit et présentent des formes en « Fish ». Certains cristaux de quartz s'observent en inclusion dans les poéiloblastes de grenat. On note également des exsolutions de biotite et muscovite dans les phénocristaux de quartz (Fig. 12D).

**Le feldspath alcalin** se présente sous forme de plages xénomorphes à subautomorphes (Fig. 12C). La taille des cristaux est comprise entre 0,2 x 0,16 mm et 1,2 x 0,56 mm. Ils contiennent des inclusions de ferromagnésiens. Certains cristaux de feldspath sont en inclusion dans le



**Figure 11.** a) Carte d'échantillonnage de la zone d'étude ; b) Esquisse de la carte géologique dressée à partir de la carte d'échantillonge du secteur d'étude

---

grenat tandis que d'autres se transforment en muscovite. Il est en association avec le quartz, le pyroxène, et minéraux opaques.

**Le pyroxène** se présente sous forme de plages xénomorphes. La dimension des cristaux varie de  $0,03 \times 0,01$  mm à  $1 \times 0,5$  mm. Certains cristaux forment avec la muscovite une bande parallèle aux lits quartzo feldspathiques (Fig. 12D). plusieurs cristaux sont criblés d'inclusions de quartz et d'opacques, d'autres par contre se présentent sous forme d'agrégats étirés moulés par la biotite et le quartz. Ils sont en association fréquente avec le quartz, le feldspath alcalin et la biotite.

**Le plagioclase** est très rare dans la roche et se présente sous forme de fines plages xénomorphes.

**Le grenat** est xénomorphe et globuleux de taille variable ( $0,08 \times 0,18$  mm à  $1,2 \times 1,3$  mm). Il est fracturé et parfois très broyé (Fig. 12C) et les fissures sont colmatées par de fins cristaux de quartz, muscovite et biotite (Fig. 12E). Certains poécliblastes de grenat sont allongés (Figs. 12C, E). De nombreux cristaux montrent des structures sigmoïdales qui caractérisent leur croissance au cours des mouvements tectoniques. Certains de ces sigmoïdes montrent un remplacement secondaire par la biotite avec formation de queues de cristallisation (Fig. 12E). D'autres se déstabilisent en Ms, Bt et Qz (Fig. 12F).

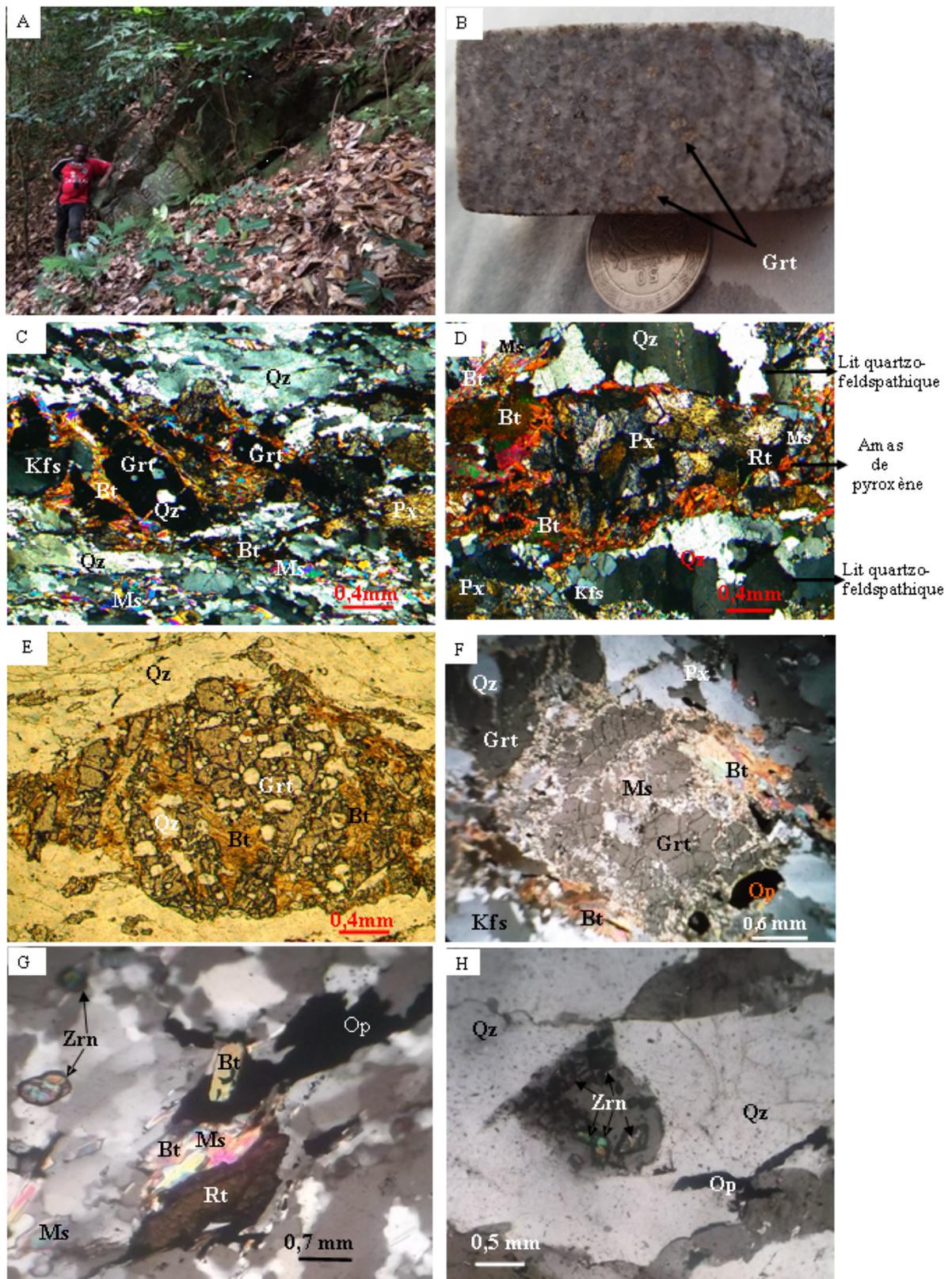
**La biotite** ( $0,2 \times 0,01$  mm à  $1 \times 2,28$  mm) se présente sous forme de paillettes xénomorphes et de lamelles déchiquetées (Figs. 12C, D, E, F). Elle comble les fractures dans certains poécliblastes de grenat. La biotite montre une déstabilisation en minéraux opaques.

**La muscovite** ( $0,04 \times 0,26$  mm à  $1 \times 0,6$  mm) ici est soit primaire, soit secondaire issue de la transformation des feldspaths alcalins. Elle moule certains cristaux de grenat, et forme les granulations autour des cristaux de quartz et de grenat. Elle est en association avec le rutile, la biotite et le quartz (Fig. 12G).

**Le rutile** ( $0,03 \times 0,08$  mm à  $0,8 \times 1,2$  mm) est la phase accessoire la plus abondante de la roche. Les cristaux de rutile se présentent sous forme xénomorphe à subautomorphe (Fig. 12G).

**Le zircon** se présente sous forme de cristaux subarrondis avec des dimensions comprises entre ( $0,01 \times 0,02$  à  $0,08 \times 0,3$  mm). On le rencontre en inclusion dans le quartz, le pyroxène. (Figs. 12G, H).

**Les oxydes opaques** sont disséminés dans la roche et se présentent sous forme de cristaux xénomorphes à subautomorphes. La taille des grains varie de  $0,01 \times 0,01$  mm à  $0,96 \times 0,02$  mm. Ils sont en inclusion dans les cristaux de quartz, biotite et dans les poécliblastes de grenat (Fig. 12G).



**Figure 12.** Caractères macroscopique et microscopique des gneiss grenat. (A) : Affleurement en dôme sur le flanc ouest de la colline de Bidou I ; (B) : Détail de l'échantillon ; (C) : Microstructure granoblastique hétérogranulaire et composition minéralogique ; (D) : Lits quartzofeldspathiques parallèles aux amas de pyroxène ; (E) : Sigmoide de grenat montrant le remplacement secondaire par la biotite et les queues de recrystallisation ; (F) : Déstabilisation du grenat en micas ; (G) : Association Ms+Bt+Qz+Ru ; (H) : Inclusion de zircon et d'opaques dans les cristaux de quartz.

---

## III.2. MICASCHISTES À GRENAT (OB6, OB11, OB14, OB38, OB39)

Les micaschistes à grenat affleurent sur le flanc Ouest de la colline, dans certains ruisseaux ainsi qu'au bas de la colline (Fig. 13A). On les observe également en intercalation dans les affleurements de gneiss. La roche est grise dans l'ensemble (Fig. 13B), et les minéraux visibles à l'œil nu sont le quartz, la muscovite, la biotite et le grenat.

Au microscope le mode d'agencement des minéraux confère à la roche une microstructure granoblastique hétérogranulaire (Fig. 13C). Les minéraux observés sont : le quartz, le feldspath alcalin, le plagioclase, la biotite, la muscovite et le grenat. Les minéraux accessoires sont représentés par le zircon, l'apatite, l'allanite et les oxydes opaques.

**Le quartz** présente deux habitus : le premier est en forme de cristaux polygonaux, xénomorphes de dimensions comprises entre  $0,03 \times 0,02$  et  $0,6 \times 0,7$  mm. Le deuxième en forme de rubans de tailles variant entre  $0,04 \times 1,7$  et  $3 \times 0,5$  mm. La plupart des cristaux montre une orientation préférentielle dans la roche. Certains cristaux se présentent sous forme de « fish » avec formation des queues de cristallisation constituées de la biotite et la muscovite. Le quartz est en inclusion dans les poéciloblastes de grenat.

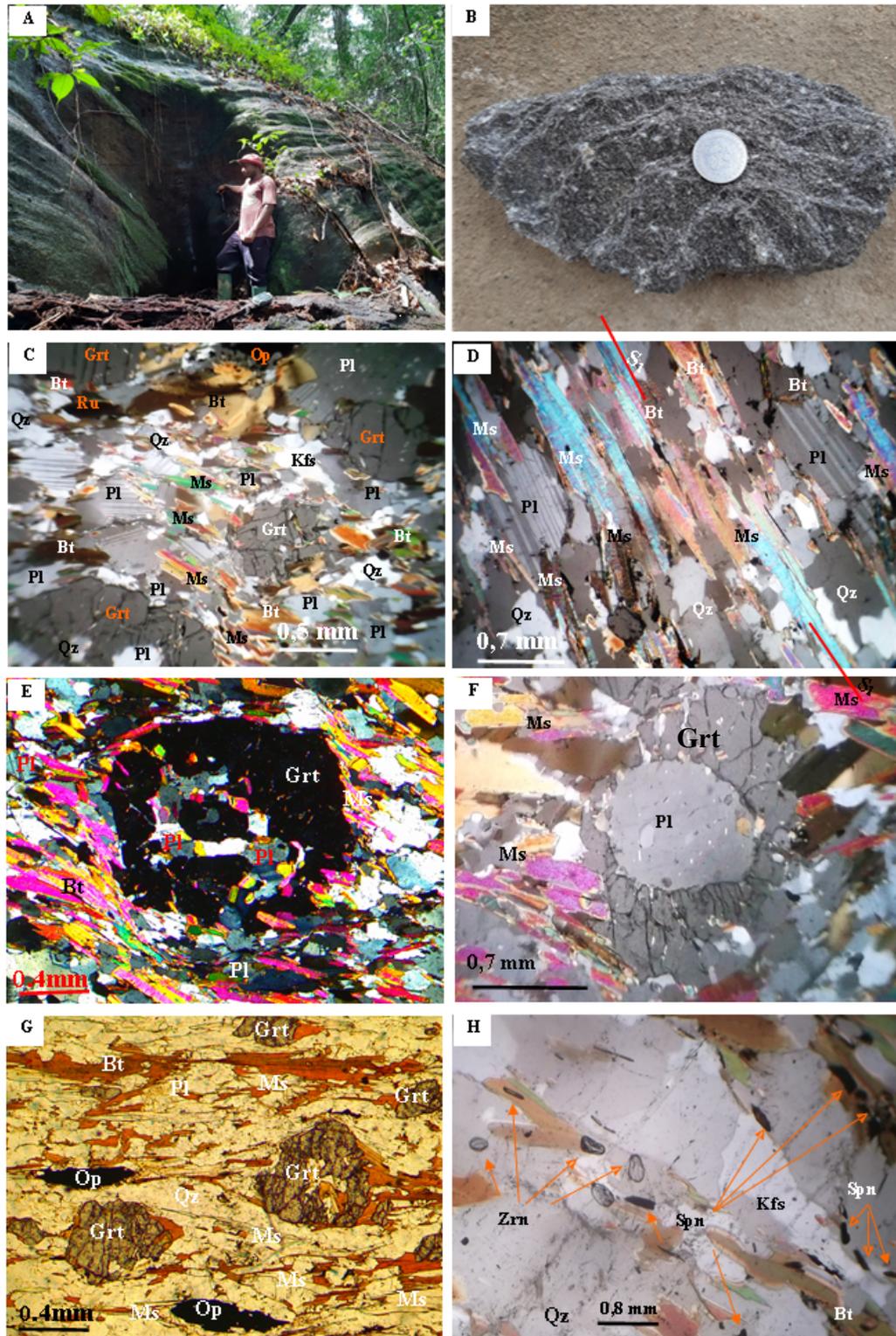
**Le feldspath alcalin** apparait sous forme de cristaux xénomorphes (Fig. 13F) de taille variée allant de  $0,21 \times 0,23$  mm à  $0,3 \times 0,8$  mm. Certains cristaux sont en inclusion dans le grenat.

**Le plagioclase** se présente sous forme de plages xénomorphes de taille variable ( $0,02 \times 0,06$  mm à  $1,20 \times 0,5$  mm). Il se transforme en muscovite par rétro-morphose (Fig. 13D). Certains cristaux renferment des inclusions de zircon et d'opacités. D'autres sont moulés par les paillettes de biotite, muscovite et minéraux opaques qui forment des zones d'ombre autour de ceux-ci. L'on observe un début de microclinisation dans certaines sections, ainsi que des macles en kink-band dans d'autres.

**Le grenat** se présente sous forme de cristaux globuleux xénomorphes, parfois fortement craquelés. Leur taille varie de  $0,14 \times 0,1$  mm à  $1,5 \times 1,2$  mm. Certains poéciloblastes de grenat sont moulés par la biotite (Fig. 13E) et présentent des granulations de bordures constituées de quartz (Fig. 13G). Ils renferment des inclusions de quartz et de biotite. Certaines sections montrent des cristaux de grenat présentant des textures en Atoll (Fig. 13F).

**La biotite** est abondante dans la roche et se présente sous forme de paillettes allongées dont les dimensions varient de  $0,01 \times 0,05$  à  $2 \times 0,1$  mm. Les paillettes de biotite sont alignées et parallèles aux rubans de quartz. Certains cristaux moulent les grenats autour desquels ils forment des queues de cristallisation. La biotite montre une déstabilisation en minéraux opaques.

**La muscovite** apparait sous forme de lamelles dont les dimensions varient de  $0,04 \times 0,08$  à  $1,20 \times 0,6$  mm. Elle est soit primaire (Fig. 13F), soit issue de la transformation des plagioclases (Fig. 13D). Certains cristaux de muscovite sont en inclusion dans les cristaux de grenat.



**Figure 13.** Caractères macroscopiques et microscopiques des micaschistes à grenat. (A) : Affleurement en dôme des micaschistes à grenat ; (B) : Détail macroscopique d'un échantillon de micaschiste à grenat ; (C) : Microstructure granoblastique hétérogranulaire et composition minéralogique ; (D) : Développement de la muscovite aux dépens du plagioclase. Noter l'orientation des paillettes de muscovite ; (E) : Poeciloblastes de grenat contenant les inclusions de Pl, Qz et Ms ; (F) : Texture en atoll dans le grenat ; (G) : Grenats orientés parallèlement aux lamelles de biotite ; (H) : Matrice montrant des petits cristaux de zircons et sphène en inclusion dans la biotite et le quartz.

---

**L'apatite** est peu représentée et apparaît sous forme de prismes subarrondis en inclusion dans les rubans de quartz.

**Le sphène** se présente sous forme de cristaux xénomorphes en inclusion dans le quartz et les porphyroblastes de biotite (Fig. 13 H).

**L'allanite** se présente sous forme de petits cristaux subautomorphes. Elle est en quantité notable dans la roche, le plus souvent en inclusion dans la biotite.

**Le zircon** apparaît sous forme de grains ovoïdes et subarrondis ( $0,01 \times 0,03$  à  $0,08 \times 0,1$  mm). Il est en inclusion dans les cristaux de quartz, biotite et de plagioclase (Fig. 13 D).

**Les minéraux opaques** se présentent sous formes de fins cristaux et de baguettes étirées (Fig. 13 G). Ils ont des dimensions variées allant de  $0,01 \times 0,04$  à  $0,20 \times 0,60$  mm, en association avec le quartz, la biotite et le plagioclase autour desquels ils forment des queues de cristallisation.

### III.3. QUARTZITES À GRENAT (OB1, OB36, OB41)

Les quartzites à grenat affleurent en forme de dômes, dalles, blocs et en boules au sommet et sur les flancs de la colline de Bidou I (Fig. 14 A). La roche dans l'ensemble, a un aspect clair avec des grains fins à grossiers (Fig. 14 B). Les minéraux visibles à l'œil nu sont le quartz, le grenat et les sulfures. Au microscope, la roche a une microstructure granoblastique hétérogranulaire (Fig. 14 C) et est constituée de quartz, grenat, biotite, muscovite, zircon, sphène, barite, sulfures et oxydes opaques.

**Le quartz** est abondant et se présente soit sous forme de grains xénomorphes à subautomorphes ( $0,01 \times 0,04$  -  $0,47 \times 0,7$  mm) ; soit en forme de rubans polycristallins (Fig. 14 C) de taille variable ( $0,08 \times 0,36$  mm à  $1 \times 0,6$  mm). Ils ont des bordures corrodées et contiennent des inclusions de biotite, zircon, sphène et minéraux opaques. Certains cristaux de quartz sont en inclusion dans les poécliblastes de grenat et les porphyroblastes de biotite et muscovite. D'autres présentent des exsolutions constituées de minéraux ferromagnésiens (Fig. 14 E). Il est en association avec le grenat, la pyrrhotite et la muscovite (Fig. 15 C)

**Le grenat** se présente sous forme de porphyroblastes xénomorphes à globuleux très fracturés. La taille des cristaux varie de  $0,06 \times 0,3$  mm à  $1,5 \times 1,1$  mm. Il renferme des inclusions de quartz, biotite, sphène et muscovite. Les poécliblastes sont moulés par la biotite et la muscovite (Figs. 14 C, E).

**La muscovite** est en forme de lamelles avec des cristaux de  $0,02 \times 0,19$  mm à  $0,7 \times 0,8$  mm de dimensions. Elle est secondaire et issue des réactions de déstabilisation de la biotite. Elle est en inclusion dans les cristaux de quartz, plagioclase, grenat, feldspaths alcalins.

**Le corindon** se présente sous forme de grains subautomorphes de taille comprise entre  $0,01 \times 0,07$  mm à  $0,9 \times 1,2$  mm. Certains cristaux sont orientés et parfois parallèles aux bandes de

---

quartz (Figs. 14C, D).

La **biotite** apparait sous forme de paillettes xénomorphes et de lamelles déchiquetées (Figs. 14E, F), avec des dimensions variables allant de 0,18×0,01mm à 1,25×0,88mm. Elles forment les couronnes autour des poéciloblastes de grenat dans lesquels elles se présentent également en forme de mailles (Fig. 14E). Elle colmate les brèches causées par les fractures dans les porphyroblastes de grenat (Figs. 14C, D, E).

La **pyrrhothite** est dispersée dans la roche. Les grains sont très fins et elle est en association constante avec le grenat, le quartz et la biotite (Fig. 14D).

Le **zircon** en trace (0,01×0,02 à 0,02×0,03 mm) est xénomorphe. Il est en inclusion dans le quartz, le feldspath et le grenat (Fig. 14F).

Le **spène** (0,01×0,03mm - 0,96×2mm) est xénomorphe ou subautomorphe. Elle est en inclusion dans les cristaux de quartz. Elle est en association avec la biotite et le quartz (Fig. 14E).

Les **oxydes opaques** se présentent sous forme de cristaux xénomorphes. Ils forment des associations avec le quartz et le feldspath.

- **Phases minérales des quartzites à grenat**

Des analyses par diffractométrie aux Rayons X (DRX), imagerie électronique rétrodiffusée (SEM) et microscopie électronique à balayage (MEB) ont été réalisées sur un échantillon de quartzite à grenat, desquelles les différentes phases minérales ont été mises en évidence. La méthodologie est telle que décrite au chapitre II.

L'imagerie électronique rétrodiffusée (SEM/EDS) appliquée à cet échantillon montre que la roche est composée de quartz, grenat, muscovite, pyrrhotite, barite, corindon et zircon (Fig. 15) :

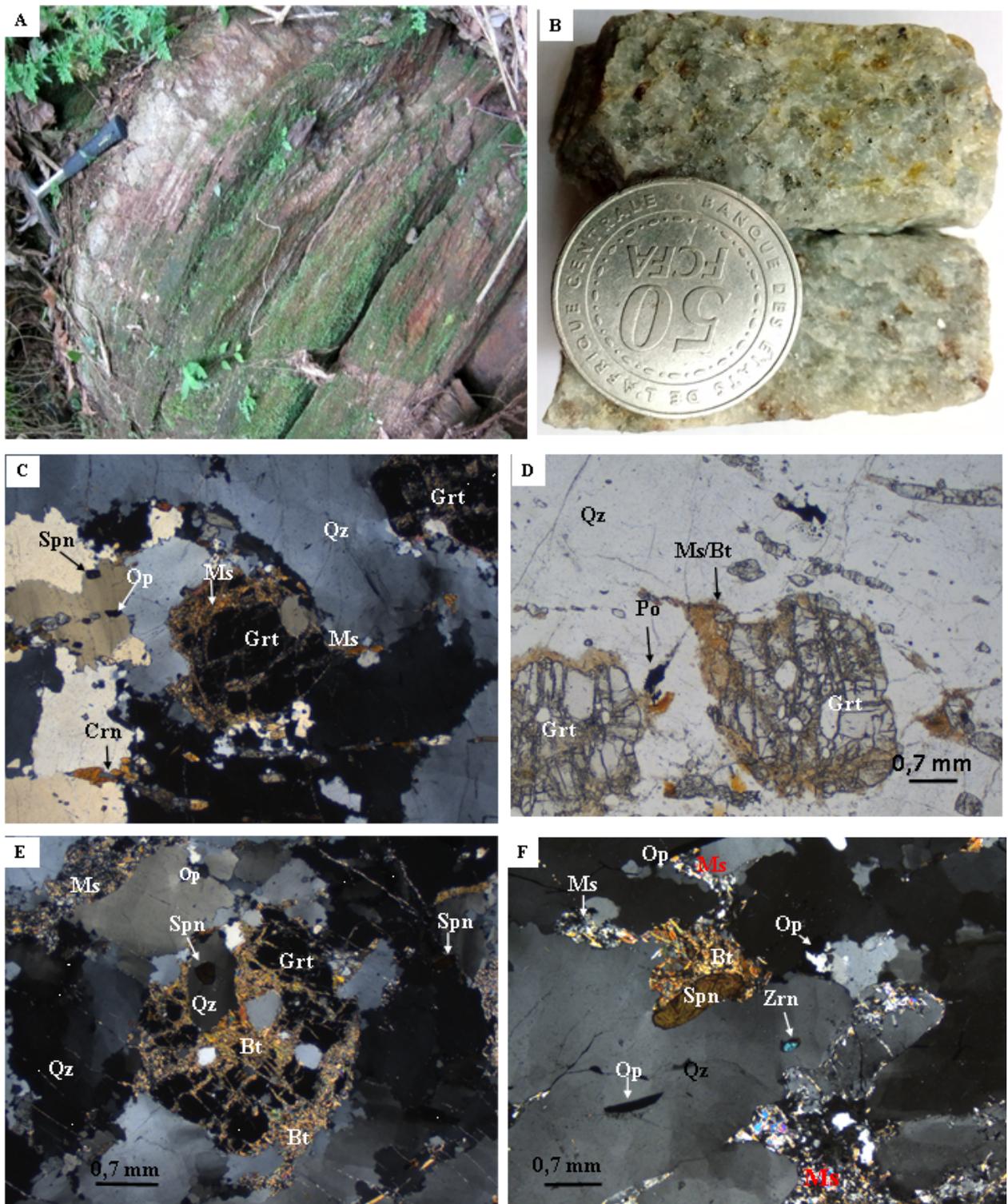
La **barite** est xénomorphe, en association avec le quartz (Figs. 15a, e)

La Diffractométrie aux Rayons X (Fig. 16) permet de distinguer les minéraux suivants :

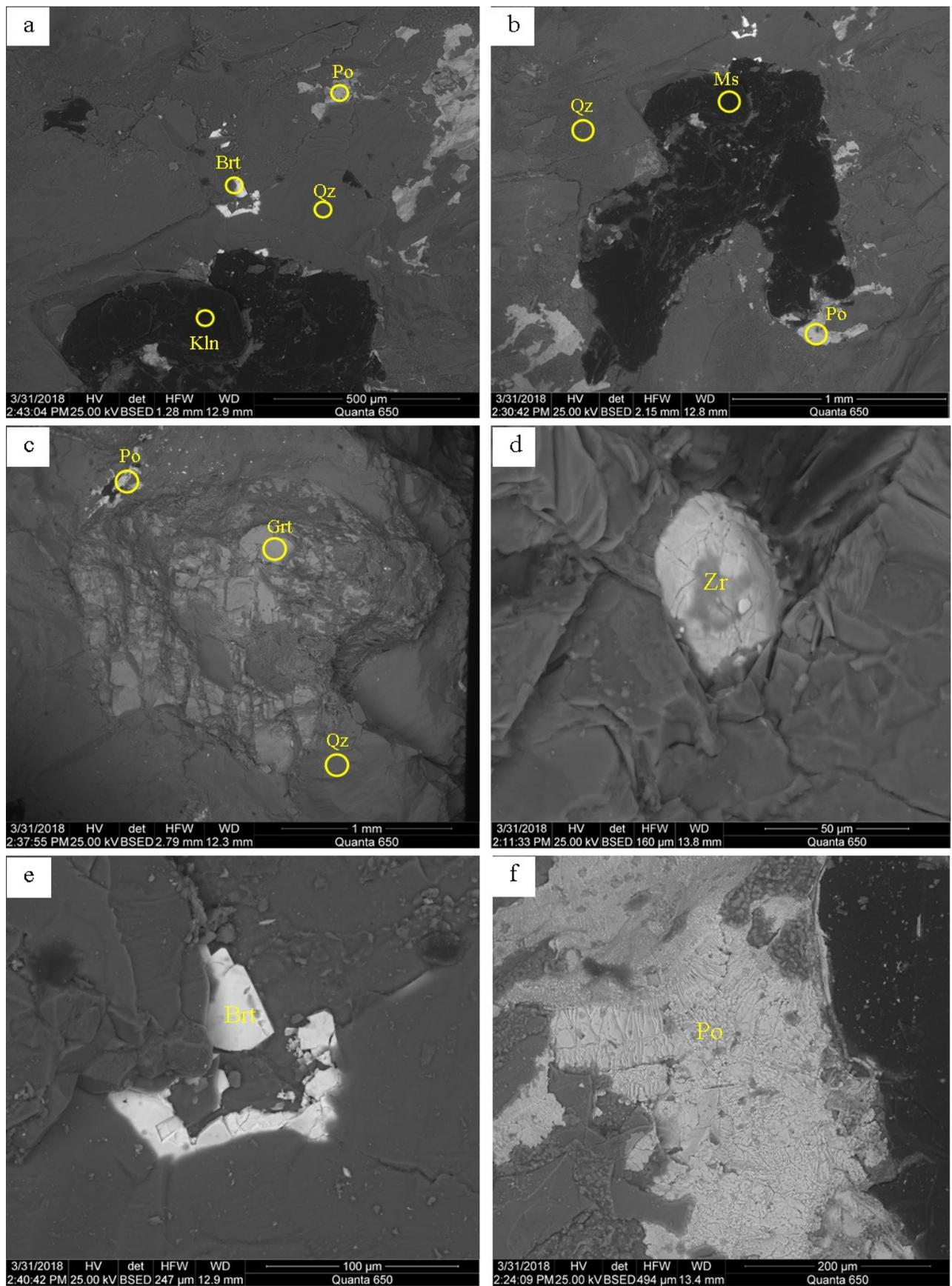
- Le quartz :  $\text{SiO}_2$
- Le corindon  $(\text{Al}_{0,948}\text{Cr}_{0,052})_2\text{O}_3$
- Le grenat  $(\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
- La muscovite  $(\text{K}, \text{NH}_4, \text{Na}) \text{Al}_2 (\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ .

La minéralogie du grenat dans la roche (Figs. 16, 17b) montre qu'il s'agit d'un grenat ferrifère : le grenat almandin (Fig. 16).

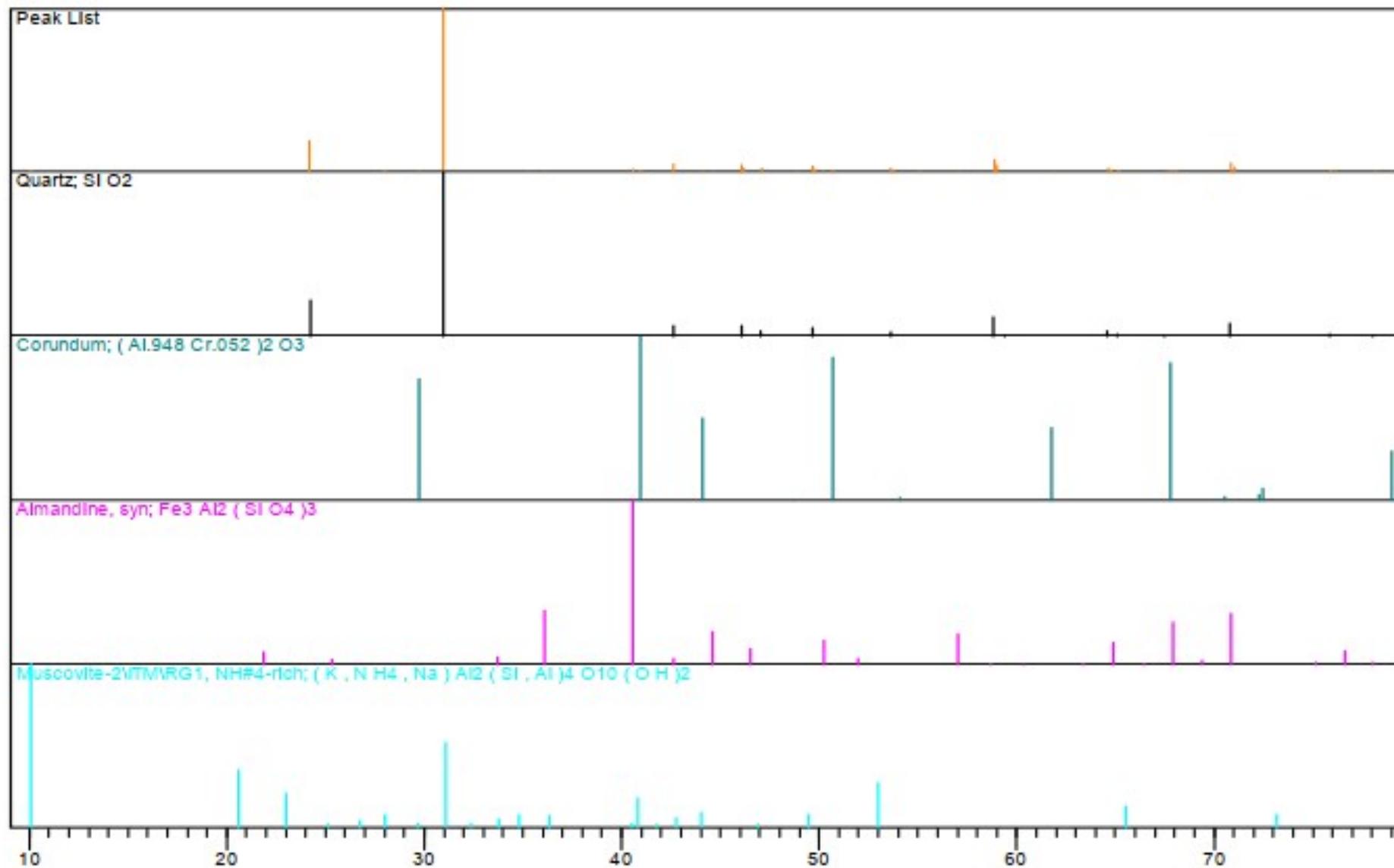
Il ressort de la figure 17a que les sulfures abondants dans la roche seraient de la pyrrhotite. Ceci est confirmé par sa composition minéralogique présentée dans la figure 17b.



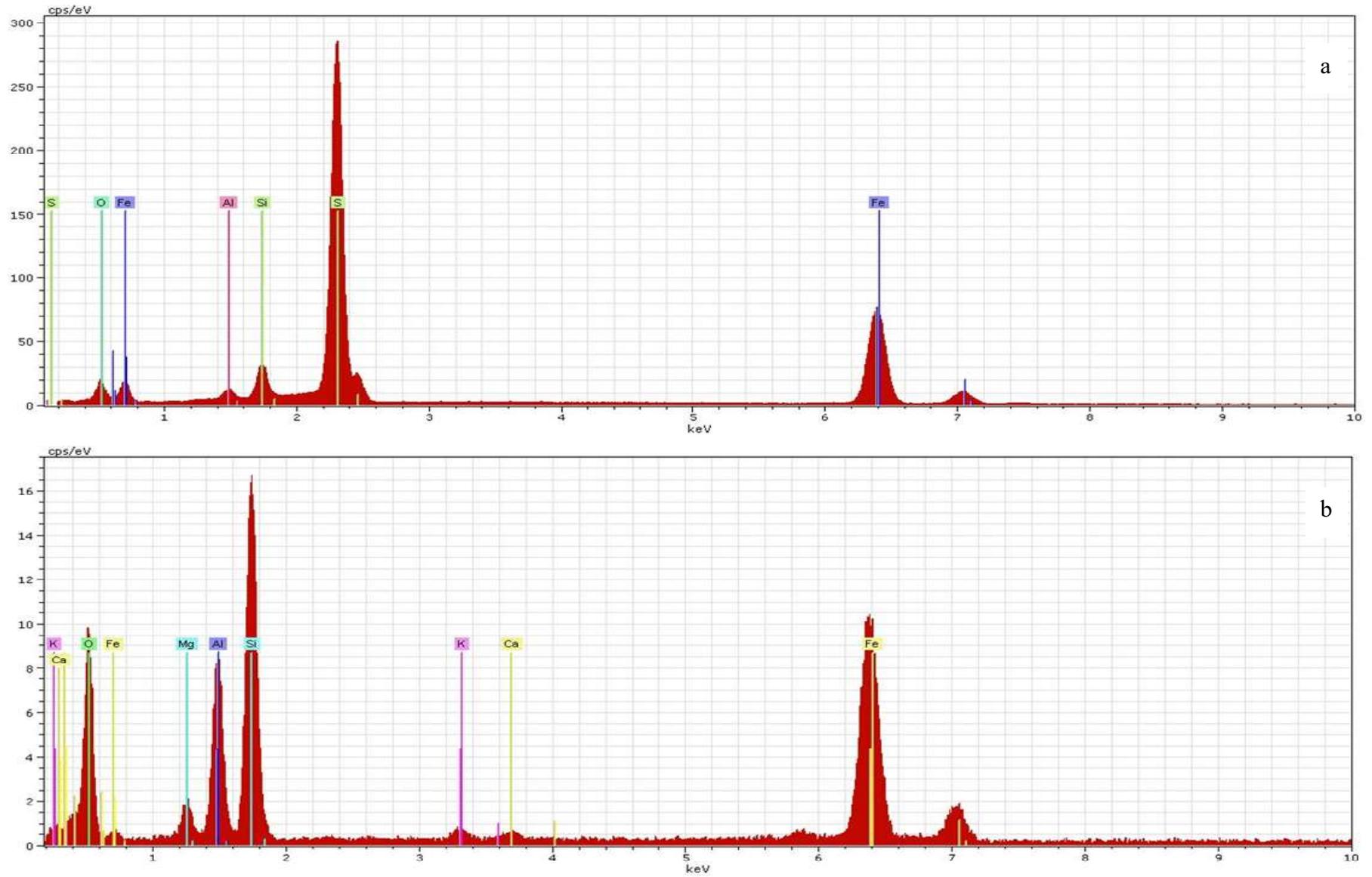
**Figure 14.** Aspects macroscopique et microscopique des quartzites à grenat. **A** : Affleurement en dalle des quartzites à grenat; **B** : Détail macroscopique d'un échantillon de quartzite à grenat; **C**) Microstructure granoblastique hétérogranulaire ; **D**) : Association pyrrothite-quartz-Bt-Ms ; **E**) : Poéciloblastes de grenat à inclusion de Qz-Spn-Bt-Ms ; **F**) : Inclusion de Sphène, zircon et opaque dans le quartz.



**Figure 15.** Images obtenues par MEB montrant les minéraux identifiés. **Po** : Pyrrothite ; **Brt** : Barite, **Qz** : Quartz ; **Kln** : Kaolinite ; **Ms** : Muscovite ; **Grt** : Grenat ; **Zrn** : Zircon.



**Figure 16.** Analyse par DRX réalisée sur les quartzites à grenat montrant leur composition minéralogique.



**Figure 17.** Image EDS montrant la composition : (a) de la pyrrhothite ; (b) des grenats-Fe dans les quartzites à grenat.

**Tableau 2.** Caractéristiques pétrographiques des roches de la région de Bidou I

Lithologies	Mode d'affleurement	Microstructure	Associations Minérales	Faciès métamorphique
Gneiss à grenat	Dômes, dalles, boules et blocs	Granoblastique Hétérogranulaire	Gr <sub>t</sub> + Qz + kfs + Ru + Px + Pl ± Bt	Granulite
			Ms + Op (secondaire) Bt + Ms + Qz Ms + Bt + Qz + Ru	Amphibolite
Micaschistes à grenat	Dômes, dalles, boules et blocs		Se: Gr <sub>t</sub> + Bt + Ms + Qz + Kfs + Pl	Amphibolite
			Si : Ms + Qz + Pl :	Amphibolite
Quartzites à grenat	Dômes, dalles, boules et blocs		Gr <sub>t</sub> + Bt + Ms + Py + Qz Qz + Crn + Bt	Amphibolite

### **Conclusion**

*En somme, de ce chapitre il ressort que le substratum de Bidou I est essentiellement métamorphique. Ce substratum est constitué de gneiss à grenat, de micaschistes à grenat et de quartzites à grenat. Ces roches sont caractérisées par des microstructures granoblastiques hétérogranulaires, avec des assemblages témoignant d'une évolution prograde du faciès granulite (Gr<sub>t</sub> + Px + Qz + kfs + Ru + Pl ± Bt) et rétrograde du faciès amphibolite (Gr<sub>t</sub> + Bt + Ms + Qz + Kfs + Pl ; Ms + Qz + Pl ; Qz + Crn + Bt) qui témoignent l'évolution plurifaciale de ces dernières.*

---

## **CHAPITRE IV.**

### **ANALYSE STRUCTURALE**

---

## Introduction

Le présent chapitre est consacré à l'inventaire des différents éléments structuraux, leurs description et analyse géométrique. L'analyse structurale s'est faite aux échelles mégascopique, mésoscopique, microscopique et à travers l'analyse des images satellitaires et des données géophysiques aéroportées. L'analyse statistique des différentes mesures des attitudes des structures à travers les stéréogrammes est faite par projection dans l'hémisphère inférieur du canevas de Schmidt à l'aide du logiciel stéréonet.

Les structures plicatives ont fait l'objet d'une analyse mathématique qui utilise les méthodes des courbes cubiques de Bézier et des sections coniques.

Les différentes méthodologies utilisées pour ce chapitre sont celles détaillées au chapitre 2.

### IV.1. ÉTUDE MÉSCOPIQUE ET MACROSCOPIQUE

Les éléments structuraux dans le secteur d'étude sont regroupés en structures planaires (foliation, cisaillement, fractures) ; linéaires (linéation d'étirement minéral, linéation minérale et les axes des plis) ; plicatives (plis), extensives (boudins) et fragiles (diaclasses, filons, failles). Une chronologie relative a permis de regrouper tous ces éléments en trois phases de déformation.

#### IV.1.1. PHASE DE DÉFORMATION $D_1$

La phase de déformation  $D_1$  est marquée par la foliation  $S_1$ , les linéations minérales ( $L_{m1}$ ), les linéations d'étirement minéral ( $L_{e1}$ ) et les boudins  $\beta_1$ .

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

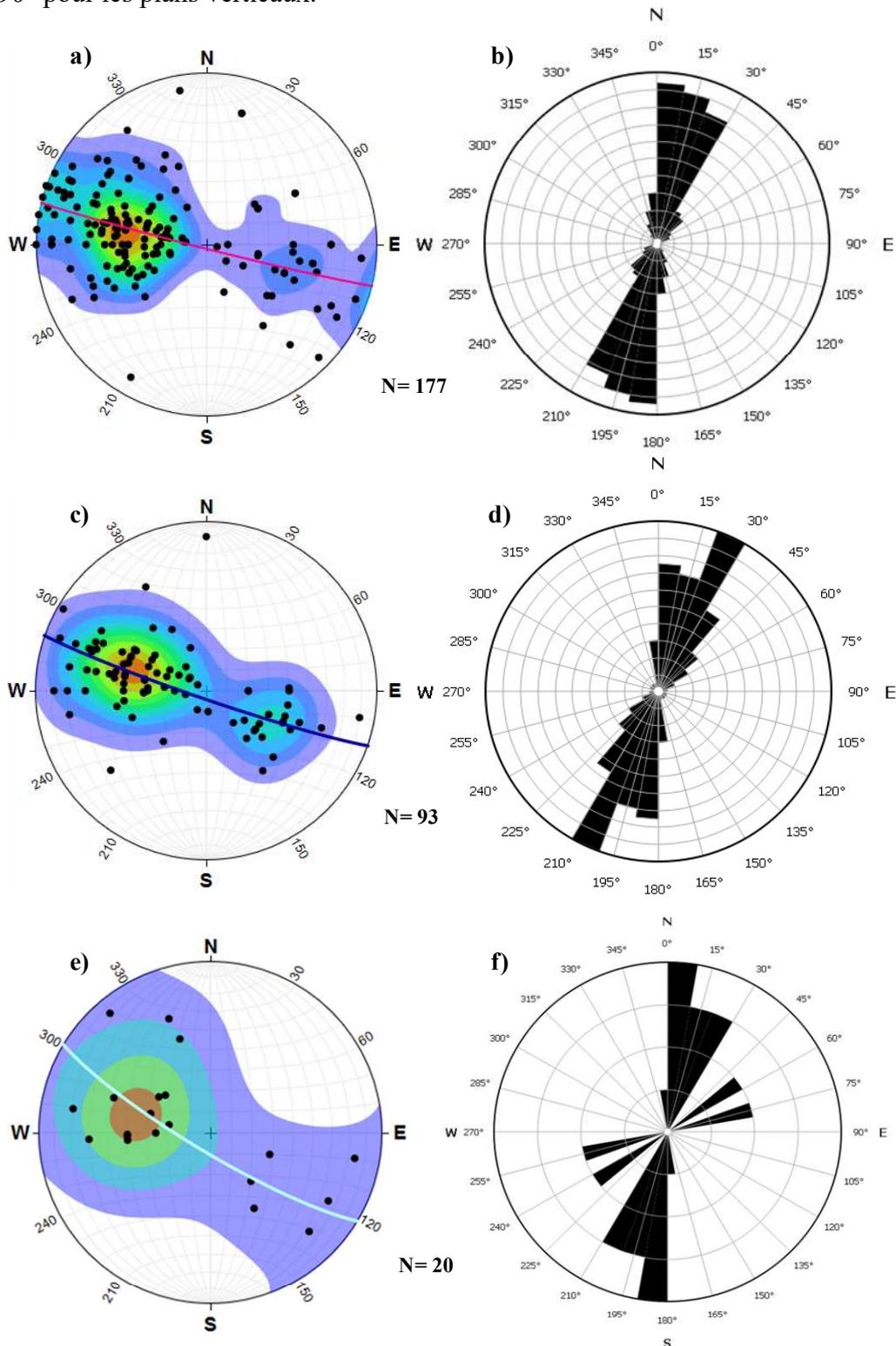
La foliation  $S_1$  est visible dans les gneiss à grenat, les micaschistes à grenat et les quartzites à grenat. Elle est marquée : - soit (i) par un litage compositionnel qui se caractérise par l'alternance de lits clairs (millimétriques à centimétriques) quartzo-feldspathiques, et de lits sombres (millimétriques) ferromagnésiens (Figs. 18a, b) dans les gneiss à grenat ; – soit (ii) par un rubanement lithologique qui est caractérisé d'une part par l'alternance des bandes de gneiss à grenat - micaschistes à grenat ; et d'autre part par des micaschistes à grenat – quartzites à grenat (Fig. 18c). La Schistosité  $S_1$  associée est soulignée par une orientation préférentielle des rubans de quartz, des baguettes de feldspath et des paillettes de biotite parallèlement au litage.

La projection stéréographique des pôles de la foliation  $S_1$  dans les gneiss à grenat, les micaschistes à grenat et les quartzites à grenat montre un regroupement dans les cadrans NW et SE (Figs. 19a, b, c ; 20). La direction générale de la foliation  $S_1$  dans la localité est comprise entre le N-S et NE-SW (Figs. 9a, b et c), avec une direction mineure orientée ENE-WSW visible dans les quartzites à grenat (Fig. 19c).



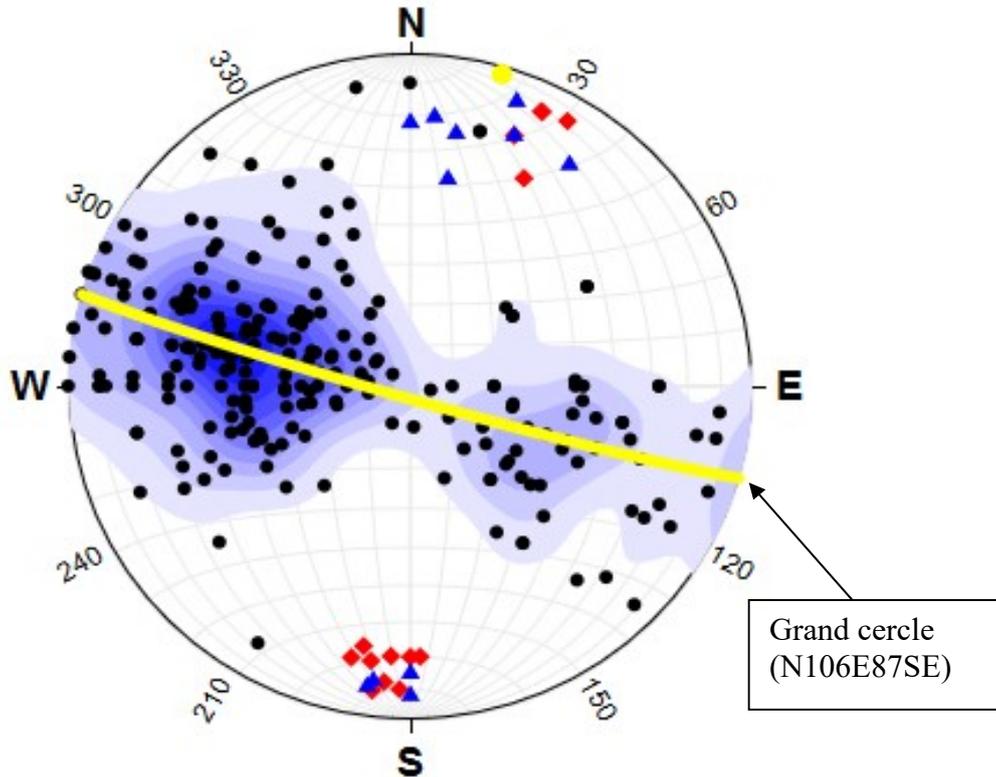
**Figure 18.** Plans de foliation dans la localité de Bidou I : (a, b) foliation par litage compositionnel dans les gneiss à grenat ; (c, d) foliation par rubanement lithologique marqué par l’alternance des bandes de gneiss à grenat et de bandes de micaschistes à grenat ; (e) Plans de foliation dans les quartzites à grenat.

Les pendages de la  $S_1$  sont variés allant de  $05^\circ$  jusqu'à  $90^\circ$ . Les attitudes moyennes des plans de foliation  $S_1$  sont de  $N21E46^\circ SE$  à  $N168E42^\circ ENE$  ; de  $N24E49^\circ NW$  et  $N160E48^\circ SW$  ; et  $N10E90^\circ$  pour les plans verticaux.



**Figure 19.** Diagrammes stéréographiques des plans de foliation  $S_1$  de Bidou I : (a, c et e) pôles et densités des plans  $S_1$  dans les gneiss à grenat, les micaschistes à grenat et les quartzites à grenat respectivement; (b, d et f) rosaces de directions des plans de foliation  $S_1$ .

L'analyse de la **figure 20** montre une distribution légèrement elliptique et en zone des pôles des plans de la foliation  $S_1$  par laquelle passe un grand cercle, définissant une charnière théorique de pli qui plonge vers le NNE, dans la même direction que les mesures de linéations. Ce grand cercle traduit l'existence d'un plissement ultérieur ayant affecté la foliation dans la localité de Bidou I, et représente l'axe de ce pli d'attitude  $N106E87SE$ , admettant un pôle moyen  $N16E03^\circ N$  qui est de plan axial à ce grand pli  $P_2$ .



- Pôles des plans de foliation  $S_1$
- Pôle correspondant au grand cercle
- ◆ Pôles des linéations minérales  $L_{m1}$
- ▲ Pôles des linéations d'étirement  $L_{e1}$

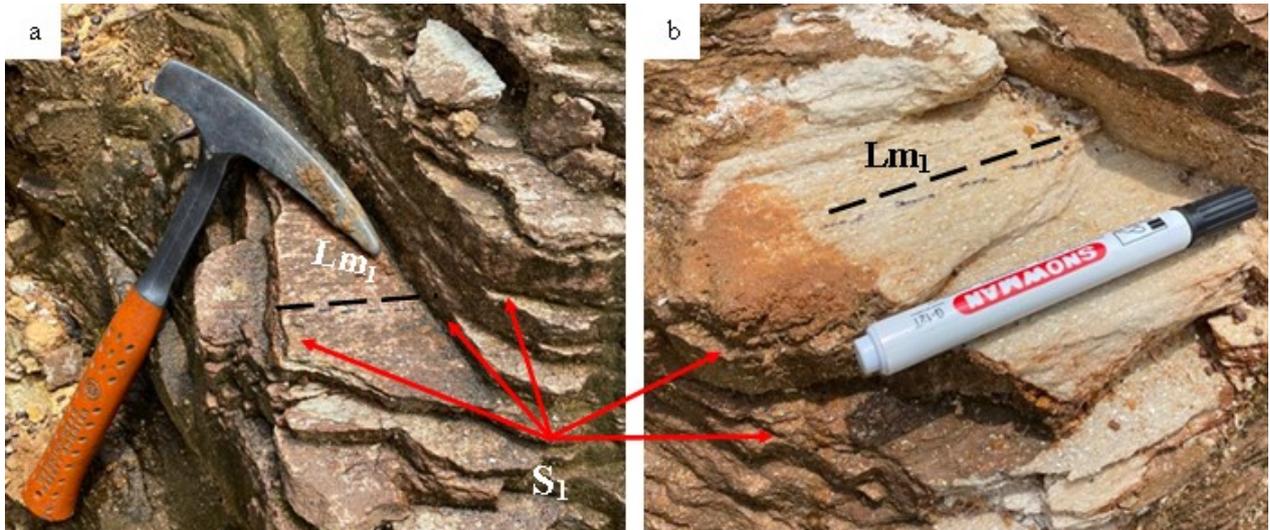
**Figure 20.** Stéréogramme synthétique de la  $S_1$  et des linéations  $L_1$  de la localité de Bidou I

#### IV.1.1.2. Linéations minérales $L_{m1}$

Les linéations minérales  $L_{m1}$  sont marquées par l'alignement des cristaux de muscovite visibles sur les plans de foliation dans les quartzites à grenat (Figs. 21a, b). Leurs attitudes moyennes sont de  $N005E16^\circ S$  et  $N026E15^\circ NNE$ .

#### IV.1.1.3. Linéations d'étirement minéral $L_{e1}$

Les linéations d'étirement minéral s'observent sur les plans de schistosité des gneiss à grenat et des micaschistes à grenat, ainsi que sur les plans de cisaillement où elles sont marquées par l'étirement des cristaux de quartz et de feldspaths. Elles ont des attitudes variées :  $N004E11^\circ S$ ,  $N026E17^\circ NNE$ ,  $N006E26^\circ N$ ,  $N128E43^\circ SE$ ,  $N135E60^\circ NW$  et  $N014E60^\circ SSW$ .



**Figure 21.** Linéations minérales  $Lm_1$  dans les quartzites à grenat.

#### IV.1.1.4. Les boudins $\beta_1$

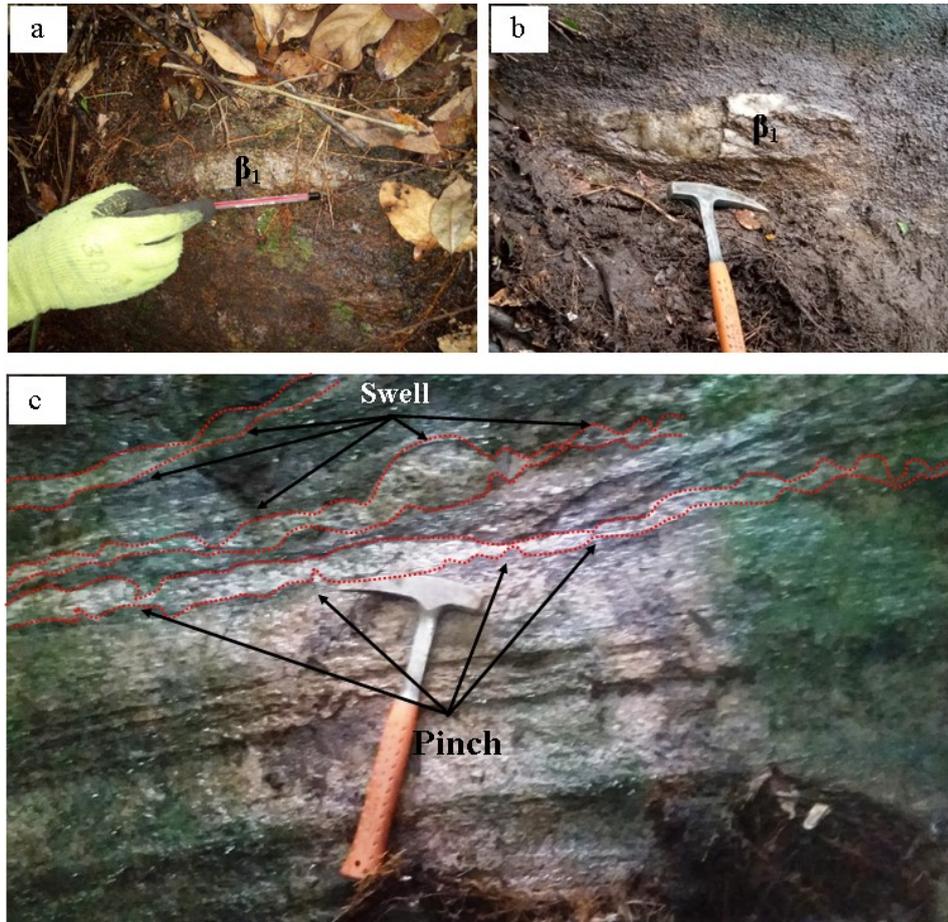
Les boudins sont définis comme étant des structures en extension qui résultent du contraste de compétence entre les couches compétentes dans une matrice ductile, ces couches s'étirent parallèlement à leur longueur créant dans la plupart des cas des discontinuités (Ghosh et Sengupta, 1999). Les boudins  $\beta_1$  s'observent dans les gneiss à grenat et les micaschistes à grenat sous deux formes :

##### a) Les boudins complets

Les boudins complets sont visibles dans les gneiss à grenat et les micaschistes à grenat. Ils sont représentés par les exsudats de quartz (Figs. 22a, b). Certains boudins sont fracturés et d'autres forment des structures sigmoïdales qui caractérisent les zones de cisaillement (Figs. 22b ; 24a). Les dimensions de ces derniers varient entre 6 cm et 4 m pour les axes longs et entre 1,2 cm et 50 cm pour les axes courts. Les rapports d'aspect axes longs/axes courts sont élevés et tous supérieurs à 5 ; ce qui caractérise les boudins des zones de cisaillement.

##### b) Les boudins incomplets

Les boudins incomplets affectent les niveaux quartzo-feldspathiques (Fig. 22c) en formant des nœuds (pinch) et des gonflements (swell) caractéristiques des boudins de type pinch and swell. Certains sont contenus dans les plans de foliation auxquels les axes longs tendent à se paralléliser. Leurs dimensions varient de 6 cm à 6 m pour les axes longs ; et entre 3 cm et 2,8 m pour les axes courts. Les rapports d'aspect de ces axes (axe long / axe court) varient entre 2 et 2,14. Ces valeurs qui sont très proches de 2,12 sont caractéristiques des boudins en domino (Goscombe et Passchier, 2003 ; Goscombe et al., 2004).



**Figure 22** : Boudins  $\beta_1$  de Bidou I : (a, b) exsudats de quartz boudiné dans les gneiss et micaschistes respectivement ; (c) Boudins  $\beta_1$  incomplets dans les gneiss.

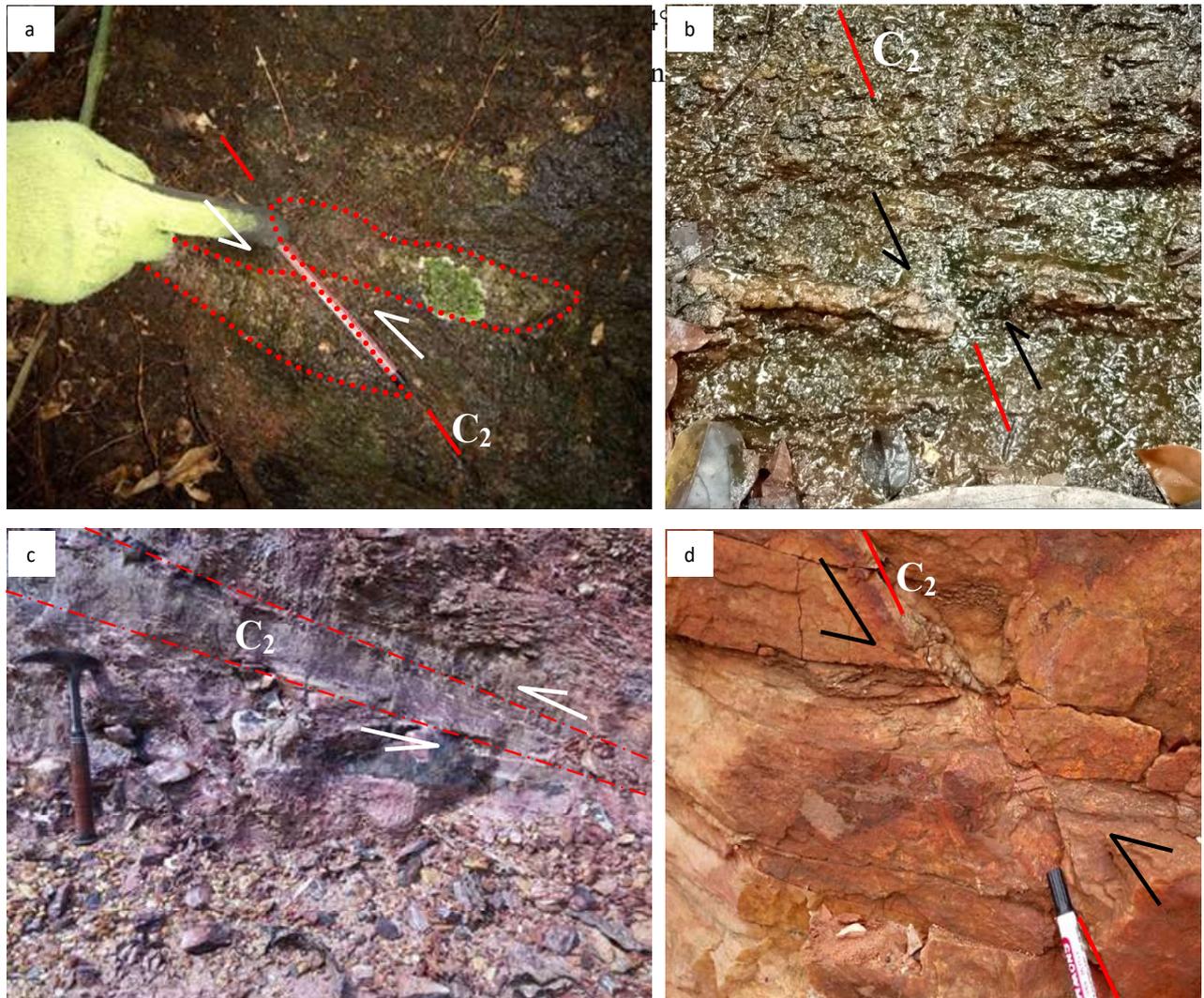
*La phase de déformation  $D_1$  est caractérisée par : la foliation  $S_1$  marquée par un litage compositionnel et par un rubanement lithologique d'attitudes  $N21E46^\circ SE$ ,  $N168E42^\circ ENE$  ;  $N24E49^\circ NW$ ,  $N160E48^\circ SW$  et  $N10E90$  dont les pôles se regroupent en zone et traduisent le plissement ultérieur de la  $S_1$  ; les linéations  $L_1$  et les boudins  $\beta_1$ . Le régime de la déformation au cours de la phase  $D_1$  est typiquement coaxial. Les éléments structuraux qui pour la plupart sont des structures en compression indiquent une phase de tectonique compressive de direction cinématique N-S à NE - SW.*

#### **IV.1.2. PHASE DE DÉFORMATION $D_2$**

Les éléments structuraux qui marquent la phase de déformation  $D_2$  sont soulignés par les plans de cisaillement  $C_2$ , les linéations  $L_2$ , les plis  $P_2$ , les fractures  $f_2$ , les failles  $F_2$  et les diaclases  $d_2$ . Ces structures reprennent celles de la première phase de déformation.

### IV.1.2.1. Cisaillements $C_2$

Le cisaillement  $C_2$  a été observé dans les gneiss à grenat, les micaschistes à grenat et les quartzites. Dans les gneiss à grenat, il est souligné par les exsudats de quartz de forme sigmoïde (Fig. 23a). Dans les micaschistes, les plans  $C_2$  rebrousse les boudins  $\beta_1$  (Fig. 23b). Les bandes de cisaillement  $C_2$  rebrousse la foliation  $S_1$  dans les micaschistes à grenat (Fig. 23c). Dans les quartzites à grenat, les plans de cisaillement affectent le rubanement lithologique (quartzites et micaschistes ; Fig. 23d). Les attitudes des plans de cisaillement dans la localité de Bidou I sont



**Figure 23.** Cisaillement  $C_2$  : **a)** boudin cisailé dans les gneiss à grenat ; **b)** boudin cisailé dans les micaschistes à grenat ; **c)** bande de cisaillement dans les micaschistes à grenat ; **d)** Plan de cisaillement dans les quartzites à grenat.

---

### IV.1.2.2. Schistosité $S_2$

La schistosité  $S_2$  a été observée dans les micaschistes. Il s'agit d'une schistosité de strain-slip car induite par les plans de cisaillement qui font pivoter la foliation en formant des crénelations (Fig. 24). L'orientation moyenne des plans  $S_2$  est de N120E35°NE.



**Figure 24.** Schistosité de crénelation  $S_2$  induite par les plans de cisaillement dans les micaschistes à grenat de Bidou I.

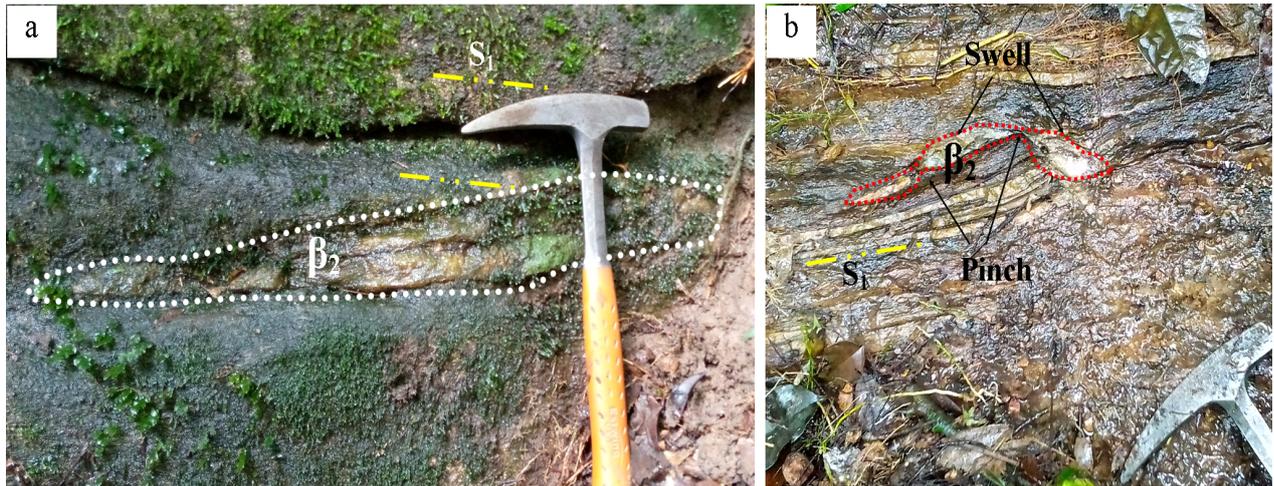
### IV.1.2.3. Plis $P_2$

Les plis  $P_2$  sont visibles dans les gneiss à grenat et les micaschistes à grenat. Ils sont de plusieurs types, ce sont : soit des plis anisopaques qui reprennent la foliation et admettent  $S_2$  comme axe du pli d'attitude moyenne N100E70E avec un plan axial plongeant vers l'ouest (Fig. 25a) ; soit des plis droits d'attitudes moyennes N00E55°W pour les flancs ouest, et N0-8E30E pour les flancs Est, avec un axe de N004°E subhorizontal définissant un plan axial vertical (Fig. 25b) ; soit des plis en formes de << M >> à axes variables (Fig. 25c) ; soit des plis ptygmatisés en forme de boyaux qui affectent les bandes claires dans les micaschistes à grenat, ils ont des charnières et flancs épaissis et boudinés par endroit (Fig. 25e); soit des plis en fourreaux qui forment une structure fermée avec un plan axial courbe (Fig. 25d), admettant  $S_1$  comme schistosité de plan axial de direction axiale moyenne N03E, et un plongement de 15° vers le Sud ; et soit des plis intrafoliaux couchés de direction axiale générale N00E, avec un plongement moyen de 15° vers le Nord (Fig. 25f).

#### IV.1.2.4. Boudins $\beta_2$

Les boudins  $\beta_2$  sont marqués par les exsudats de quartz qui recourent la foliation  $S_1$  dans les gneiss et les micaschistes à grenat : ils sont soit complets (Fig. 26a) avec un axe long d'environ 56 cm pour un axe court de l'ordre de 12 cm. Leur rapport d'aspect grand axe sur petit axe donne une valeur de 4,6 proche de 5 ; soit incomplets (Fig. 26b) avec des axes longs de 6,8 à 10,2 cm et les axes courts de 1,36 à 3,4 cm pour des rapports d'aspect de l'ordre de 5 et 3.





**Figure 26.** (a) boudin complet  $\beta_2$  dans les micaschistes à grenat ; (b) Boudins incomplets  $\beta_2$  dans les gneiss à grenat.

#### IV.1.2.5. Fractures $f_2$

Les fractures  $f_2$  constituent l'élément structural majeur de la deuxième phase de déformation. Ce sont des cassures sans déplacement qui affectent toutes les formations rocheuses de la localité de Bidou I (Fig. 27). Certaines fractures  $f_2$  correspondent à de petites failles  $F_2$  visibles dans les gneiss à grenat (Fig. 28). La direction moyenne de ces failles est de N32°E avec un pendage qui varie de 50°WNW jusqu'à 90°. Leur cinématique montre qu'il s'agit de faille inverse, avec un rejet de l'ordre de 5cm. Quelques failles présentent les caractéristiques des failles normales, ce qui traduit un double caractère montrant que la transcurrence subie par les roches est suivie simultanément d'une extension et d'une compression dans cette localité.

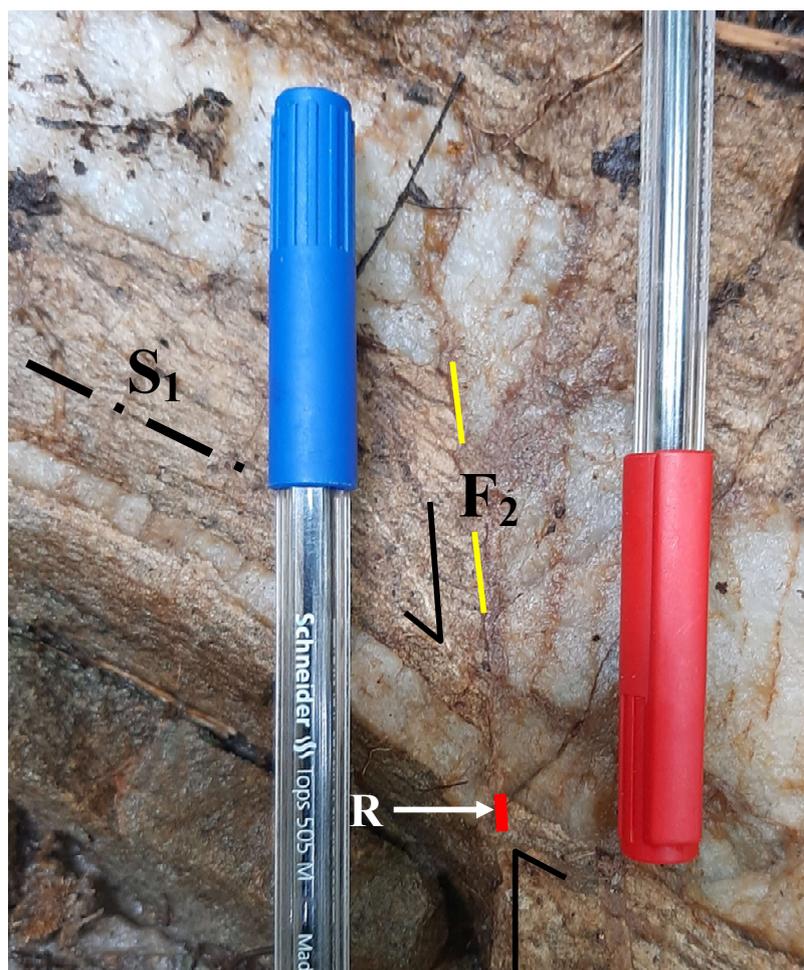
La rosace de direction des fractures  $f_2$  montre que celles-ci se regroupent en plusieurs familles de directions : N-S, NNE-SSW, E-W, ENE-WSW, SE-NW, NE-SW et SSE-NNW (Fig. 29).

#### IV.1.2.6. Veines/filons

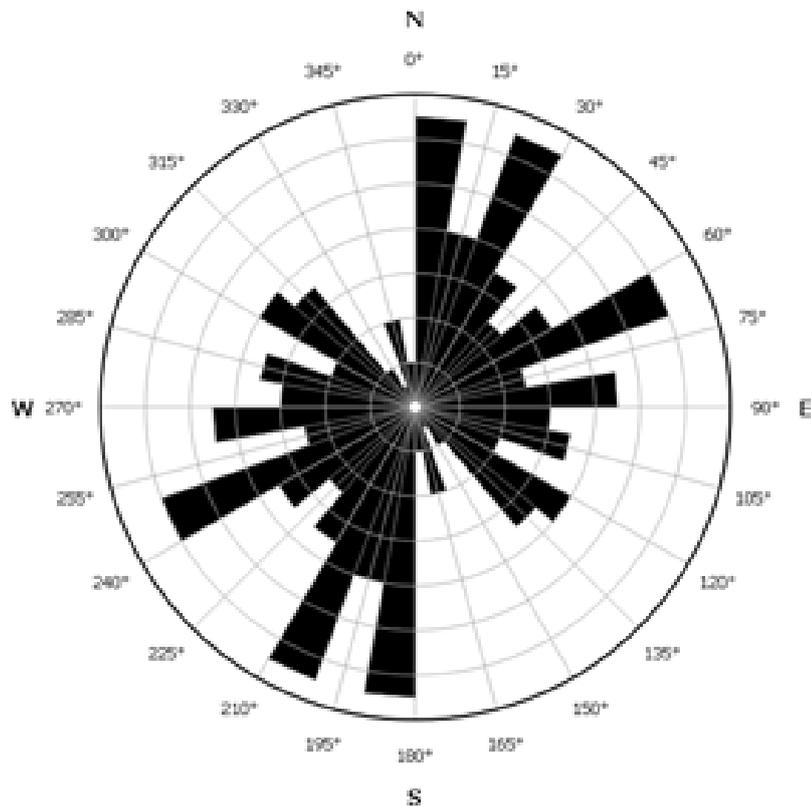
Les veines sont soulignées par les injections de mobilisat quartzo-feldspathique qui remplissent les cassures sèches. Elles sont visibles dans les gneiss et les micaschistes sous plusieurs formes et présentent des directions variées. Certaines sont exagérées à certains endroits et mettent en évidence des traces de la fusion partielle. De nombreuses veines sont parallèles aux plans de foliation. Les veines / filons quartzofeldspathiques sont répandus dans les roches de Bidou I. Les attitudes de ces filons varient de N021E56°SE à N147E60°ENE ; N008E90° et de N023E05°NW ; N070E55°NNW à N140E46°WNW.



**Figure 27.** Plans de fractures  $f_2$  recoupant la foliation verticale  $S_1$  dans les gneiss à grenat.



**Figure 28.** Fracture  $f_2$  induisant de petites failles  $F_2$  à décrochement senestre dans les gneiss.



**Figure 29.** Rosace de directions des plans de fractures  $f_2$  mesurées sur le terrain

*L'analyse de la phase de déformation  $D_2$  montre qu'elle est caractérisée par les plans de cisaillements  $C_2$  à mouvement senestre qui induisent la schistosité  $S_2$ ; les fractures  $f_2$ ; les failles  $F_2$ ; les filons; les boudins  $\beta_2$  et les plis  $P_2$ . Les résultats obtenus sont concordants avec ceux obtenus au cours de la projection stéréographique des plans  $S_1$  qui montrent un regroupement en zone des pôles en un grand cercle qui définissent l'axe du pli  $P_2$  d'attitude moyenne N106E87SE.*

*La présence dans cette phase des structures cassantes indique une tectonique cisailante en régime ductile-fragile.*

### IV.1.3. PHASE DE DÉFORMATION $D_3$

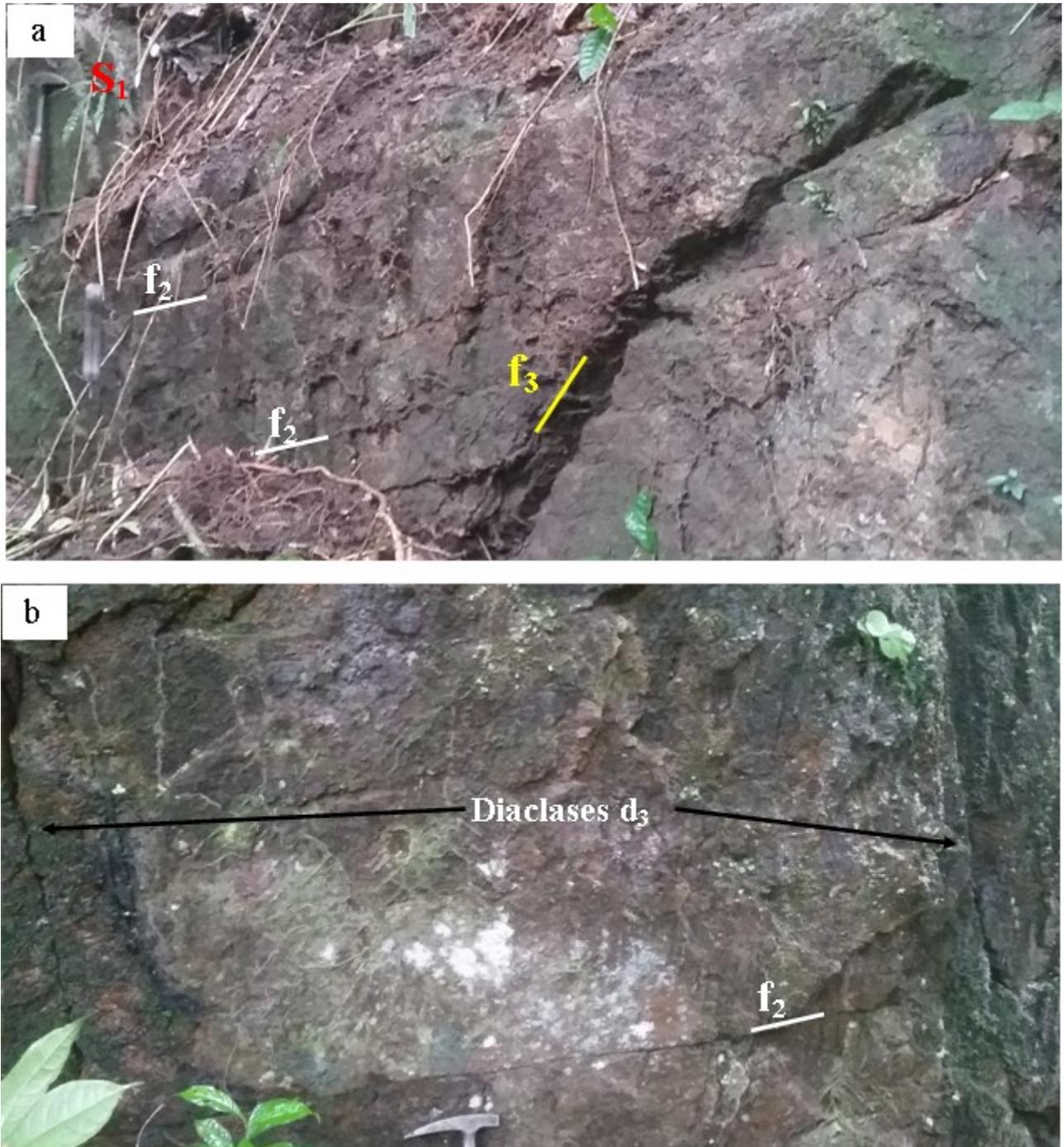
La phase de déformation  $D_3$  est constituée essentiellement de fractures  $f_3$ , de diaclases  $d_3$  et des linéaments hydrographiques.

#### IV.1.3.1. Fractures $f_3$

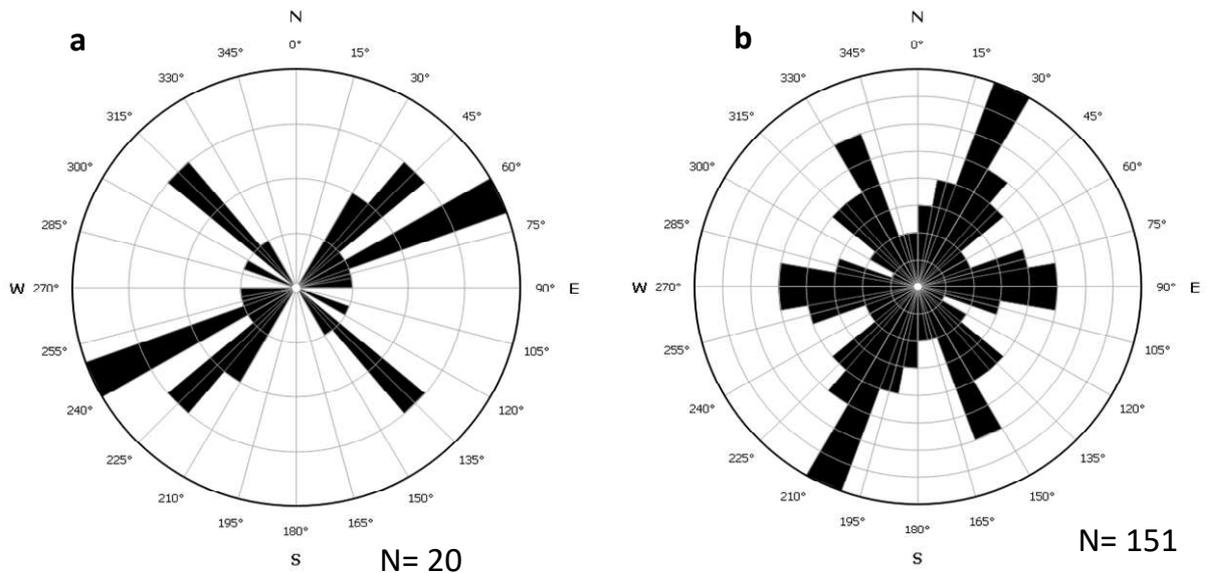
Les fractures  $f_3$  sont visibles dans les gneiss à grenat. Elles recoupent les fractures  $f_2$  et les plis  $P_2$  (Fig. 30a) suivant plusieurs directions. Leurs attitudes moyennes sont N052°E40NW, N072E80°SE et N127E70°SW. La rosace de directions des fractures  $f_3$  différencie trois familles de directions : NE-SW ; ENE-WSW et SE-NW (Fig. 31a).

### IV.1.3.2. Diaclases $d_3$

Les diaclases traduisent un arrêt des activités de la déformation. Ce terme s'emploie plus spécialement pour des cassures perpendiculaires aux couches sédimentaires. Elles sont visibles dans les gneiss à grenat et les quartzites à grenat (Fig. 31b). Leur direction moyenne est de N105E avec des pendages subverticaux à verticaux.



**Figure 30.** a) Fractures  $f_3$  recoupant les fractures  $f_2$  dans les gneiss à grenat ; b) diaclases  $d_3$  qui recoupent les fractures  $f_2$  dans les gneiss à grenat.



**Figure 31.** Rosace de direction des éléments de la phase  $D_3$  : **a)** fractures  $f_3$  ; **b)** linéaments hydrographiques.

#### IV.1.3.3. Linéaments hydrographiques

Les cours d’eaux et ruisseaux sont considérés comme d’anciennes lignes de fractures qui marquent la fin de la dernière phase de déformation. L’examen des linéaments issus du réseau hydrographique (Fig. 32) montre plusieurs familles de directions NNE - SSW, E-W et NNW – SSE, N - S et NE-SW (Fig. 31b ; 40b).

*La phase de déformation  $D_3$  comporte uniquement les structures cassantes comportant les fractures, les diaclases et les linéaments hydrographiques qui caractérisent une phase de tectonique cassante.*

## IV.2. ÉTUDES MICROTTECTONIQUE ET MACROSCOPIQUE

Cette analyse de la déformation est basée sur la description des microstructures et des formes géométriques acquises par les minéraux au cours du métamorphisme.

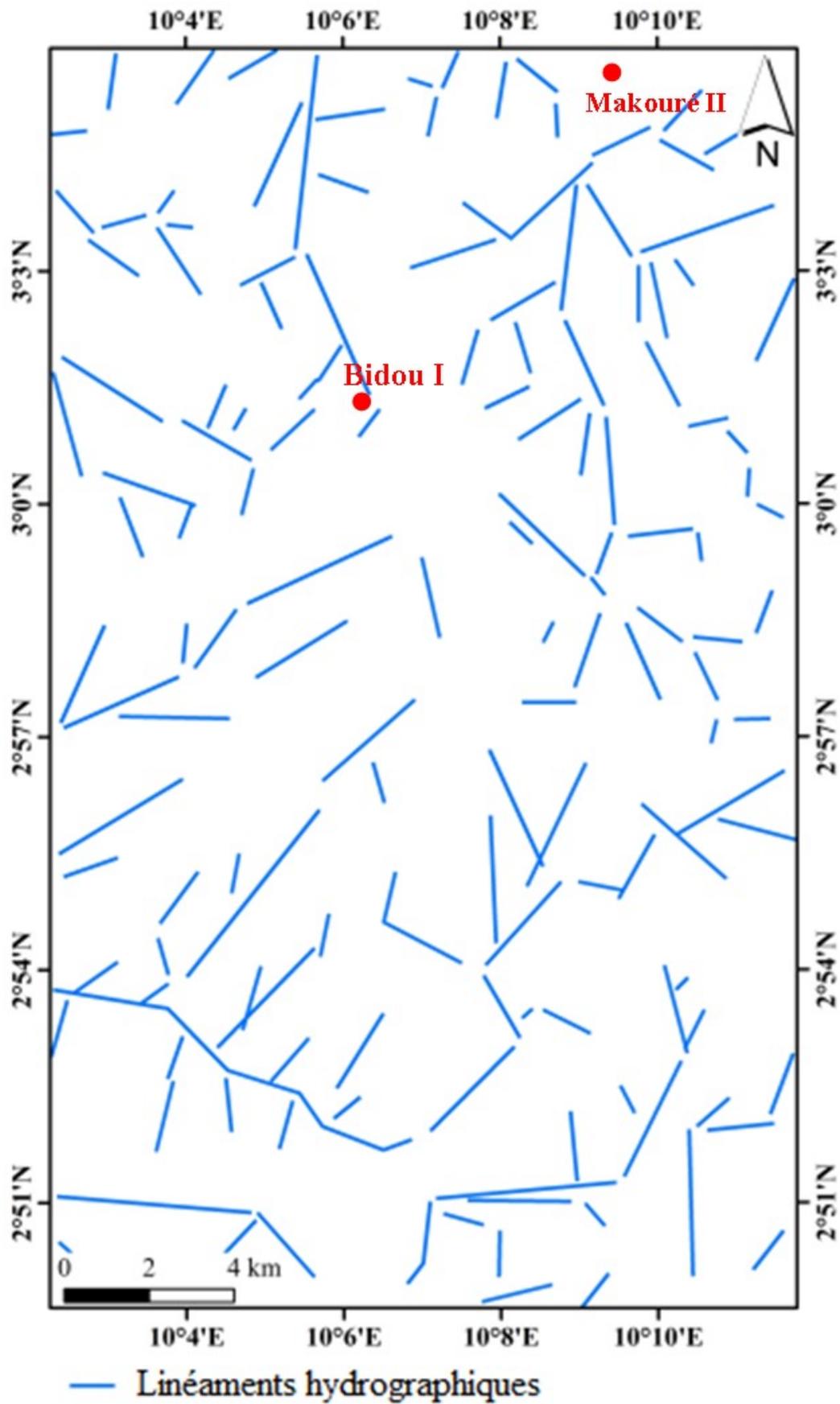
### a) La texture en « fish »

Elle est observée sur les cristaux de quartz, feldspaths, grenat et pyroxènes (Fig. 33a).

### b) Les structures sigmoïdales

Les structures en S dans la localité de Bidou I apparaissent dans les gneiss et les micaschistes. Ils affectent les exsudats de quartz et leur cinématique montre que la structure qui les induit est un cisaillement à mouvement senestre (Fig. 33b).

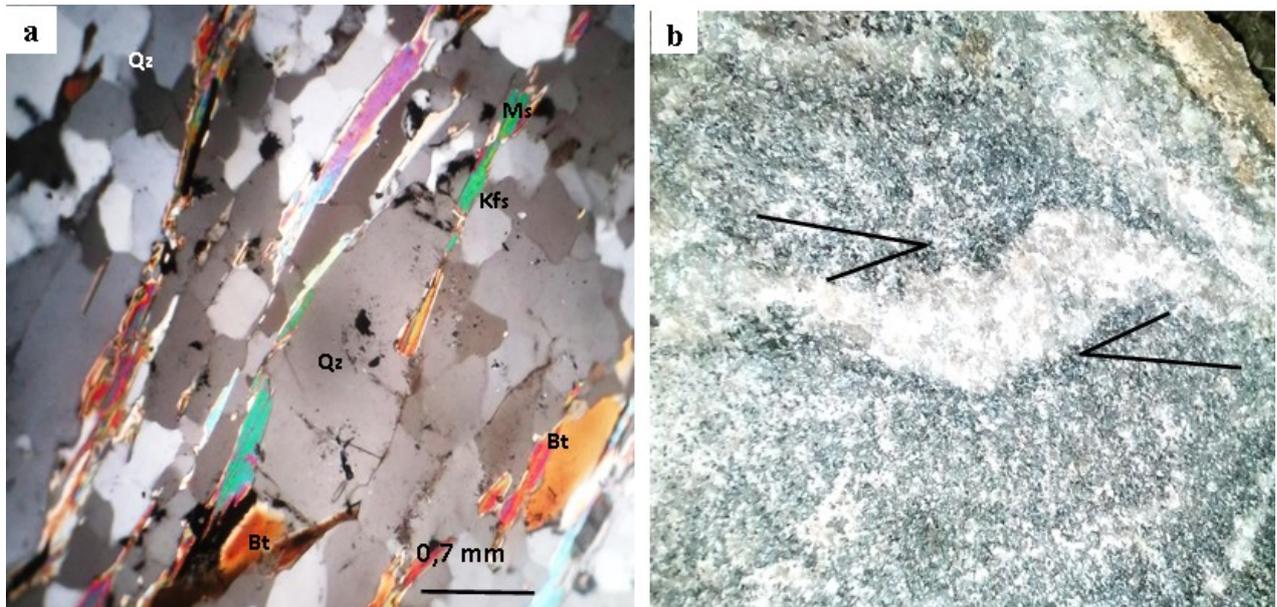
Les différentes microstructures observées traduisent différents stades de croissance crustale. La



**Figure 32.** Carte des linéaments hydrographiques de la localité de Bidou I

---

texture boule de neige observée sur les porphyroblastes de grenat des quartzites, ainsi que ces microstructures permettent d’observer et de déterminer le sens général du cisaillement ayant affecté les roches. Ce cisaillement est à mouvement senestre à Bidou I. Les porphyroclastes, les sigmoïdes, les clastes et les minéraux en formes de “poisson” étant caractéristiques des environnements géologiques fortement déformés (Cladouhos, 1999b).



**Figure 33.** Microstructures de déformation visibles dans les roches de Bidou I : (a) Cristal de quartz en « Fish » ; (b) Exsudat de quartz sigmoïdale dans les gneiss à grenat montrant une cinématique senestre.

### IV.3. ANALYSE GÉOMÉTRIQUE DES PLIS DE BIDOU I

Les plis  $P_2$  de la zone d’étude ont fait l’objet d’une analyse géométrique à l’aide du logiciel Fold\_Profiler, grâce à une méthode mathématique comprenant deux approches : les courbes de Bézier et les sections coniques.

➤ **Méthode des courbes de Bézier**

Cette méthode a été appliquée sur les plis  $P_2$  couchés, anisopaques (Figs. 34a, b) et droits desquels ont été extraits trois paramètres essentiels qui permettent d’exprimer la forme du pli : le paramètre de forme (L) ; le rapport d’aspect (R) et la surface normalisée (Sn/a). Les données de ces trois paramètres morphologiques issus de plusieurs flancs des plis  $P_2$  de la localité de Bidou I sont consignées dans le tableau 3.

Les diagrammes R vs L (Figs. 34c et d) des points représentatifs des plis analysés montrent que les plis  $P_2$  de Bidou I sont des plis en forme de paraboles et semi-ellipses, avec des profils

---

ouverts à fermés. Les diagrammes R vs. Sn confirment la nature en parabole et ellipse de ces plis à l'exception de quelques flancs qui montrent qu'ils seraient également des plis coffrés (Figs. 34 et f).

➤ **Méthode des sections coniques**

Les courbes obtenues par la méthode des sections coniques des plis P<sub>2</sub> de la localité de Bidou I sont illustrées dans les figures 35a et c. Cette méthode utilise en plus des deux paramètres fondamentaux que sont le rapport d'aspect et la surface normalisée, l'excentricité (e) du cône qui s'ajuste le mieux avec le profil du pli. En fonction de l'excentricité, le pli peut avoir une forme en ellipse (e < 1), parabole (e = 1) et hyperbole (e > 1). Les données extraites des paramètres morphologiques générés par la méthode des sections coniques pour les plis P<sub>2</sub> de la localité de Bidou I sont consignées dans le tableau 4.

Les diagrammes R vs. E montrent que les plis P<sub>2</sub> sont en majorité des plis en forme de parabole, à l'exception de quelques flancs qui ont des profils en ellipse (Figs. 35b et d).

*En somme, la caractérisation géométrique des plis P<sub>2</sub> montre qu'ils ont les caractéristiques des plis ouverts à fermés avec des profils en paraboles, semi-ellipses et ellipses ; à l'exception de quelques-uns qui montrent des formes coffrées.*

#### **IV.4. ANALYSE MEGASCOPIQUE DE LA DEFORMATION**

L'analyse des images satellitaires par télédétection constitue de nos jours un outil important dans la détermination des structures géologiques d'échelle régionale. Celle-ci se fait par une série de techniques de traitement informatiques détaillées au chapitre 2. En effet, les images satellites fournissent de nombreuses informations d'ordre structural conduisant à la détermination des linéaments dont la description et l'interprétation constituent un complément pour la compréhension de la fracturation dans la localité étudiée. Les linéaments sont les résultats structuraux des processus géomorphologiques et géologiques.

Le traitement des cartes couplées SRTM/ Landsat-8 se fait suivant les filtres directionnels de Sobel dans quatre directions principales : N-S, E-W, NE-SW, NW-SE. Ces filtres accentuent les discontinuités structurales en rehaussant les structures perpendiculairement à la direction de filtrage. Ainsi, les filtres N-S mettent en évidence les discontinuités structurales E-W, les filtres E-W les structures N-S, les filtres NE-SW relèvent les structures orientées NW-SE, et les filtres NW-SE discriminent les structures NE-SW.

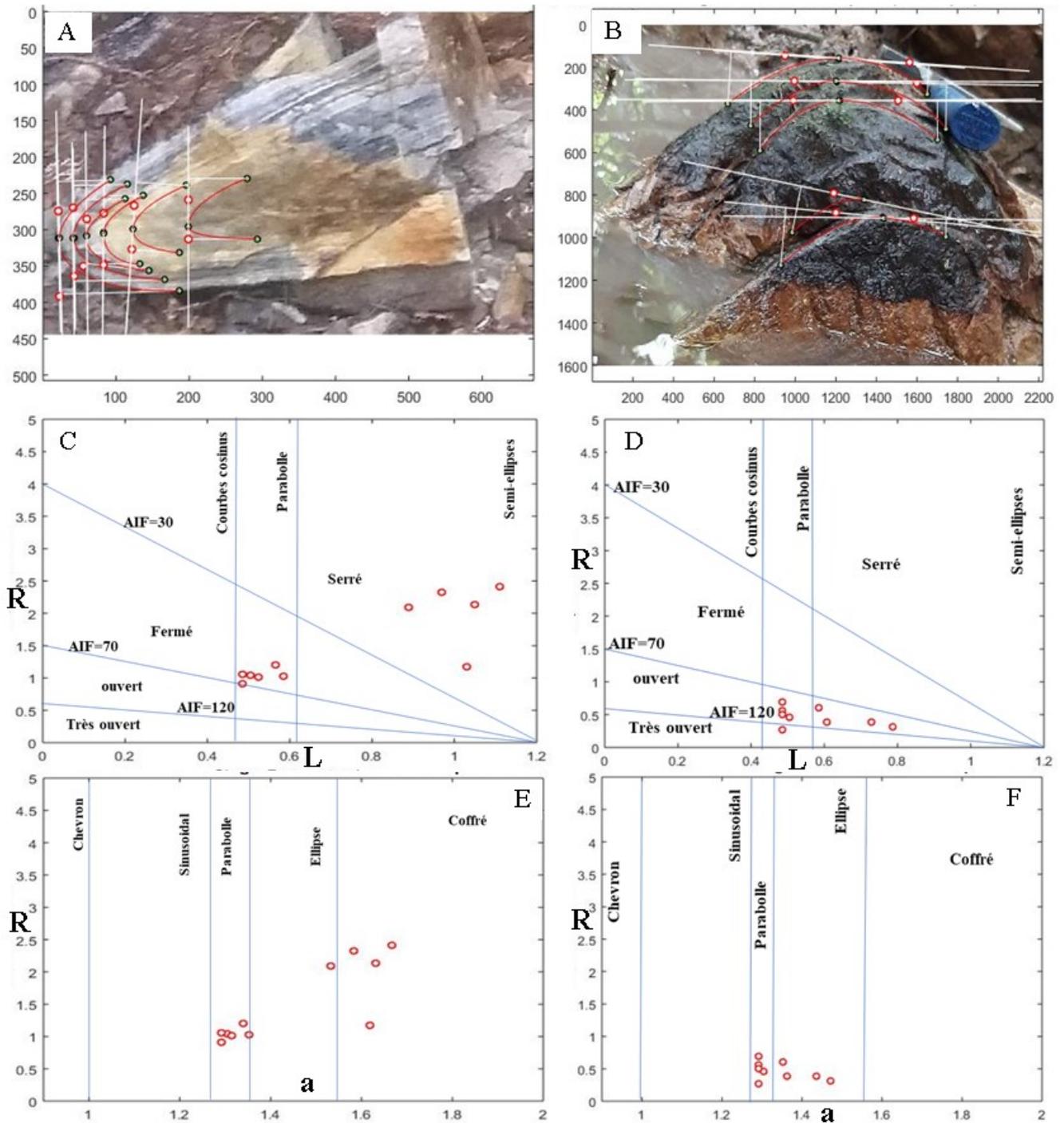
Les cartes des linéaments obtenus à partir de ces traitements automatiques et manuels sont représentées dans la figure 36 qui présente les accidents majeurs, rehaussés par le filtrage de Sobel et le gradient de Yésou et al. (1993) appliqués à l'image de l'Analyse par Composante Principale des linéaments détectés.

**Tableau 3.** Paramètres morphologiques des plis P<sub>2</sub> obtenus par la méthode des courbes de Bézier.

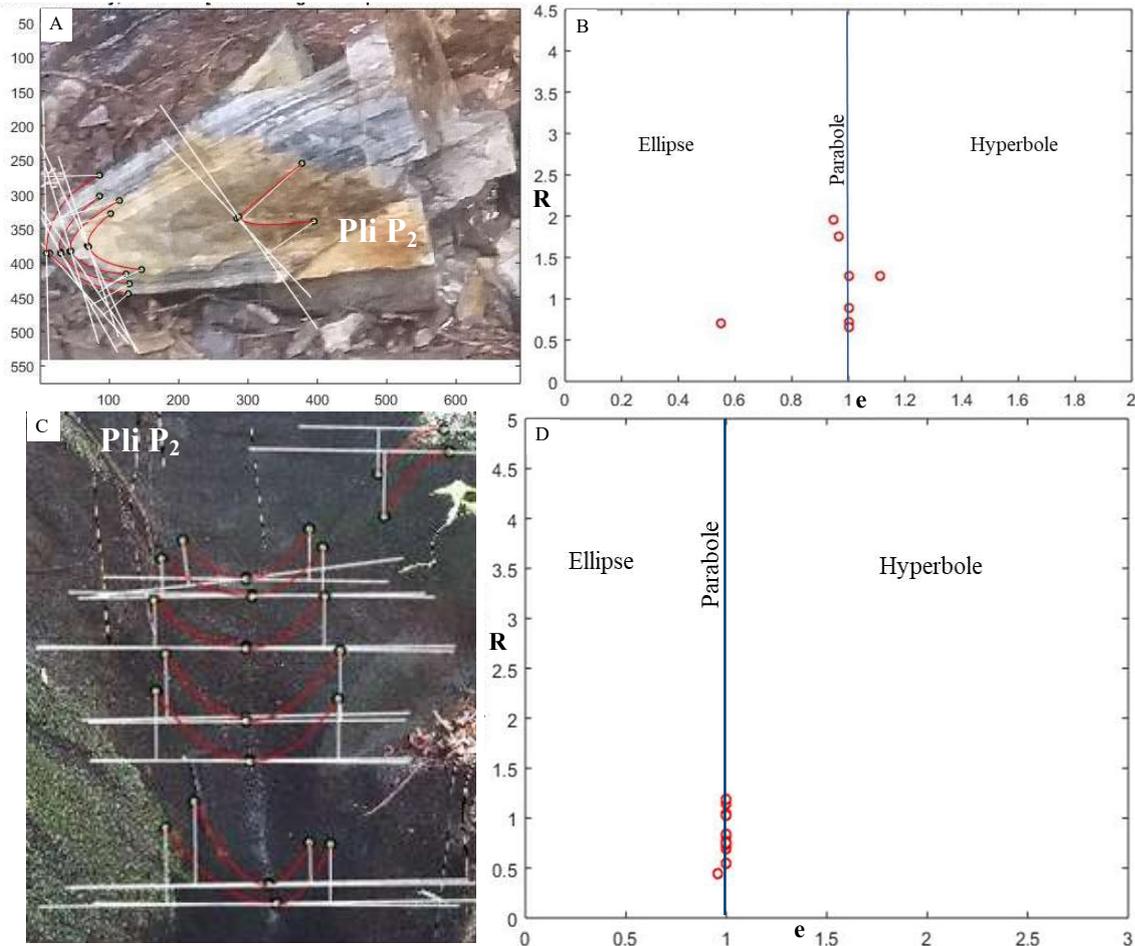
<b>Pli couché</b>												
<b>Paramètres</b>	F1	F2	F3	F 4	F 5	F 6	F 7	F 8	F 9	F10	F11	F12
<b>Excentricité</b>	1,05	0,89	1,11	1,03	0,97	0,51	0,53	0,48	0,59	0,48	0,57	1,01
<b>Surface normalisée : Sn</b>	1,63	1,53	1,67	1,62	1,58	1,30	1,32	1,29	1,35	1,29	1,34	1,61
<b>Rapport d'aspect : R</b>	2,14	2,09	2,42	1,17	2,32	1,05	1,01	1,05	1,02	0,91	1,21	5,55
<b>Angle inter-flanc : a (°)</b>	-2,71	6,08	-5,26	-2,96	1,50	50,52	50,43	52,15	44,05	58,87	39,51	-0,21
<b>Pli anisopaque</b>												
<b>Paramètre de forme : L</b>	0,48	0,48	0,59	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48
<b>Surface normalisée : Sn</b>	1,29	1,29	1,35	1,29	1,29	1,29	1,29	1,29	1,29	1,29	1,29	1,29
<b>Rapport d'aspect : R</b>	0,85	1,21	0,73	1,07	1,76	0,85	1,88	0,84	0,83	0,79	0,90	0,57
<b>Angle inter-flanc : a (°)</b>	62,65	46,00	59,09	0,31	0,35	62,17	30,66	62,98	63,86	66,35	59,73	83,75

**Tableau 4.** Paramètres morphologiques des plis P<sub>2</sub> obtenus par la méthode des sections coniques.

<b>Pli couché</b>																	
<b>Génération des Plis P<sub>2</sub></b>	F1	F2	F3	F 4	F 5	F 6	F 7	F 8	F 9	F10	F11	F12	F13	F14	F15	F16	F17
<b>Excentricité e</b>	-0,01	0,55	1,00	0,95	1,00	0,97	1,00	1,00	1,00	1,11							
<b>Surface normalisée : Sn</b>	1,37	1,42	1,33	1,43	1,33	1,39	1,33	1,33	1,02	1,23							
<b>Rapport d'aspect : R</b>	0,40	0,71	0,72	1,96	0,66	1,75	0,88	1,28	21,52	1,27							
<b>Pli droit</b>																	
<b>Paramètre de forme : L</b>	1,00	1,00	1,00	0,96	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<b>Surface normalisée : Sn</b>	1,33	1,33	1,33	1,34	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33	1,33
<b>Rapport d'aspect : R</b>	0,82	0,84	0,71	0,45	0,54	0,69	0,69	0,84	0,77	0,76	0,74	0,75	1,04	0,75	1,15	1,02	1,19



**Figure 34.** Diagrammes de classification d'après la méthode des courbes de Bézier (Lisle et al., 2006) des plis P<sub>2</sub> de Bidou I. Courbes de bézier : (A) du pli couché, (B) du pli droit. Diagrammes R vs L montrant les profils ouvert, fermé à serré, ainsi que les géométries en parabole, semi-ellipses et ellipses : (C) du pli couché ; (D) du pli droit. Diagrammes R vs a montrant les géométries en parabole, en ellipse et coffré : (E) du Pli couché ; (F) du pli droit.



**Figure 35.** Classification géométrique des plis  $P_2$  de Bidou I par la méthode des sections coniques (Lisle et al., 2006) montrant la géométrie en parabole et en ellipse des plis.

L'analyse statistique révèle 70 et 95 linéaments extraits manuellement à partir des images SRTM (Fig. 37a) et des images Landsat (Fig. 37b) respectivement ; 173 linéaments extraits de manière automatique (Fig. 37c). Un total de 300 linéaments de longueur allant de 17m à 9500m a été répertorié. Parmi ces linéaments, 155 linéaments ont des longueurs comprises entre 17 et 1900m, ce qui représente 51,66% du nombre total de linéaments.

#### IV.5. ANALYSE STRUCTURALE PAR LA MÉTHODE GÉOPHYSIQUE

Cette partie consiste en l'analyse structurale à partir des données aéromagnétiques. Différentes opérations mathématiques de transformation ont été appliquées dans le logiciel Oasis Montaj 8.4 afin d'obtenir la carte d'anomalie du champ magnétique réduit à l'équateur, la dérivée première verticale de l'anomalie du champ magnétique réduit à l'équateur et la dérivée horizontale de l'anomalie du champ magnétique totale réduit à l'équateur de Bidou I. Ces différentes cartes nous ont permis de faire ressortir les linéaments géophysiques qui ont par la suite été superposés avec ceux issus des observations sur le terrain et de l'analyse des images Landsat.

---

## 1. Anomalie du champ total magnétique total réduit à l'équateur

L'anomalie du champ magnétique total réduit à l'équateur (Fig. 38a) s'obtient en appliquant dans le logiciel Oasis Montaj le filtre « Réduction à l'équateur » sur la grille de l'anomalie du champ magnétique total. Ce filtre est appliqué pour éliminer l'asymétrie des anomalies causées par le vecteur champ inducteur incliné et permet de ramener les anomalies à l'aplomb des structures géologiques causatives. Le résultat de cette transformation donne une carte d'anomalie du champ magnétique total réduit à l'équateur dont les intensités varient entre -1501,4 nT à 389,6 nT. L'écart important de cette variation témoigne que le relief magnétique du secteur de Bidou I est perturbé par des anomalies de formes et d'intensités différentes. On note sur la carte la concentration des anomalies positive de forme subcirculaire au Nord-Ouest et à l'Est de Bidou I d'intensités variant entre 300 nT - 389,6 nT et de direction ESE-WNW à E-W. Au centre du secteur d'étude, on remarque la concentration des anomalies intermédiaires à négatives de même direction et de même forme, les anomalies négatives ayant des intensités variant entre -1501,4 nT à -130,5 nT.

## 2. Première dérivée verticale de l'anomalie du champ magnétique total réduit à l'équateur (FVD)

La première dérivée verticale (Fig. 38b) est appliquée sur l'anomalie résiduelle afin de lisser les bordures de cette dernière et d'accentuer les caractéristiques et les structures peu profondes, ce qui facilite la localisation de leur position. Elle est également utile pour distinguer les changements de texture qui caractérisent différentes lithologies. L'analyse de la carte montre les intensités comprises entre -27,6 nT/m et 13,6 nT/m. Les structures géologiques causatives de l'anomalie sur cette carte sont de forme subcirculaire et sont orientées majoritairement E-W, ESE-WNW et ENE-WSW.

## 3. Première dérivée horizontale de l'anomalie du champ magnétique total réduit à l'équateur (FHD)

La dérivée horizontale –  $X$  permet la mise en évidence des contacts lithologiques de direction Nord-Sud. Sa carte s'obtient par application dans le logiciel Oasis Montaj, l'opérateur mathématique  $O_{dx} = [-2\pi i(lu \pm in|v|)]^p$  sur la grille de l'anomalie du champ magnétique total réduit à l'équateur.

L'analyse de cette carte (Fig. 38c) révèle des intensités variant entre 0 nT/m. et 9,5 nT/m. L'intensité de l'anomalie positive varie entre 9,5 nT/m et 0,3 nT/m. Ces anomalies sont concentrées dans le Sud-Est du secteur de Bidou I et un peu au Nord, et soulignent les directions préférentielles NE-SW à ENE-WSW. Les anomalies intermédiaires et négatives ont des intensités variant respectivement entre 0,1 nT/m - 0,5 nT/m et 0,1 nT/m - 13,6 nT/m et

---

soulignent les direction N-S, E-W, NE-SW et ENE-WSW. Ces dernières sont concentrées dans la bordure Ouest du secteur de Bidou I.

L'analyse et le traitement des données aéromagnétiques à travers l'utilisation des différents filtres dans le logiciel Oasis Montaj nous ont permis d'obtenir des cartes sur lesquelles ont été décelés 109 linéaments (Fig. 39a). La rosace de direction obtenue à partir de ces linéaments géophysiques permet de distinguer plusieurs familles de directions: N-S , NNE-SSW, NE-SW, E-W, ESE-WNW et NW-SE (Fig. 39b).

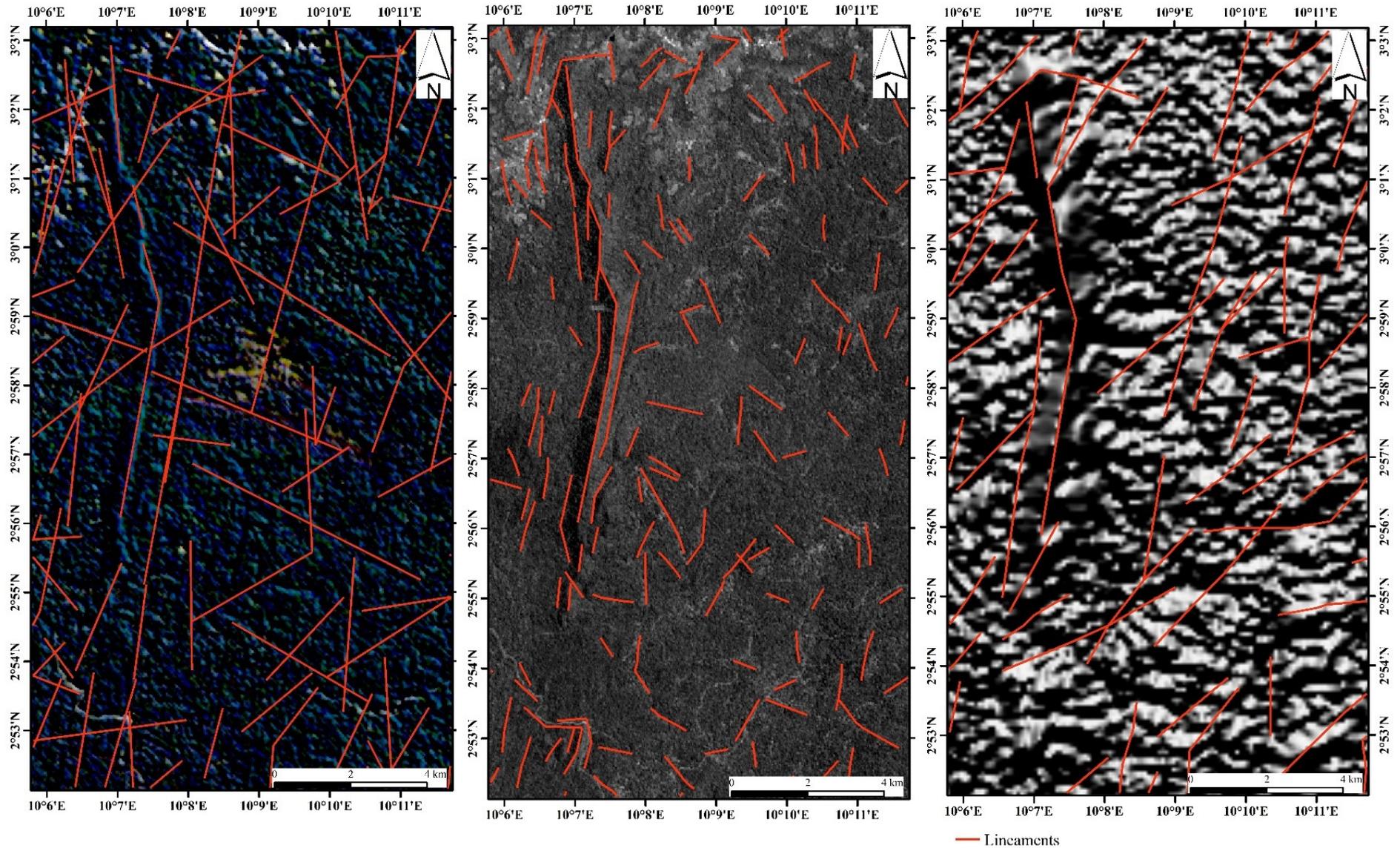
Les superpositions des cartes des linéaments hydrographiques et Landsat (Fig. 40a); des linéaments SRTM, Landsat et géophysiques (Fig. 40d) ont permis de dresser les cartes linéamentaires synthétiques de la zone d'étude desquelles ressortent des directions majeures moyennes de N-S, NNE-SSW, NE-SW, NNW-SSE et NW-SE ; pour des directions secondaires E-W et WNW-ESE (Figs. 40b, c, e et f).

Les familles de direction N-S et NE-SW correspondent aux même directions que celles décrites pour les plans de foliation au cours de la description macroscopique, tandis que les familles de directions NNE-SSW, E-W, ESE-WNW et NW-SE sont équivalentes aux directions de la fracturation dans le secteur de Bidou I. Ces directions de la fracturation montrent des similitudes avec celles des déformations majeures dans la sous region.

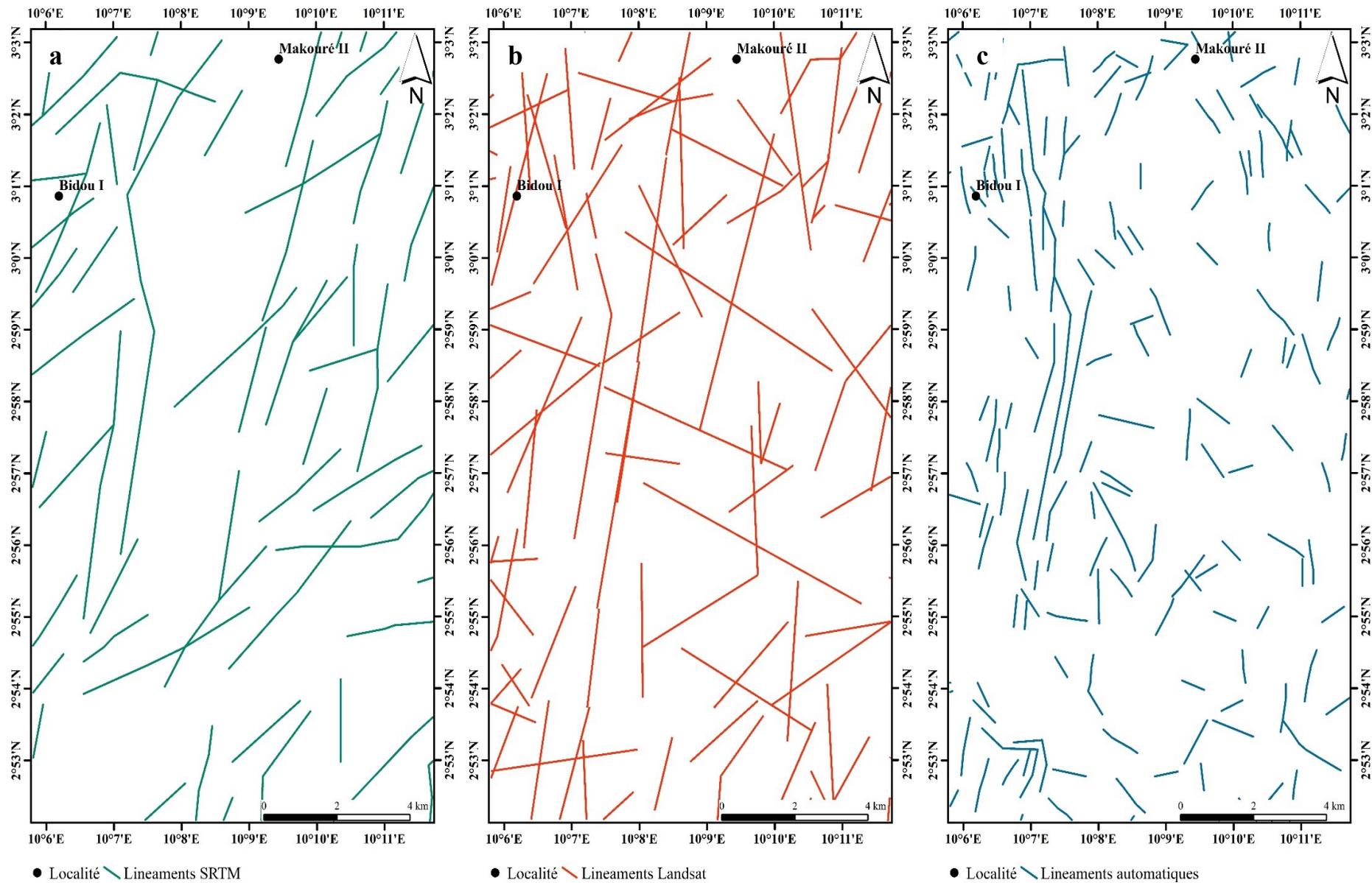
## **Conclusion**

*En somme, l'analyse des images satellitaires et géophysiques a permis de mettre en évidence plusieurs familles de directions qui correspondent aux directions de la foliation d'une part et de la fracturation d'autre part. Les directions majeures sont comprises entre N-S, NE-SW, NW-SE et NNW-SSE; tandis que les directions secondaires sont à majorité orientées E-W pour des pendages subverticaux à verticaux.*

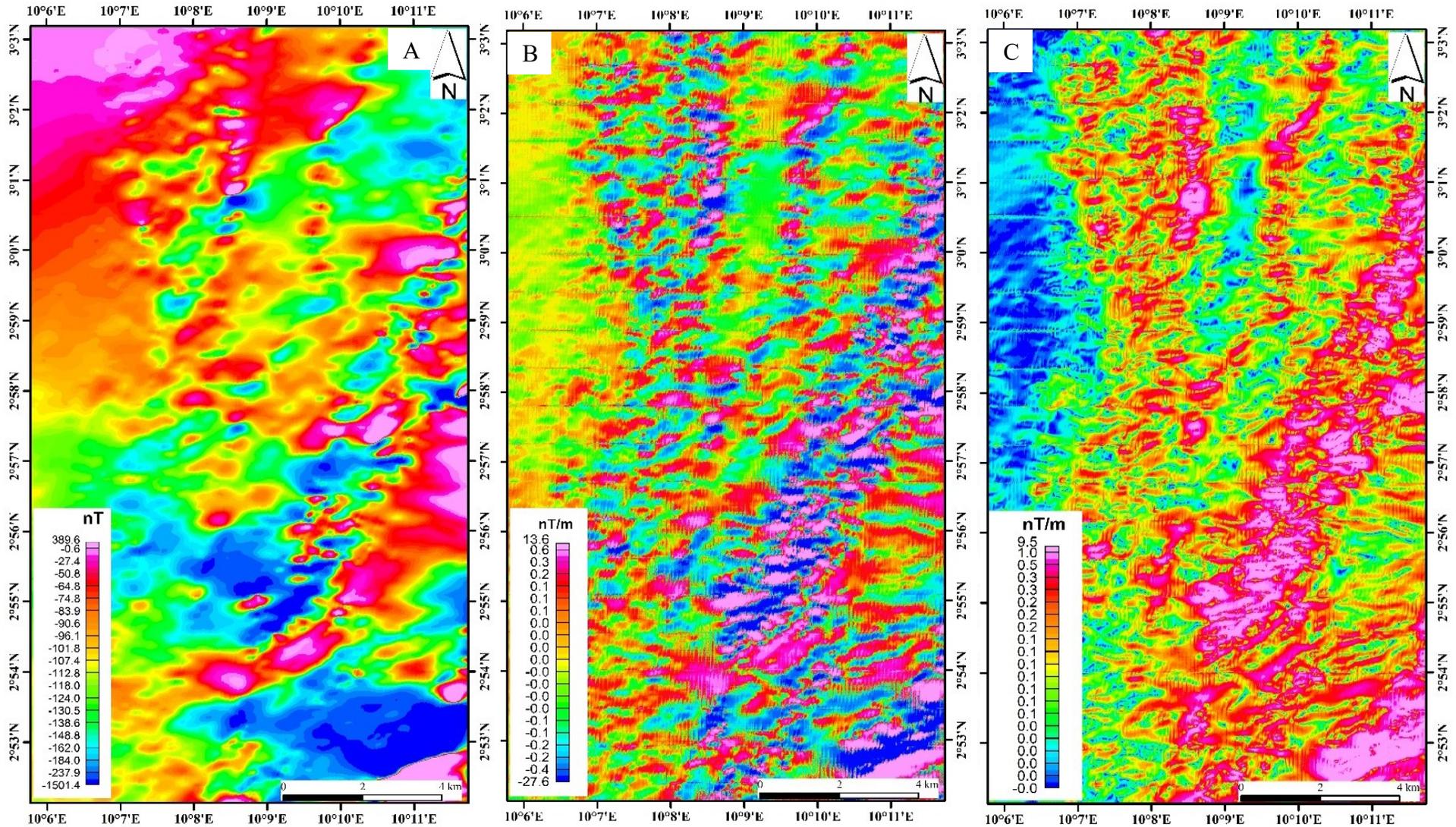
*Les observations de terrain couplées aux données satellitaires et géophysiques permettent de mettre en évidence dans la localité de Bidou I deux phases principales de déformation : la phase de déformation  $D_1$  de tectonique compressive typiquement coaxiale, la phase  $D_2$  de tectonique cisailante en régime ductile-fragile, et la phase  $D_3$  essentiellement cassante. Ces phases de déformation montrent des directions majeures N-S, NNE-SSW, NE-SW, NNW-SSE et NW-SE.*



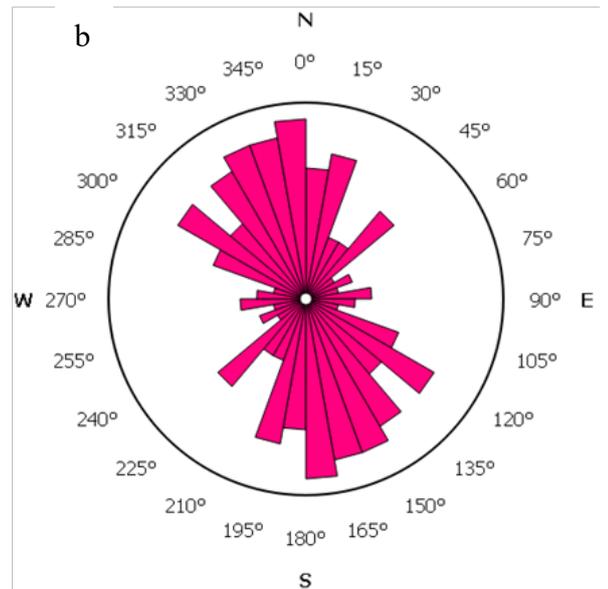
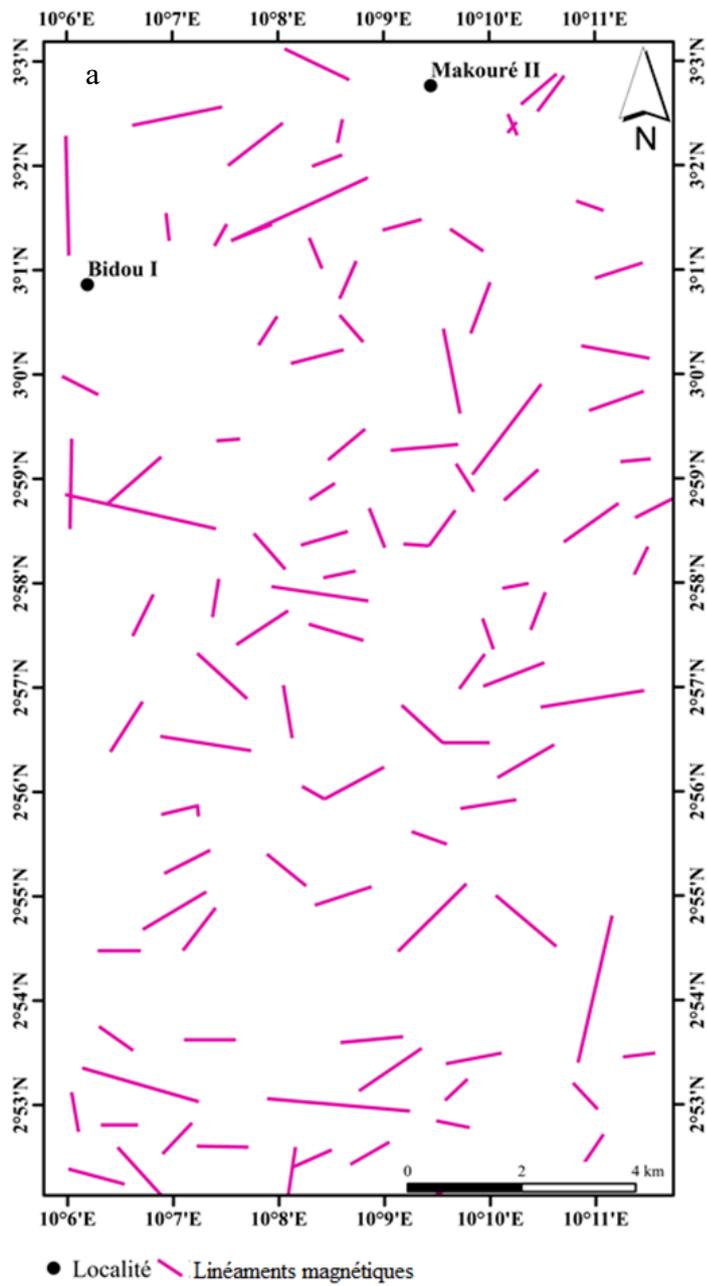
**Figure 36.** Images de télédétection de la zone d'étude avec les principaux linéaments identifiés : (A) Image du filtre par la méthode de gradient (Yésou et al., 1993) ; (B) Image issue de l'analyse en composantes principales ; (C) Relief ombragé de l'image STRM.



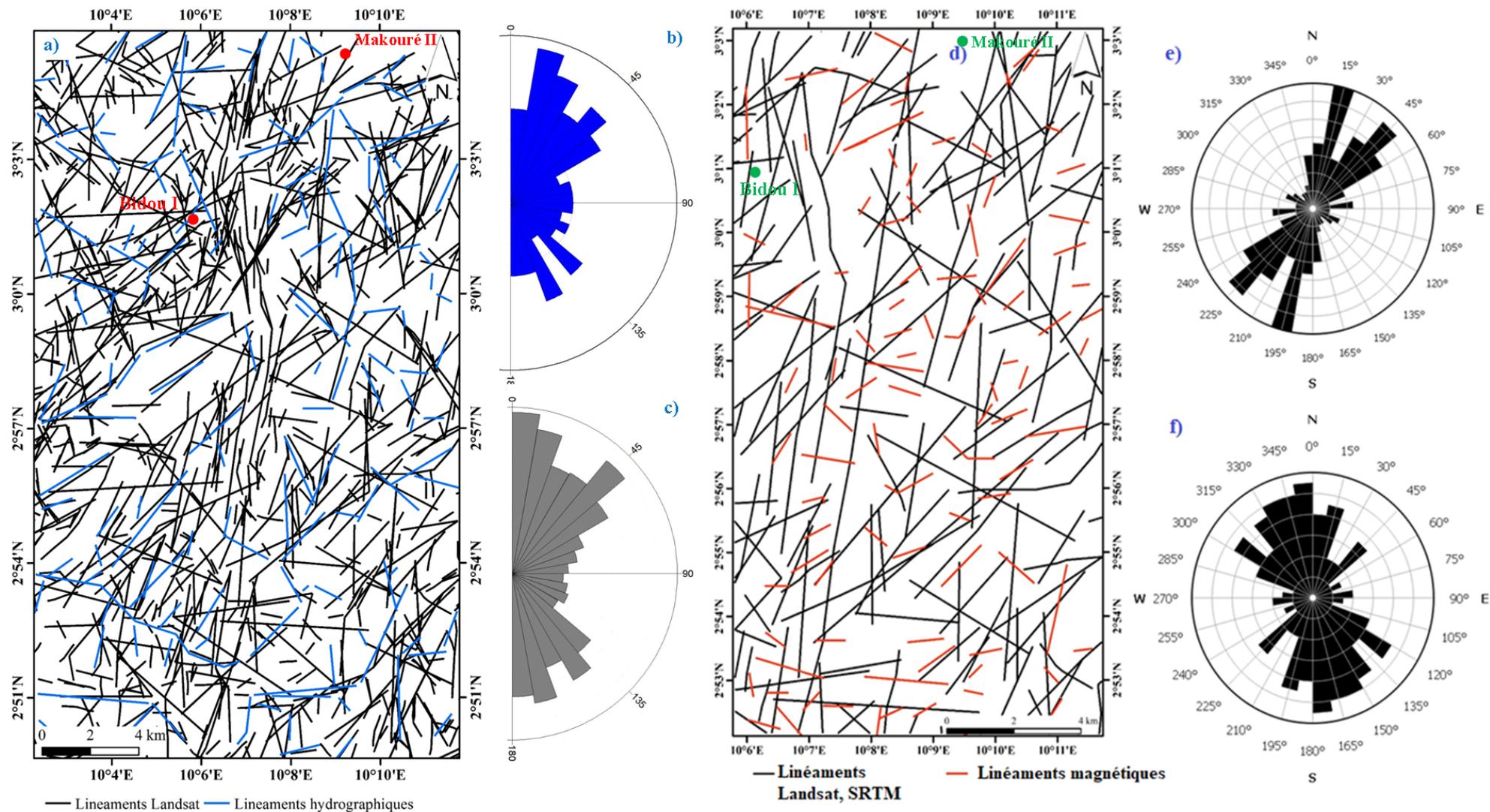
**Figure 37.** Cartes des linéaments : (a) SRTM ; (b) Landsat ; (c) extraits automatiquement de la localité de Bidou I.



**Figure 38.** Images des traitements géophysiques : (a) Carte de l'anomalie du champ magnétique total réduit à l'équateur. (b) Carte de la FVD de l'anomalie du champ magnétique total réduit à l'équateur. (c) Carte du champ magnétique total réduit à l'équateur.



**Figure 39.** (a) Carte des linéaments géophysiques extraits des données aéromagnétiques ;  
 (b) Rosace de direction de la localité de Bidou I.



**Figure 40.** Cartes synthétiques des linéaments : (a) SRTM, Landsat et hydrographiques ; (d) Landsat, SRTM et géophysiques. Rosaces de directions : (b) des linéaments hydrographiques ; (c et e) des linéaments Landsat et SRTM ; (f) des linéaments géophysiques de Bidou I.

---

## **CHAPITRE V.**

GÉOCHIMIE ROCHE TOTALE ET GÉOCHRONOLOGIE

---

---

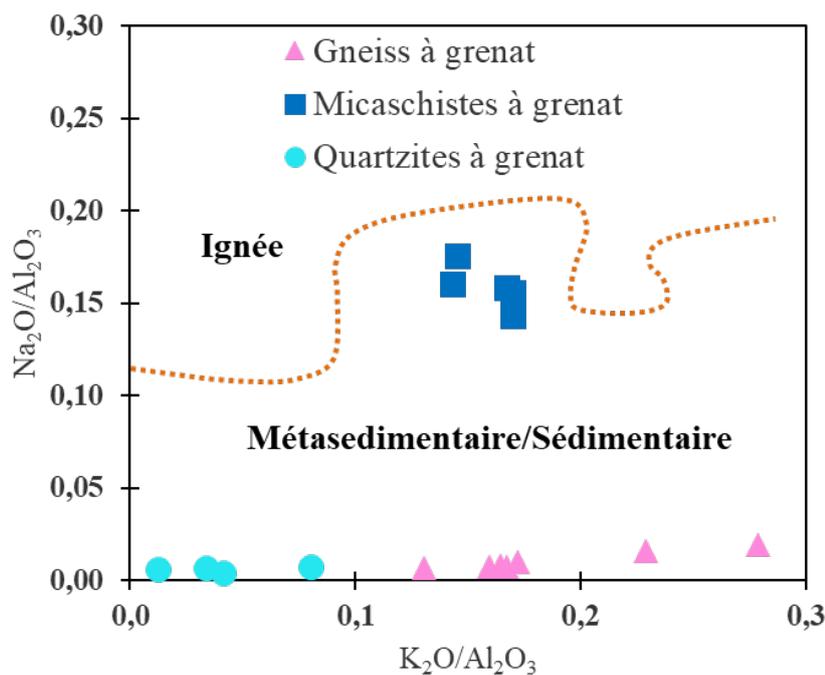
## Introduction

Ce chapitre a pour but de rechercher les survivances géochimiques des formations géologiques de la localité de Bidou I. De manière spécifique, il est question de déterminer et de reconstituer les différents paléoenvironnements desdites roches. Seize échantillons représentatifs ont fait l'objet d'analyses chimiques et sont repartis ainsi qu'il suit : sept échantillons de gneiss à grenat, cinq échantillons de micaschistes à grenat et quatre échantillons de quartzites à grenat.

## V.1. GÉOCHIMIE ROCHE TOTALE

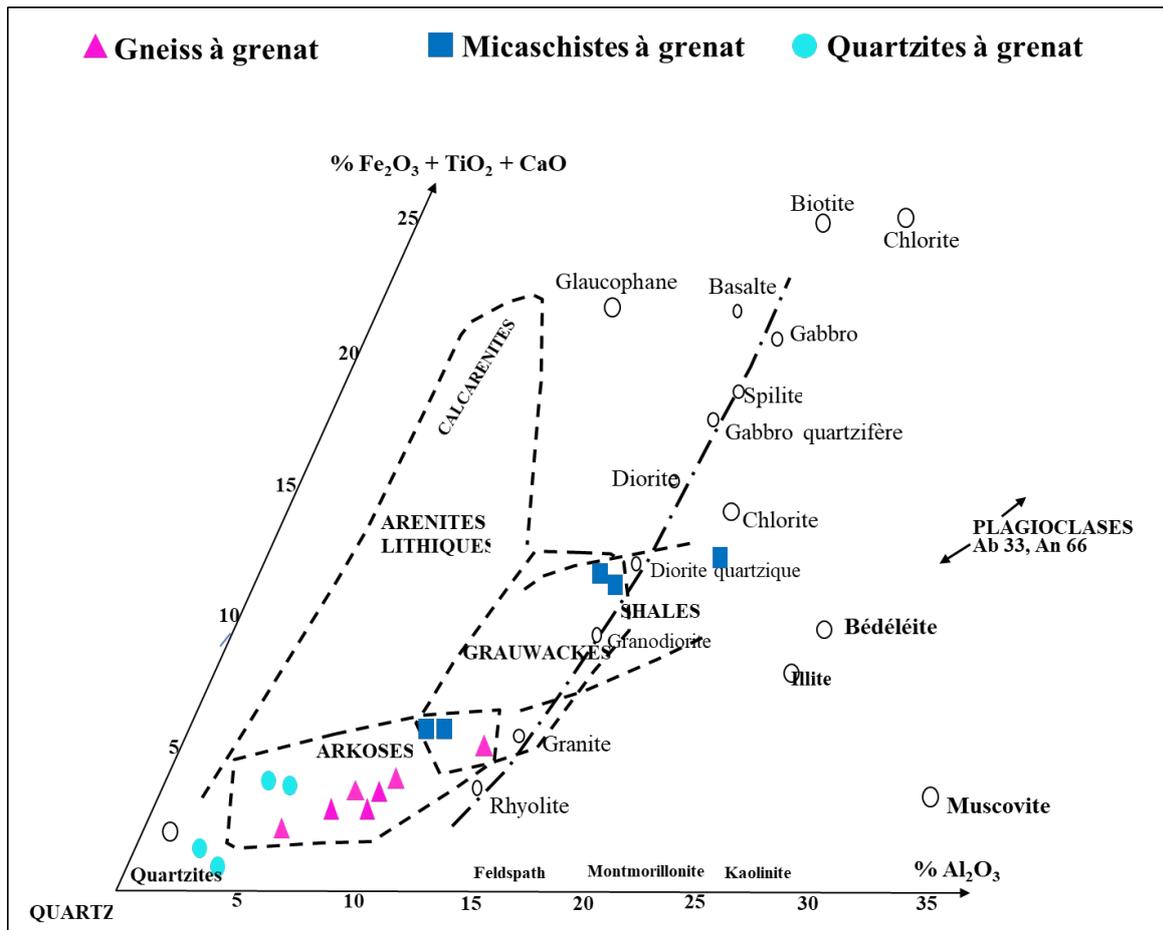
### V.1.1. Nature du protolite

Les résultats des analyses géochimiques obtenus à partir des échantillons représentatifs de roches sont répertoriés dans les [tableaux 5 à 10](#). La composition minéralogique et chimique de ces roches montre qu'elles proviennent des sédiments tel que le démontre le diagramme  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  ([Fig. 41](#)) de discrimination des protolites de [Garrels et McKenzie, \(1971\)](#) et  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO}$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ([Fig. 42](#)) de [De la Roche, \(1965\)](#).

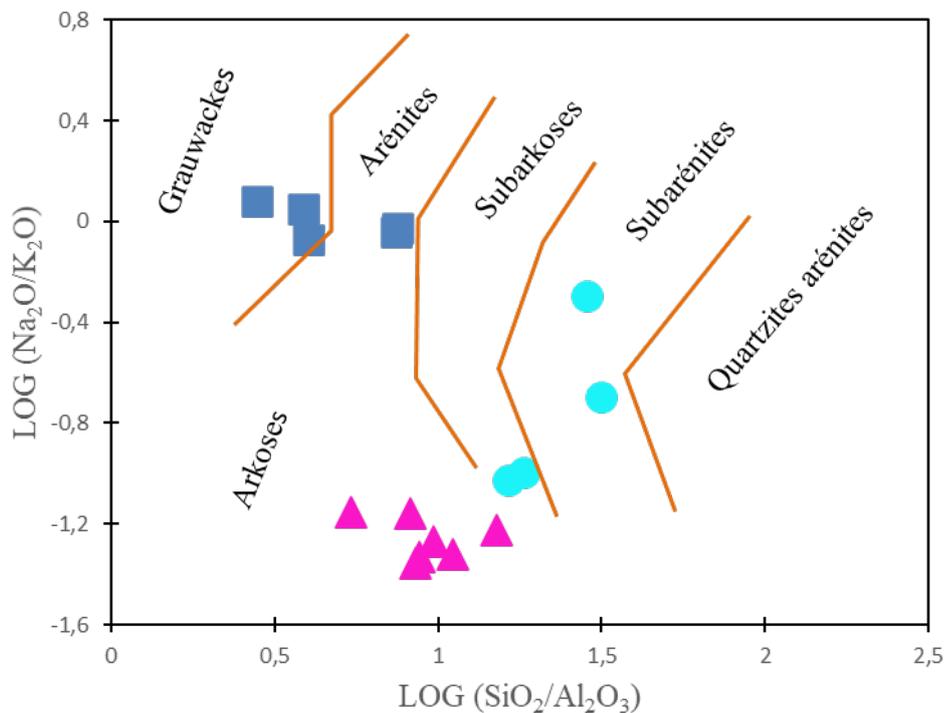


**Figure 41.** Position des roches métamorphiques de Bidou I dans le diagramme  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  de distinction entre origine sédimentaire et magmatique (d'après [Garrels et Mackenzie, 1971](#)).

Le diagramme de discrimination  $\text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$  vs.  $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  de [Pettijohn et al. \(1972\)](#) montre que ces roches proviennent des protolites à composition de quartzites, arkoses-subarkoses, arénites lithiques et grauwackes ([Fig. 43](#)), tous contenant une légère section argileuse telle qu'illustrée par les rapports  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  compris entre 0,04-0,07 pour tous les types lithologiques des roches de Bidou I.

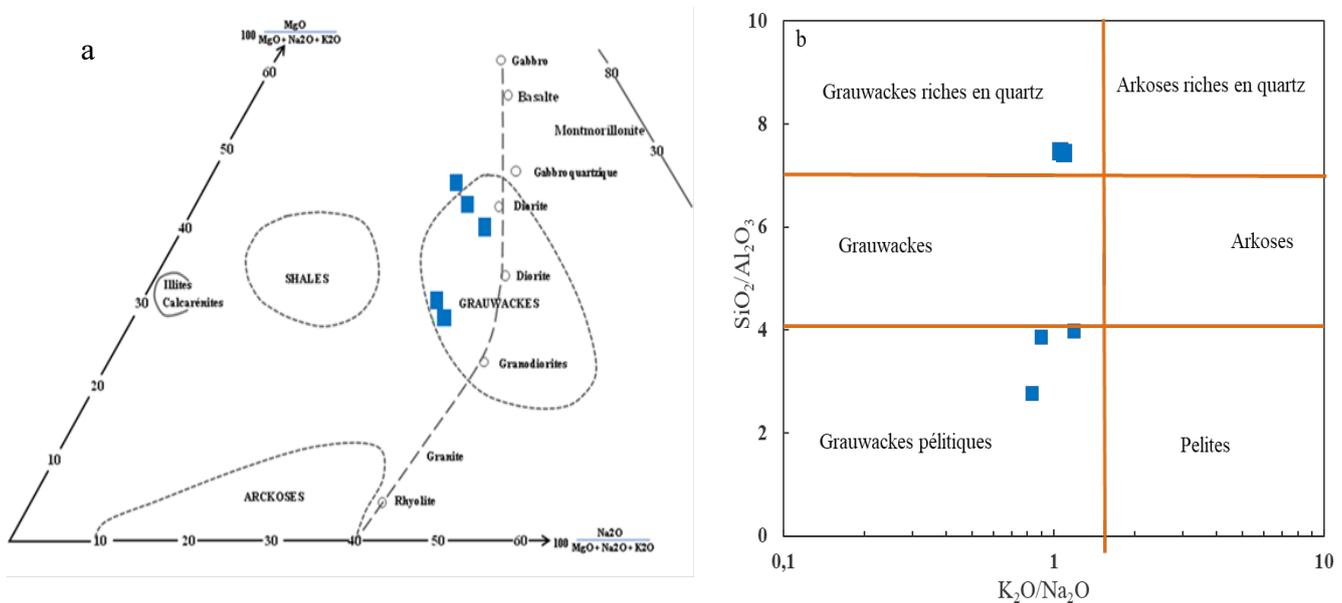


**Figure 42.** Diagramme  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO}$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (De La Roche, 1965) montrant l'origine sédimentaire des roches métamorphiques de la localité de Bidou I.



**Figure 43.** Diagramme  $\text{Log} (\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$  en fonction de  $\text{Log} (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  de différenciation de la composition des protolites des roches (d'après Pettijohn et al., 1972).

Le diagramme triangulaire des silico-aluminates (De La Roche, 1965 ; Fig. 44a) distingue la composition des micaschistes à grenat et montre qu'ils proviennent des grauwackes. A partir du diagramme de Wimmenauer, (1984), les micaschistes à grenat se répartissent en deux types : Les grauwackes riches en quartz (éch. OB38) et les grauwackes pélitiques (éch. OB39, Fig. 44b)



**Figure 44.** a) Position des micaschistes à grenat dans le triangle des silico-aluminates de La Roche, 1965 ; b) Diagramme binaire  $SiO_2/Al_2O_3$  vs  $K_2O/Na_2O$  de discrimination montrant la composition des micaschistes à grenat (d'après Wimmenauer, 1984).

## V.1.2. Caractères géochimiques

### V.1.2.1. Gneiss à grenat

Les données géochimiques des éléments majeurs, traces et terres rares issues de l'analyse des gneiss à grenat de la localité de Bidou I sont consignées dans les tableaux 5 et 6. Ces valeurs seront comparées à celles de la croûte continentale supérieure (CCS, Bathia, 1983 ; Bathia et Crook, 1986 ; Taylor et McLennan, 1985), des arkoses de la croûte (Pettijohn, 1963) et aux arkoses protérozoïques du district de Khammam en Inde (Singh, 2001).

#### V.1.2.1.1. Eléments majeurs

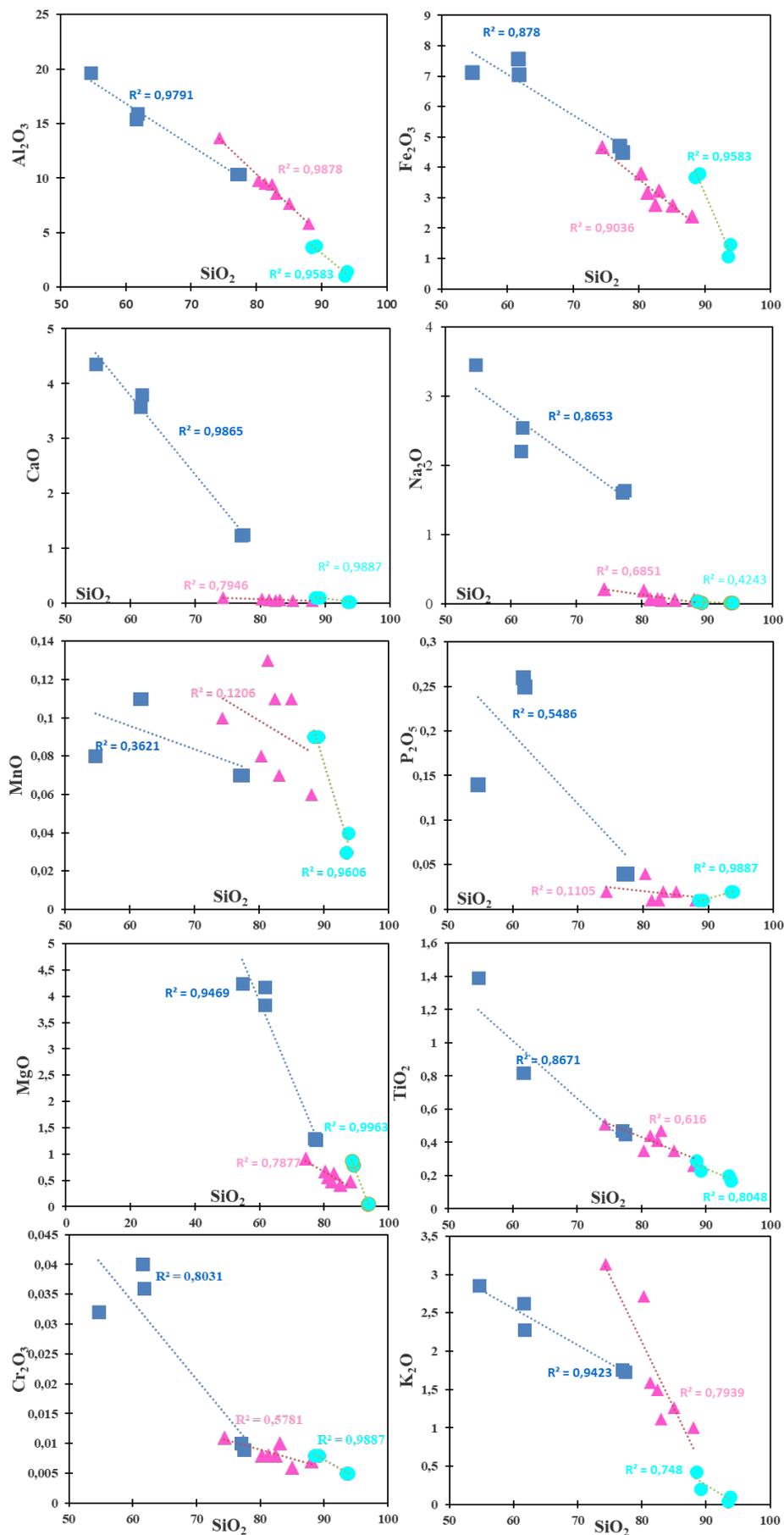
Les gneiss à grenat en comparaison à la CCS ont des teneurs moyennes en  $SiO_2$  élevées (82,08 % > 66 %). Le taux de  $Al_2O_3$  est faible (9,21 % < 15,2 %). Les concentrations en  $Fe_2O_3$  sont relativement faibles (3,25 % < 4,5 %). Le  $K_2O$  est faible (1,76 % < 2,8 %). La concentration moyenne en  $SiO_2$  est également supérieure à celle des arkoses de la croûte (77,1%), mais se rapproche de celle des arkoses protérozoïques (85,61 %). L' $Al_2O_3$  a une valeur moyenne supérieure à celle des arkoses de la croûte supérieure (3,87 %), mais a des valeurs basses à

élevées par rapport à celles des arkoses protérozoïques (8,70 %). La concentration moyenne du FeO<sub>3</sub> est supérieure à celle des arkoses de la croûte (1,5 %) et des arkoses protérozoïques (0,29 %). Les valeurs du K<sub>2</sub>O sont faibles à proches de celles des arkoses de la croûte (2,8 %), et inférieures aux arkoses protérozoïques (3,97 %).

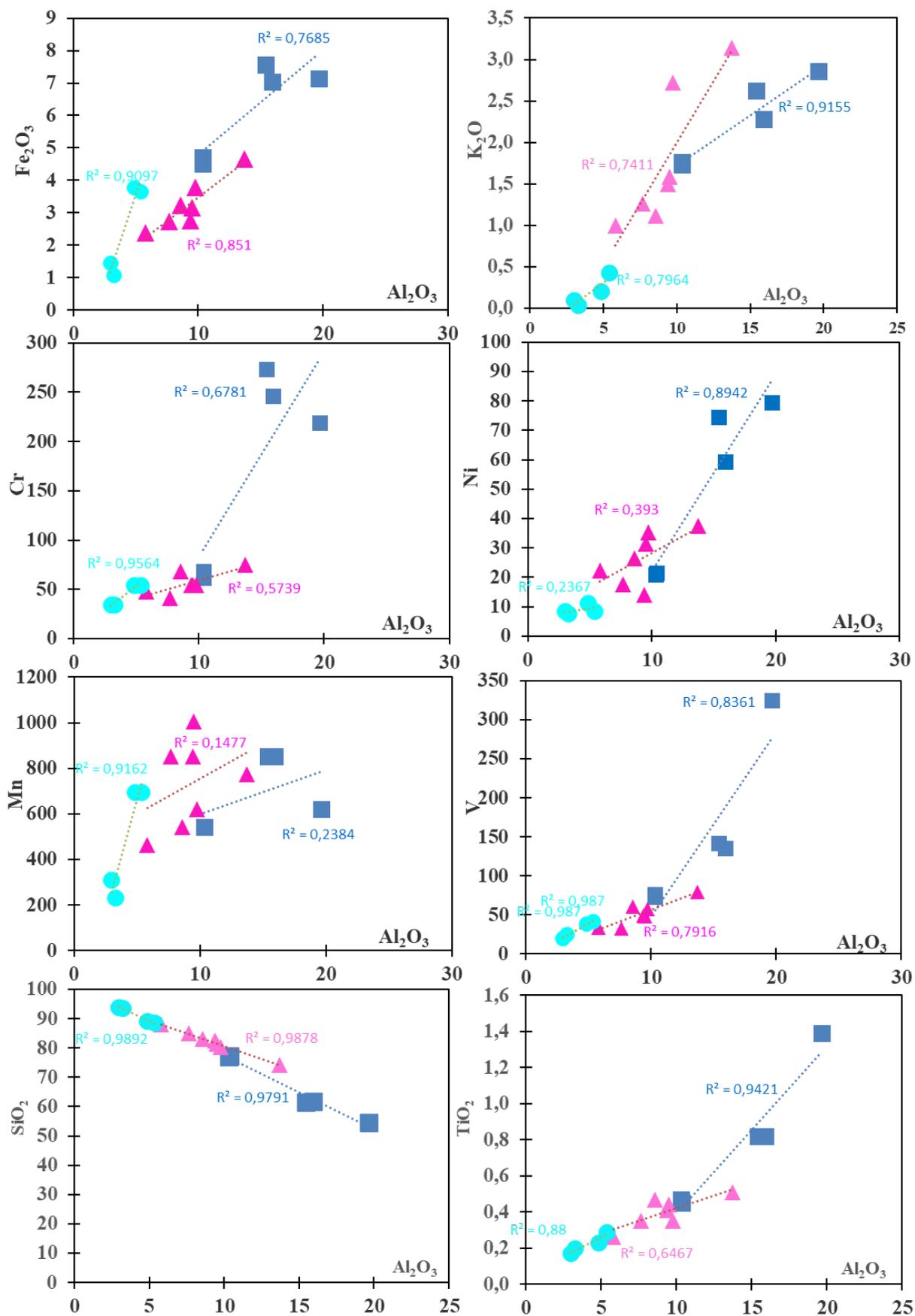
Les gneiss à grenat de Bidou I montrent une teneur moyenne en silice supérieure à celle des arkoses décrites dans le Bassin de Douala (75 %). L'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> est plus faible dans les gneiss de Bidou I (< 12,73%). La teneur moyenne en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> est plus élevée (> 1,37 %) tandis que la teneur en K<sub>2</sub>O est plus faible (< 4,88 %). Le TiO<sub>2</sub>, CaO, MnO, Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, MgO et Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> montrent des teneurs très faibles à négligeables comparativement à tous les référentiels. La somme des alcalins est comprise entre 1,32 et 3,36%. Les rapports K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O sont plus élevés dans les gneiss à grenat (14,32 à 22,71) tel que dans la croûte et les arkoses et suggèrent que le K<sub>2</sub>O est contenu dans le feldspath potassique (Cox et al., 1995).

**Tableau 5.** Composition géochimique des éléments majeurs des gneiss à grenat

Eléments	OB 37A	OB 37B	OB 37C	OB 40A	OB 40B	OB 42A	OB 42B	Moyenne
SiO <sub>2</sub>	85,05	82,42	81,32	83,06	88,06	74,34	80,31	82,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,67	9,41	9,51	8,57	5,81	13,72	9,75	9,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,73	2,77	3,15	3,24	2,38	4,67	3,79	3,2
MgO	0,42	0,48	0,56	0,63	0,48	0,92	0,67	0,6
CaO	0,05	0,05	0,06	0,07	0,05	0,11	0,08	0,1
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,22	0,19	0,1
K <sub>2</sub> O	1,26	1,5	1,59	1,12	1	3,14	2,72	1,8
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,41	0,44	0,47	0,26	0,51	0,35	0,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	<0,01	<0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,0
MnO	0,11	0,11	0,13	0,07	0,06	0,1	0,08	0,1
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,0
LOI	2,2	2,6	3	2,5	1,7	2,1	1,9	2,3
<b>TOTAL</b>	<b>99,94</b>	<b>99,93</b>	<b>99,92</b>	<b>99,93</b>	<b>99,95</b>	<b>99,89</b>	<b>99,92</b>	<b>99,9</b>
<b>K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O</b>	<b>21</b>	<b>21,43</b>	<b>22,71</b>	<b>18,67</b>	<b>16,67</b>	<b>14,27</b>	<b>14,32</b>	<b>18,4</b>
<b>K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O</b>	<b>1,32</b>	<b>1,57</b>	<b>1,66</b>	<b>1,18</b>	<b>1,06</b>	<b>3,36</b>	<b>2,91</b>	<b>1,9</b>
<b>K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>0,16</b>	<b>0,16</b>	<b>0,17</b>	<b>0,13</b>	<b>0,17</b>	<b>0,23</b>	<b>0,28</b>	<b>0,2</b>
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub></b>	<b>21,91</b>	<b>22,95</b>	<b>21,61</b>	<b>18,23</b>	<b>22,35</b>	<b>26,9</b>	<b>27,86</b>	<b>23,1</b>
<b>TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>0,05</b>	<b>0,04</b>	<b>0,05</b>	<b>0,05</b>	<b>0,04</b>	<b>0,04</b>	<b>0,04</b>	<b>0,0</b>
<b>Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O</b>	<b>0,05</b>	<b>0,05</b>	<b>0,04</b>	<b>0,05</b>	<b>0,06</b>	<b>0,07</b>	<b>0,07</b>	<b>0,1</b>
<b>SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>11,09</b>	<b>8,76</b>	<b>8,55</b>	<b>9,69</b>	<b>15,16</b>	<b>5,42</b>	<b>8,24</b>	<b>9,6</b>
<b>CIA</b>	<b>84,85</b>	<b>85,31</b>	<b>84,68</b>	<b>87,27</b>	<b>83,96</b>	<b>79,81</b>	<b>76,53</b>	<b>83,2</b>
<b>CIV</b>	<b>0,63</b>	<b>0,56</b>	<b>0,62</b>	<b>0,65</b>	<b>0,73</b>	<b>0,7</b>	<b>0,8</b>	<b>0,7</b>
<b>CIW</b>	<b>98,59</b>	<b>98,74</b>	<b>98,65</b>	<b>98,51</b>	<b>98,14</b>	<b>97,65</b>	<b>97,31</b>	<b>98,2</b>
<b>PIA</b>	<b>98,31</b>	<b>98,51</b>	<b>98,39</b>	<b>98,28</b>	<b>97,76</b>	<b>96,98</b>	<b>96,3</b>	<b>97,8</b>



**Figure 45.** Diagrammes de variation des éléments majeurs en fonction du SiO<sub>2</sub> des roches de la localité de Bidou I. La légende est la même que celle décrite à la figure 42.



**Figure 46.** Diagrammes de variation de quelques éléments majeurs et traces en fonction de  $Al_2O_3$ . La légende est la même que celle décrite à la figure 42.

---

Les forts rapports  $K_2O/Na_2O$  dans les gneiss témoignent d'une décomposition des plagioclases par rapport aux feldspaths potassiques lors de l'altération. Les rapports  $Na_2O/K_2O$  sont très faibles et compris entre 0,04 et 0,07, similaires à ceux de la croûte et des arkoses. L'analyse des diagrammes de variation des éléments majeurs montre une corrélation négative de tous les oxydes avec le  $SiO_2$  (Fig. 45). Les diagrammes binaires de quelques éléments en fonction de l' $Al_2O_3$  montrent une corrélation positive entre ces derniers excepté avec le  $SiO_2$  (Fig. 46).

#### V.1.2.1.2. Eléments traces

Les gneiss à grenat en comparaison à la teneur moyenne de la composition de la croûte continentale supérieure montrent des similitudes et des différences. Certains éléments ont des valeurs plus élevées que celles de la CCS à savoir : Zr (271,09 ppm > 193 ppm), Hf (7,57 ppm > 5,8 ppm), Th (13,64 ppm > 10 ppm) et Y (19,07 ppm > 10,3 ppm). D'autres ont des moyennes similaires à celles de la CCS : V (51,71 ppm ~ 60 ppm), Ni (26,39 ppm ~ 20 ppm), Co (18,81 ppm > 17,3 ppm) et Cu (23,71 ppm ~ 25 ppm) ; tandis que Ba (429,29 ppm < 628 ppm), Sr (27,53 ppm <<< 350 ppm), Rb (54,88 ppm < 112 ppm), Zn (16,42 ppm <<< 71 ppm), Nb (8,68 ppm < 25 ppm), Pb (4,58 ppm < 17 ppm), U (1,41 ppm < 2,8 ppm), Sc (8 ppm < 14 ppm) et Ga (9,05 ppm < 17,5 ppm) ont des valeurs inférieures à celle de la CCS.

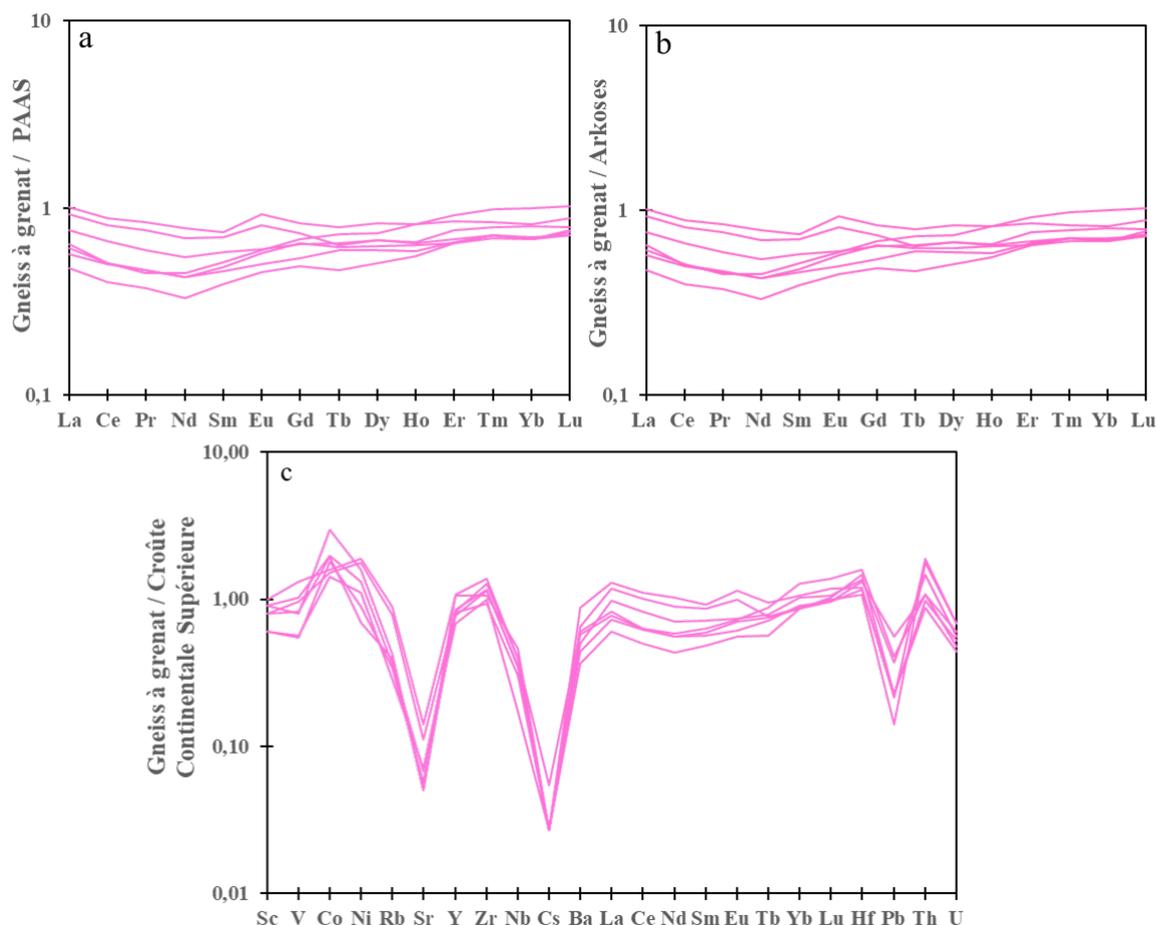
L'analyse des arkoses des sédiments plus récents du bassin de Douala montre que certains éléments ont des valeurs moyennes plus élevées dans les sédiments de Bidou I : Le Cu (>>> 1 ppm), le V (> 29,5 ppm), le Ni (> 12 ppm), le Co (> 11,25 ppm), l'Y (> 16,85 ppm) et le Sc (> 3,75 ppm). Les teneurs en Ba (< 1063 ppm), Rb (< 136 ppm), Th (< 14,27 ppm), Pb (<< 24,5 ppm), U (< 2,30 ppm) et Ga (< 13,7 ppm) sont faibles dans les gneiss de Bidou I. Certains éléments ont des valeurs moyennes similaires : le Nb (~8,4 ppm), le Zr (~299 ppm), le Zn (~16 ppm) et l'Hf (~8,23 ppm).

#### V.1.2.1.3. Terres rares (REE)

Les gneiss à grenat se caractérisent par un léger enrichissement en LREE ( $Ce_N/Sm_N = 0,98-1,18$ ) par rapport aux HREE ( $Gd_N/Yb_N = 0,68-1,07$ ), illustré par les valeurs élevées des rapports LREE/HREE (2,61 – 5,23) avec une somme de REE comprise entre 91,76 – 185,56 ppm. Les spectres des REE normalisées par rapport au PAAS, aux arkoses et à la CCS présentent des comportements similaires et illustrent le faible enrichissement en LREE par rapport aux HREE (Figs. 47a, b), avec une anomalie nulle à positive en Eu ( $Eu/Eu^* = 0,98 - 1,21$ ). Les spectres multiéléments montrent un comportement uniforme avec des anomalies négatives prononcées en Sr, Cs et Pb ; ainsi que de faibles anomalies positives en Co, Zr et Th (Fig. 47c).

**Tableau 6** : Analyses géochimiques des éléments traces et terres rares des gneiss à grenat

Echantillons	OB 37A	OB 37B	OB 37C	OB 40A	OB 40B	OB 42A	OB 42B	Moyenne
Ba	307	348	401	423	255	610	458	400,29
Sc	6	8	9	9	6	10	8	8,00
Co	18,1	19,3	29,4	19,6	14,3	15,8	15,2	18,81
Cs	0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,1	<0,1	<0,1	0,13
Ga	7,9	9,3	8,8	7,3	5,3	14,3	10,5	9,06
Hf	7,6	7,9	9,2	8,5	6,7	6,9	6,2	7,57
Nb	8,8	8,6	10,1	9,8	4,3	11,6	7,6	8,69
Rb	37,9	43,6	46,7	40,4	31,8	97,9	85,9	54,89
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1,00
Sr	19,9	17,6	18	23,6	25	49,7	38,9	27,53
Ta	0,8	0,8	0,9	0,6	0,3	0,8	0,6	0,69
Th	11,2	15,3	11,3	10,2	9,2	19,8	18,5	13,64
U	1,2	1,4	1,5	1,3	1,1	1,7	1,7	1,41
V	33	49	48	61	34	79	58	51,71
W	0,7	0,7	0,8	1	0,5	1,5	1,1	0,90
Zr	272,3	277,4	330,4	304,1	239,2	252,1	222,1	271,09
Mo	2,4	1,3	1,7	2,3	1,8	2,7	b	2,03
Cu	14,2	12,4	15,6	36,1	21,4	33,6	32,7	23,71
Pb	8,3	5,6	6,1	3,4	3,4	3,2	2,1	4,59
Zn	11	9	14	22	14	27	18	16,43
Ni	17,7	13,9	31,5	26,4	22,3	37,5	35,4	26,39
As	0,7	0,5	0,5	0,8	0,5	0,5	0,5	0,57
Au	1,7	1,3	0,5	0,6	0,9	1	1,3	1,04
Tl	1,3	0,3	1,5	0,3	0,2	0,2	0,1	0,56
La	21,7	29,2	23,3	24,6	18,2	38,7	35,3	27,29
Ce	39,8	52,9	40,6	40,4	31,9	70,5	64,3	48,63
Pr	4,09	5,23	3,98	4,13	3,3	7,41	6,73	4,98
Nd	14,5	18,4	15,2	14,5	11,2	26,5	23,3	17,66
Sm	2,56	3,21	2,86	2,67	2,18	4,14	3,87	3,07
Eu	0,54	0,65	0,64	0,62	0,49	1	0,87	0,69
Gd	2,52	2,99	3,17	3,02	2,27	3,86	3,43	3,04
Tb	0,46	0,5	0,56	0,48	0,36	0,61	0,49	0,49
Dy	2,78	3,13	3,45	2,91	2,38	3,86	3,13	3,09
Y	17,1	18,7	23,7	18,1	14,9	23,1	17,9	19,07
Ho	0,58	0,65	0,81	0,63	0,55	0,81	0,64	0,67
Er	1,88	2,18	2,62	1,84	1,84	2,42	1,95	2,10
Tm	0,29	0,32	0,4	0,29	0,28	0,34	0,29	0,32
Yb	1,98	2,25	2,81	1,91	1,91	2,31	1,93	2,16
Lu	0,31	0,34	0,44	0,33	0,31	0,38	0,32	0,35
La/Sc	<b>3,62</b>	<b>3,65</b>	<b>2,59</b>	<b>2,73</b>	<b>3,03</b>	<b>3,87</b>	<b>4,41</b>	3,41
Th/Sc	<b>1,87</b>	<b>1,91</b>	<b>1,26</b>	<b>1,13</b>	<b>1,53</b>	<b>1,98</b>	<b>2,31</b>	1,71
Zr/Hf	<b>35,83</b>	<b>35,11</b>	<b>35,91</b>	<b>35,78</b>	<b>35,7</b>	<b>36,54</b>	<b>35,82</b>	35,81
Th/Co	<b>0,62</b>	<b>0,79</b>	<b>0,38</b>	<b>0,52</b>	<b>0,64</b>	<b>1,25</b>	<b>1,22</b>	0,77
La/Co	<b>1,2</b>	<b>1,51</b>	<b>0,79</b>	<b>1,26</b>	<b>1,27</b>	<b>2,45</b>	<b>2,32</b>	1,54
Rb/Sr	<b>1,9</b>	<b>2,48</b>	<b>2,59</b>	<b>1,71</b>	<b>1,27</b>	<b>1,97</b>	<b>2,21</b>	2,02
Zr/Sc	<b>45,38</b>	<b>34,68</b>	<b>36,71</b>	<b>33,79</b>	<b>39,87</b>	<b>25,21</b>	<b>27,76</b>	34,77
Th/U	<b>9,33</b>	<b>10,93</b>	<b>7,53</b>	<b>7,85</b>	<b>8,36</b>	<b>11,65</b>	<b>10,88</b>	9,50
La/Th	<b>1,94</b>	<b>1,91</b>	<b>2,06</b>	<b>2,41</b>	<b>1,98</b>	<b>1,95</b>	<b>1,91</b>	2,02
Ti/Zr	<b>7,9</b>	<b>9,2</b>	<b>8,5</b>	<b>6,7</b>	<b>6,9</b>	<b>6,2</b>	<b>5,4</b>	7,26
Th/Yb	<b>5,66</b>	<b>6,8</b>	<b>4,02</b>	<b>5,34</b>	<b>4,82</b>	<b>8,57</b>	<b>9,59</b>	6,40
Ti/V	<b>63,59</b>	<b>50,16</b>	<b>54,96</b>	<b>46,19</b>	<b>45,85</b>	<b>38,7</b>	<b>36,18</b>	47,95
(La/Yb) N	<b>0,81</b>	<b>0,96</b>	<b>0,61</b>	<b>0,95</b>	<b>0,7</b>	<b>1,24</b>	<b>1,35</b>	0,95
(Gd/Yb) N	<b>0,77</b>	<b>0,8</b>	<b>0,68</b>	<b>0,96</b>	<b>0,72</b>	<b>1,01</b>	<b>1,08</b>	0,86
(Ce/Sm) N	<b>1,08</b>	<b>1,15</b>	<b>0,99</b>	<b>1,05</b>	<b>1,02</b>	<b>1,19</b>	<b>1,16</b>	1,09
(Eu/Eu*)N	<b>0,99</b>	<b>1</b>	<b>1,01</b>	<b>1,09</b>	<b>1,09</b>	<b>1,22</b>	<b>1,19</b>	1,08
(Ce/Ce*)N	<b>1</b>	<b>1,04</b>	<b>1,13</b>	<b>1</b>	<b>0,96</b>	<b>0,99</b>	<b>0,97</b>	1,01
LREE	<b>85,71</b>	<b>112,58</b>	<b>89,75</b>	<b>89,94</b>	<b>69,54</b>	<b>152,11</b>	<b>137,8</b>	105,35
HREE	<b>25,07</b>	<b>27,73</b>	<b>34,35</b>	<b>26,16</b>	<b>22,22</b>	<b>33,45</b>	<b>26,33</b>	27,90
ΣREE	<b>110,78</b>	<b>140,31</b>	<b>124,1</b>	<b>116,1</b>	<b>91,76</b>	<b>185,56</b>	<b>164,13</b>	133,25
LREE/HREE	<b>3,42</b>	<b>4,06</b>	<b>2,61</b>	<b>3,44</b>	<b>3,13</b>	<b>4,55</b>	<b>5,23</b>	3,78



**Figure 47.** Spectres de terres rares des gneiss à grenat : **(a)** normalisés d'après les valeurs du PAAS (Mclennan, 1989 ; Taylor et Mclennan, 1985) ; **(b)** normalisés d'après les valeurs moyennes des arkoses de Douala (d'après Ngeutchoua et al., 2017) ; **(c)** Spectres multiéléments normalisés aux valeurs de la CCS (d'après Taylor et Mclennan, 1985).

### V.1.2.2 Micaschistes à grenat

Les données géochimiques des éléments majeurs, en traces et terres rares des micaschistes à grenat de la localité de Bidou I sont consignées dans les tableaux 7 et 9. La composition chimique de ces roches est comparée avec celles des grauwackes riches et pauvres en quartz (Taylor et Mclennan, 1985), des grauwackes archéens (Pettijohn, 1975 ; Taylor et Mclennan, 1985 ; Condie, 1993 ; Toulkeredis et al., 1999) et protérozoïques (Condie, 1993).

#### V.1.2.2.1. Eléments majeurs

Les micaschistes à grenat de Bidou I ont la composition des grauwackes riches en quartz (OB38A et OB38B) et des grauwackes pélitiques (c'est-à-dire pauvre en quartz : OB39A, OB39B et OB39C). Les éléments majeurs des grauwackes de Bidou I montrent de nombreu-

---

ses similitudes et de légères différences avec les grauwackes riches et pauvres en quartz (Tab. 8 : Taylor et McLennan, 1985).

La composition moyenne des éléments majeurs des micaschistes de Bidou I montrent des teneurs presque similaires à la composition de la CCS pour les éléments suivants : le SiO<sub>2</sub> (66,48~66 %), l'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14,34 % ~ 15,2 %), le FeO<sub>t</sub> (5,57 % ~ 5,6 %), le TiO<sub>2</sub> (0,79% ~ 0,64 %), le MgO (2,96 % ~ 2,48 %) et le P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,19 % ~ 0,15 %). D'autres éléments à l'instar de Na<sub>2</sub>O (2,3 % < 3,27 %) ont des teneurs plus faibles que celles de la croûte, qui sont néanmoins plus élevées que celles des gneiss, et illustrent la différence de proportion des plagioclases entre les deux types pétrographiques (Armstrong-Altrin et al., 2017). Les concentrations en CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, MnO et Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> négligeables dans la roche sont inférieures aux valeurs de la CCS.

La composition des éléments majeurs des micaschistes à grenat de Bidou I est semblable à celle des grauwackes archéens et paléoproterozoïques (Tab. 8 : Condie, 1993).

L'analyse des diagrammes de variation des éléments majeurs des micaschistes à grenat en fonction de la silice montre une corrélation négative de tous les éléments majeurs avec le SiO<sub>2</sub> (Fig. 45). De manière générale, les valeurs de SiO<sub>2</sub> dans les grauwackes sont élevées tandis que celles de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, MnO, MgO, CaO et Na<sub>2</sub>O sont faibles (Bhatia, 1983). Les diagrammes binaires de quelques éléments en fonction de l'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> montrent une corrélation positive entre ces derniers ; excepté avec la silice avec laquelle on observe une corrélation négative (Fig. 46).

#### V.1.2.2.2. Eléments traces

Les éléments traces des micaschistes à grenat de la localité de Bidou I ont des teneurs moyennes variables, elles sont : - soit similaires à la composition de la croûte en Rb (80 ppm~ 84 ppm), en Sc (12,60 ppm ~ 14 ppm), en Co (16,88 ppm~17,3 ppm), en Ni (51,12 ppm >47ppm), en Ga(14,90 ppm~17,75 ppm); - soit plus enrichies éléments tels : le Ba (1013 ppm > 628 ppm), le Sr (388 ppm > 350 ppm), le Zn (86 ppm > 67 ppm), le V (154,4 ppm > 97 ppm), le Zr (261,48 ppm > 193 ppm), le Th (16,72 ppm > 10,5 ppm) et l'Hf (6,78 ppm > 5,3 ppm); - soit appauvries en Pb (5,56 ppm < 17 ppm) et le Cu (16,32 ppm < 28 ppm).

Les valeurs des éléments comparativement aux grauwackes archéens (Taylor et McLennan, 1985) montrent un enrichissement de la localité de Bidou I en certains éléments à savoir le Ba (> 566 ppm), le Rb (> 64 ppm), le V (> 94 ppm), le Zr > 141,8 ppm), le Th (> 7,95 ppm) et l'Hf (> 2,8 ppm); un appauvrissement en d'autres tels: le Ni (<113ppm), le Zn (< 72 ppm), le Cu (<<< 363 ppm), le Co (<< 30 ppm) et le Ga (< 19,5 ppm) ; tandis que le Sr (~310 ppm) et le Sc (~13 ppm) ont des valeurs similaires à celles des grauwackes archéens.

**Tableau 7.** Analyses géochimiques des éléments majeurs des micaschistes à grenat

	OB 38A	OB 38B	OB 39A	OB 39B	OB 39C	Moyenne
SiO <sub>2</sub>	77,41	77,01	61,57	61,75	54,64	66,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,35	10,34	15,42	15,93	19,66	14,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,5	4,71	7,57	7,05	7,13	6,19
MgO	1,27	1,3	4,17	3,84	4,24	2,96
CaO	1,25	1,24	3,58	3,8	4,36	2,85
Na <sub>2</sub> O	1,64	1,61	2,21	2,55	3,45	2,29
K <sub>2</sub> O	1,73	1,76	2,62	2,28	2,86	2,25
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,47	0,82	0,82	1,39	0,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,04	0,26	0,25	0,14	0,15
MnO	0,07	0,07	0,11	0,11	0,08	0,09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,04	0,04	0,03	0,03
LOI	1,1	1,2	1,3	1,3	1,5	1,28
<b>TOTAL</b>	<b>99,88</b>	<b>99,88</b>	<b>99,78</b>	<b>99,78</b>	<b>99,66</b>	<b>99,80</b>
<b>K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O</b>	<b>1,05</b>	<b>1,09</b>	<b>1,19</b>	<b>0,89</b>	<b>0,83</b>	<b>1,01</b>
<b>K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O</b>	<b>3,37</b>	<b>3,37</b>	<b>4,83</b>	<b>4,83</b>	<b>6,31</b>	<b>4,54</b>
<b>K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>0,17</b>	<b>0,17</b>	<b>0,17</b>	<b>0,14</b>	<b>0,15</b>	<b>0,16</b>
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub></b>	<b>23</b>	<b>22</b>	<b>18,8</b>	<b>19,43</b>	<b>14,14</b>	<b>19,47</b>
<b>TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>0,04</b>	<b>0,05</b>	<b>0,05</b>	<b>0,05</b>	<b>0,07</b>	<b>0,05</b>
<b>Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O</b>	<b>0,95</b>	<b>0,91</b>	<b>0,84</b>	<b>1,12</b>	<b>1,21</b>	<b>1,01</b>
<b>SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>7,48</b>	<b>7,45</b>	<b>3,99</b>	<b>3,88</b>	<b>2,78</b>	<b>5,12</b>
<b>CIA</b>	<b>69,14</b>	<b>69,16</b>	<b>64,71</b>	<b>64,86</b>	<b>64,82</b>	<b>66,54</b>
<b>CIV</b>	<b>1,05</b>	<b>1,07</b>	<b>1,36</b>	<b>1,28</b>	<b>1,19</b>	<b>1,19</b>
<b>CIW</b>	<b>78,17</b>	<b>78,39</b>	<b>72,7</b>	<b>71,5</b>	<b>71,57</b>	<b>74,47</b>
<b>PIA</b>	<b>74,89</b>	<b>75,07</b>	<b>68,85</b>	<b>68,25</b>	<b>68,26</b>	<b>71,06</b>

**Tableau 8 :** Tableau comparatif des moyennes des éléments majeurs des micaschistes à grenat de Bidou I et des grauwackes de la littérature.

Eléments	Grauwackes riches en quartz		Grauwackes pauvres en Quartz		Micaschistes de Bidou I	(Condie, 1993)	
	Bidou I (OB38)	(Taylor et McLennan, 1985)	Bidou I (OB39)	(Taylor et McLennan, 1985)		Grauwackes archéens	Grauwackes protérozoïques
SiO <sub>2</sub>	77,21	78,39	59,32	58,57	66,48	65	65,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,345	11,05	17	16,85	14,34	15,2	15,5
FeO	4,14	3,86	7,25	9,66	5,57	5,5	6,1
MgO	1,285	1,82	4,08	3,26	2,96	3,5	2,2
CaO	1,245	0,29	3,91	5,37	2,85	2,5	2,5
Na <sub>2</sub> O	1,625	1,87	2,74	5,17	2,29	2,9	3
K <sub>2</sub> O	1,745	2,25	2,59	0,65	2,25	2,9	2,4
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,70	1,01	1,11	0,79	0,6	0,7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,16	0,22	0,20	0,15	0,12	0,15

---

Les données des grauwackes de Bidou I ont des similarités et des différences avec les grauwackes paléoprotérozoïques (Condie, 1993). Leur comparaison montre que ceux de Bidou I ont les teneurs plus élevées en Ba (> 600 ppm), Sr (> 290 ppm), Zr (> 156 ppm), Th (> 8 ppm), Hf (> 4 ppm) et V (> 111 ppm). D'autres éléments ont des concentrations plus faibles notamment le Pb (< 15 ppm), le Nb (< 10 ppm), le Sc (< 15 ppm), le Co (< 25 ppm), le Ni (< 68 ppm) et le Ta (< 0,76 ppm). Quelques éléments ont des teneurs semblables : le Rb (~ 80 ppm), et l'U (~1,8 ppm).

#### V.1.2.2.3. Terres rares

Le rapport  $(La/Yb)_N$  des micaschistes à grenat est compris entre 1,55 et 3,37. Ces rapports sont supérieurs à ceux des gneiss à grenat et montrent ainsi que les éléments traces des micaschistes à grenat ont subi un fractionnement plus élevé que celui ayant affecté les gneiss ( $(La/Yb)_N = 0,7 - 1,35$ ). Cependant ces rapports sont plus faibles que ceux obtenus pour la composition moyenne de la CCS (7,8 : Condie, 1993 ; 8,3 : Taylor et McLennan, 1985), les grauwackes archéens (21,45 : Da Silva et al., 2000 ; 6,56 : Toulkeridis et al., 1999 ; 6,15 : Rosengren et al., 2008) et tardi-archéens (8,5 : Condie, 1993).

Les données géochimiques des micaschistes à grenat montrent un enrichissement des LREE par rapport aux HREE illustrés par les rapports élevés LREE/HREE (5,15 – 10,61). Les spectres des Rees normalisés par rapport aux valeurs du PAAS et des grauwackes paléoprotérozoïques montrent des anomalies négatives en Ce, et des anomalies négatives et positives en Eu (Figs. 48a, b).

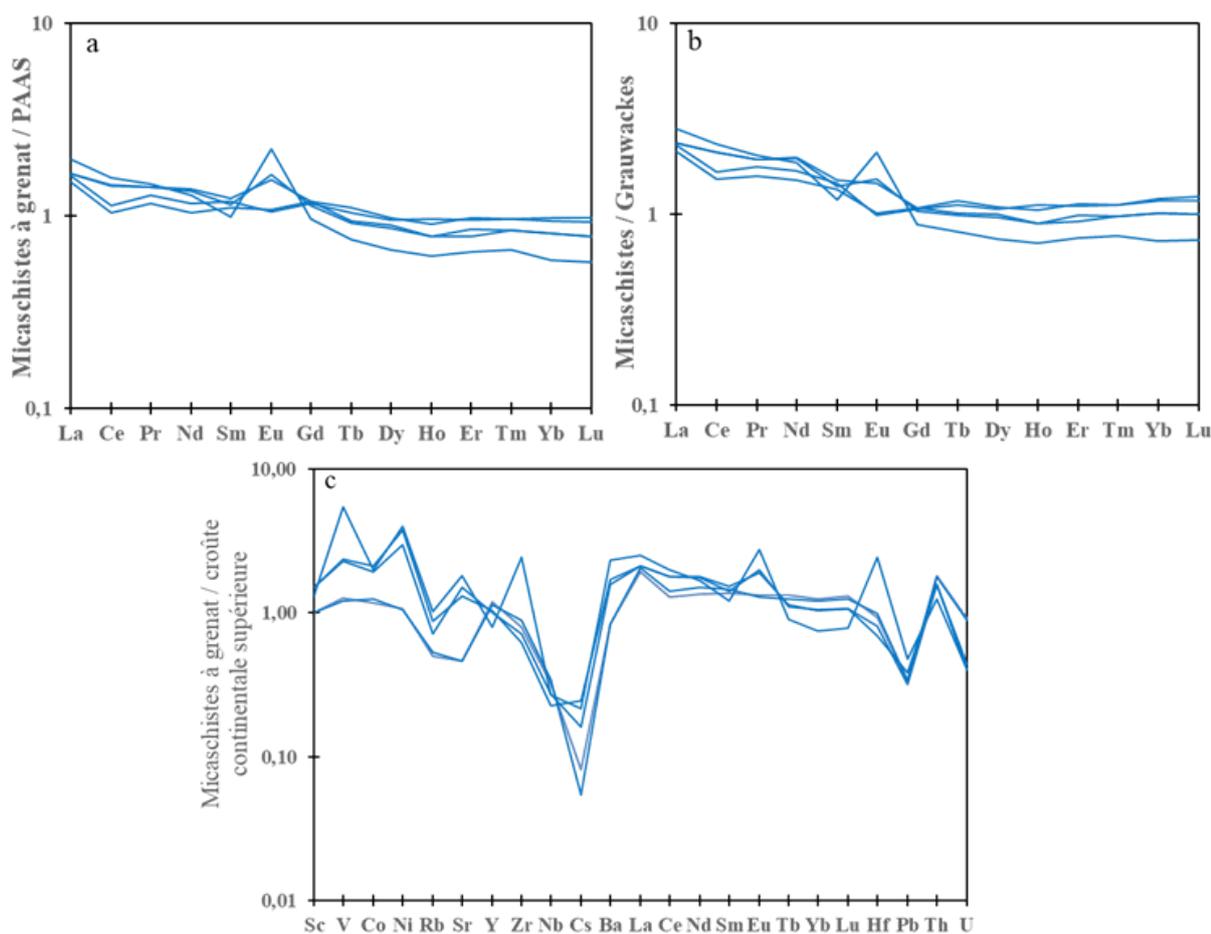
Les spectres multiéléments normalisés par rapport aux valeurs moyennes de la CCS montrent des comportements uniformes avec des anomalies positives et négatives en Eu, des anomalies prononcées en Cs et en Pb ; faibles en Sm et Rb ; et des anomalies positives en Ni, Sr, Hf et Th (Fig. 48c).

#### V.1.2.3. Quartzites à grenat

Les résultats de l'analyse géochimique des quartzites à grenat sont contenus dans les tableaux 10 et 11. Les échantillons OB41A et OB41B ont la composition des arkoses (Figs. 42, 43) tandis que les échantillons OB36A et OB36B proviennent des quartzites (Fig. 42) et des arénites lithiques (Fig. 43). Les données géochimiques de ces roches sont comparées à la composition de la CCS (Taylor et McLennan, 1985), des arkoses protérozoïques du district de Khammam en Inde (Singh, 2001), des grès protérozoïques (Condie, 1993) et des arkoses du bassin sédimentaire de Douala (Ngueutchoua et al., 2017).

**Tableau 9** : Analyses géochimiques des éléments traces et terres rares des micaschistes à grenat

Échantillons	OB 38A	OB 38B	OB 39A	OB 39B	OB 39C	Moyenne
Ba	586	585	1182	1096	1614	1012,6
Sc	10	10	15	15	13	12,6
Co	11,7	12,5	21,1	19,1	20	16,9
Cs	0,3	0,2	0,9	0,6	0,8	0,6
Ga	9,8	9,8	16,6	16,1	22,2	14,9
Hf	5,4	5,7	4	4,7	14,1	6,8
Nb	8,1	8,6	5,7	6,8	6,7	7,2
Rb	55,3	58,3	96,3	78	112,1	80,0
Sn	1	1	1	1	1	1,0
Sr	161,7	163	454,2	529,4	631,5	388,0
Ta	0,8	0,9	0,4	0,4	0,4	0,6
Th	18,9	18,8	16,4	16,5	13	16,7
U	2,3	2,2	1	1,1	1	1,5
V	76	73	142	136	325	150,4
W	0,7	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6
Zr	192	213,3	149,9	170,5	581,7	261,5
Mo	0,9	0,9	0,7	0,8	1	0,9
Cu	21,3	16,7	13,1	12,4	18,1	16,3
Pb	5	5,1	5,8	4,8	7,1	5,6
Zn	58	53	99	93	127	86,0
Ni	21,4	20,9	74,5	59,3	79,5	51,1
As	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Au	0,8	0,8	0,6	0,5	0,7	0,7
Tl	0,3	0,3	0,7	0,6	0,9	0,6
La	57,6	61,8	63,2	63,1	75,3	64,2
Ce	82,5	90,4	113,2	114,6	126,1	105,4
Pr	10,21	11,33	12,48	12,47	13	11,9
Nd	35,1	39,2	46,6	45,6	43,6	42,0
Sm	6,13	6,6	6,87	6,38	5,46	6,3
Eu	1,17	1,14	1,66	1,76	2,41	1,6
Gd	5,54	5,42	5,53	5,3	4,49	5,3
Tb	0,85	0,8	0,73	0,71	0,58	0,7
Dy	4,55	4,47	4,18	4,03	3,12	4,1
Y	26,3	24,9	22,7	22,2	17,4	22,7
Ho	0,9	0,96	0,77	0,77	0,61	0,8
Er	2,79	2,71	2,42	2,24	1,84	2,4
Tm	0,39	0,39	0,34	0,34	0,27	0,3
Yb	2,74	2,66	2,29	2,3	1,65	2,3
Lu	0,42	0,4	0,34	0,34	0,25	0,4
La/Sc	5,76	6,18	4,21	4,21	5,79	5,2
Th/Sc	1,89	1,88	1,09	1,1	1	1,4
Zr/Hf	35,56	37,42	37,48	36,28	41,26	37,6
Th/Co	1,62	1,5	0,78	0,86	0,65	1,1
La/Co	4,92	4,94	3	3,3	3,77	4,0
Rb/Sr	0,34	0,36	0,21	0,15	0,18	0,2
Zr/Sc	19,2	21,33	9,99	11,37	44,75	21,3
Th/U	8,22	8,55	16,4	15	13	12,2
La/Th	3,05	3,29	3,85	3,82	5,79	4,0
Ti/Zr	5,7	4	4,7	14,1	6,3	7,0
Th/Yb	6,9	7,07	7,16	7,17	7,88	7,2
Ti/V	35,5	38,6	34,62	36,15	25,64	34,1
(La/Yb) N	1,55	1,72	2,04	2,03	3,37	2,1
(Gd/Yb) N	1,22	1,23	1,46	1,39	1,65	1,4
(Ce/Sm) N	0,94	0,96	1,15	1,25	1,61	1,2
(Eu/Eu*)N	0,98	0,93	1,35	1,52	2,46	1,4
(Ce/Ce*)N	0,81	0,81	0,98	0,97	0,96	0,9
LREE	198,25	215,89	249,54	249,21	270,36	236,7
HREE	38,52	36,89	33,43	32,59	25,47	33,4
ΣREE	236,77	252,78	282,97	281,8	295,83	270,0
LREE/HREE	5,15	5,85	7,46	7,65	10,61	7,3



**Figure 48.** Spectres de terres rares des micaschistes à grenat : **(a)** Spectres normalisés par rapport au PAAS (McLennan, 1989 ; Taylor et McLennan, 1985) ; **(b)** Spectres des terres rares normalisés par rapport aux grauwaekes archéens (Toukeridis et al., 1999 ; Rosengren et al., 2008) ; **(c)** Spectres multiéléments normalisés par rapport à la CCS (d'après Taylor et McLennan, 1985).

### V.1.2.3.1. Eléments majeurs

Les éléments majeurs des quartzites à grenat de Bidou I montrent des similitudes et quelques différences avec les grès arkosiques protérozoïques (Condie, 1993) : certains éléments ont des valeurs moyennes proches :  $\text{SiO}_2$  (91,24~92,15 %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4,11 % ~ 3,87 %),  $\text{MgO}$  (0,44 % ~ 0,55 %) et  $\text{TiO}_2$  (0,22 % ~ 0,17 %). D'autres ont des valeurs différentes de celles des grès arkosiques ( $\text{FeO}$  (2,25 % >1,32 %),  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,03% <0,51%),  $\text{K}_2\text{O}$  (0,19% < 0,88%).

L'analyse des diagrammes de variation des éléments majeurs en fonction du  $\text{SiO}_2$  montre une corrélation négative avec le  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$  ; une corrélation positive avec le  $\text{P}_2\text{O}_5$  et une corrélation nulle avec le  $\text{Na}_2\text{O}$  et le  $\text{CaO}$  (Fig. 46). Les diagrammes binaires de quelques éléments en fonction de l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  montrent une corrélation positive entre ces derniers, excepté avec la silice (Fig. 47).

**Tableau 10.** Analyses géochimiques des éléments majeurs des quartzites à grenat

	<b>OB 36A</b>	<b>OB 36B</b>	<b>OB 41A</b>	<b>OB 41B</b>	<b>Moyenne</b>
SiO <sub>2</sub>	93,49	93,82	89,15	88,5	91,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,25	2,96	4,84	5,37	4,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,08	1,47	3,79	3,67	2,50
MgO	0,05	0,06	0,79	0,87	0,44
CaO	0,03	0,03	0,11	0,11	0,07
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03
K <sub>2</sub> O	0,04	0,1	0,2	0,43	0,19
TiO <sub>2</sub>	0,2	0,17	0,23	0,29	0,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,02	0,01	<0,01	0,02
MnO	0,03	0,04	0,09	0,09	0,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
LOI	1,7	1,3	0,7	0,5	1,05
<b>TOTAL</b>	<b>99,97</b>	<b>99,98</b>	<b>99,93</b>	<b>99,93</b>	<b>99,95</b>
<b>K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O</b>	<b>2</b>	<b>5</b>	<b>10</b>	<b>10,75</b>	<b>6,94</b>
<b>K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O</b>	<b>0,06</b>	<b>0,12</b>	<b>0,22</b>	<b>0,47</b>	<b>0,22</b>
<b>K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>0,01</b>	<b>0,03</b>	<b>0,04</b>	<b>0,08</b>	<b>0,04</b>
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub></b>	<b>16,25</b>	<b>17,41</b>	<b>21,04</b>	<b>18,52</b>	<b>18,31</b>
<b>TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>0,06</b>	<b>0,06</b>	<b>0,05</b>	<b>0,05</b>	<b>0,06</b>
<b>Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O</b>	<b>0,5</b>	<b>0,2</b>	<b>0,1</b>	<b>0,09</b>	<b>0,22</b>
<b>SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>28,77</b>	<b>31,7</b>	<b>18,42</b>	<b>16,48</b>	<b>23,84</b>
<b>CIA</b>	<b>97,31</b>	<b>95,18</b>	<b>93,62</b>	<b>90,25</b>	<b>94,09</b>
<b>CIV</b>	<b>0,44</b>	<b>0,63</b>	<b>1,06</b>	<b>1,01</b>	<b>0,79</b>
<b>CIW</b>	<b>98,48</b>	<b>98,34</b>	<b>97,38</b>	<b>97,28</b>	<b>97,87</b>
<b>PIA</b>	<b>98,47</b>	<b>98,28</b>	<b>97,27</b>	<b>97,05</b>	<b>97,77</b>

### V.1.2.3.2. Eléments traces

La teneur moyenne des éléments en trace dans les quartzites à grenat est variable et présente des similitudes et différences avec celles de la croûte. Le Ba (10-102ppm, moyenne : 43,75 ppm << 628 ppm), le Sr (6,6 ppm << 350 ppm), le Rb (6,2 << 112 ppm), le V (31,5ppm<97ppm), le Ga (3,6ppm < 17 ppm), le Nb (5,12 ppm<<12 ppm), le Co (7,5 ppm <17,3 ppm), l'U (0,72 ppm < 2,7 ppm), le Pb (2,72 ppm < 17 ppm), le Ni (8,95 ppm < 47 ppm), le Sc (4,25 ppm <14 ppm) et le Ta (0,60 ppm < 0,9 ppm) présentent des valeurs moins riches par rapport à la croûte ; tandis que les éléments plus riches que la croûte comprennent le Zr (214,17 ppm >>190 ppm). Les éléments avec des teneurs proches ou similaires sont Hf (5,8 ppm ~5,3 ppm), Zn (1-174 : 62,75 ppm ~ 67 ppm), Cu (20,15 ppm ~28 ppm) et Th (7,25 ppm ~ 10,5 ppm). Comparativement aux arkoses protérozoïques, les arkoses de Bidou I ont des teneurs faibles en Ba (43,75 ppm << 190 ppm), Sr (6,6 ppm << 27 ppm), Rb (6,2ppm <<30ppm), U (0,72 ppm < 1,2 ppm), Pb (2,72 ppm < 20 ppm) et Ni (8,95 ppm < 11 ppm) ; et

**Tableau 11** : Analyses géochimiques des éléments traces et terres rares des quartzites à grenat

Echantillons	OB 36A	OB 36B	OB 41A	OB 41B
Ba	10,00	24,00	39,00	102,00
Sc	3,00	3,00	5,00	6,00
Co	9,80	7,60	6,40	6,20
Cs	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ga	3,10	2,80	4,30	4,20
Hf	6,30	5,70	5,00	6,10
Nb	5,10	4,20	5,10	6,10
Rb	1,10	2,90	6,30	14,40
Sn	1,00	1,00	1,00	1,00
Sr	5,30	4,30	5,80	11,00
Ta	0,60	0,50	0,60	0,70
Th	5,70	5,90	6,10	11,30
U	0,70	0,70	0,60	0,90
V	25,00	20,00	39,00	42,00
W	0,70	0,60	0,70	0,70
Zr	234,30	202,20	183,30	236,90
Mo	1,30	1,40	3,80	1,60
Cu	11,40	25,40	31,70	12,10
Pb	2,20	4,00	2,30	2,40
Zn	1,00	4,00	174,00	72,00
Ni	7,60	8,40	11,40	8,40
As	0,50	0,50	0,80	0,50
Au	2,10	1,10	0,50	0,60
Tl	0,10	0,10	0,10	0,10
La	10,30	9,10	12,50	21,70
Ce	17,80	15,80	23,70	39,90
Pr	1,83	1,67	2,53	4,34
Nd	6,40	6,00	9,00	15,90
Sm	1,05	0,93	1,83	2,74
Eu	0,07	0,08	0,10	0,24
Gd	0,94	1,05	2,10	2,57
Tb	0,16	0,19	0,37	0,38
Dy	1,04	1,42	2,42	2,49
Y	8,00	9,40	15,40	15,20
Ho	0,25	0,31	0,57	0,56
Er	0,88	1,12	1,63	1,70
Tm	0,14	0,16	0,26	0,25
Yb	1,06	1,07	1,66	1,66
Lu	0,17	0,18	0,27	0,26
<b>La/Sc</b>	<b>3,43</b>	<b>3,03</b>	<b>2,50</b>	<b>3,62</b>
<b>Th/Sc</b>	<b>1,90</b>	<b>1,97</b>	<b>1,22</b>	<b>1,88</b>
<b>Zr/Hf</b>	<b>37,19</b>	<b>35,47</b>	<b>36,66</b>	<b>38,84</b>
<b>Th/Co</b>	<b>0,58</b>	<b>0,78</b>	<b>0,95</b>	<b>1,82</b>
<b>La/Co</b>	<b>1,05</b>	<b>1,20</b>	<b>1,95</b>	<b>3,50</b>
<b>Rb/Sr</b>	<b>0,21</b>	<b>0,67</b>	<b>1,09</b>	<b>1,31</b>
<b>Zr/Sc</b>	<b>78,10</b>	<b>67,40</b>	<b>36,66</b>	<b>39,48</b>
<b>Th/U</b>	<b>8,14</b>	<b>8,43</b>	<b>10,17</b>	<b>12,56</b>
<b>La/Th</b>	<b>1,81</b>	<b>1,54</b>	<b>2,05</b>	<b>1,92</b>
<b>Ti/Zr</b>	<b>5,70</b>	<b>5,00</b>	<b>6,10</b>	<b>5,78</b>
<b>Th/Yb</b>	<b>5,38</b>	<b>5,51</b>	<b>3,67</b>	<b>6,81</b>
<b>Ti/V</b>	<b>47,96</b>	<b>50,96</b>	<b>35,36</b>	<b>41,40</b>
<b>(La/Yb) N</b>	<b>0,72</b>	<b>0,63</b>	<b>0,56</b>	<b>0,97</b>
<b>(Gd/Yb) N</b>	<b>0,54</b>	<b>0,59</b>	<b>0,77</b>	<b>0,94</b>
<b>(Ce/Sm) N</b>	<b>1,18</b>	<b>1,18</b>	<b>0,90</b>	<b>1,02</b>
<b>(Eu/Eu*)N</b>	<b>0,33</b>	<b>0,38</b>	<b>0,24</b>	<b>0,45</b>
<b>(Ce/Ce*)N</b>	<b>0,99</b>	<b>0,99</b>	<b>0,97</b>	<b>0,98</b>
<b>LREE</b>	<b>38,39</b>	<b>34,63</b>	<b>51,76</b>	<b>87,39</b>
<b>HREE</b>	<b>11,53</b>	<b>13,67</b>	<b>22,31</b>	<b>22,24</b>
<b>ΣREE</b>	<b>49,92</b>	<b>48,30</b>	<b>74,07</b>	<b>109,63</b>
<b>LREE/HREE</b>	<b>3,33</b>	<b>2,53</b>	<b>2,32</b>	<b>3,93</b>

---

élevées en Zr (214,17 ppm >>89 ppm), V (31,5 ppm > 29 ppm), Nb (5,12 ppm > 3,7 ppm), Co (7,5 ppm > 2,8 ppm), Th (7,25 ppm > 4,2 ppm), Sc (4,25 ppm > 2,4 ppm), Ta (0,60 ppm > 0,24 ppm) et Hf (5,8 ppm > 2,5 ppm).

Les teneurs moyennes des éléments traces des arkoses de Bidou I sont soit supérieures à celles des sédiments récents du bassin de Douala pour les éléments tels que le Cu (> 4 ppm), le Sc (> 3,75 ppm) et le Zn (> 16 ppm); soit inférieures à celles-ci en Ba (<<1063 ppm), Sr (6,6ppm <<203ppm), Zr (214,17 ppm << 299 ppm), Rb (6,2 ppm << 136,4 ppm), V (31,5ppm < 29,5 ppm), Ga (3,6 ppm < 13,7ppm), Nb (5,12 ppm << 8,4 ppm), Co (7,5 ppm < 11,25 ppm), Th (7,25 ppm <14,27 ppm), U (0,72 ppm < 2,30 ppm), Pb (2,72 ppm < 24,5 ppm), Ni (8,95 ppm < 12 ppm) et Hf (5,8 ppm < 8,23ppm); ou sensiblement égales (Ta : 0,60 ppm ~ 0,68 ppm).

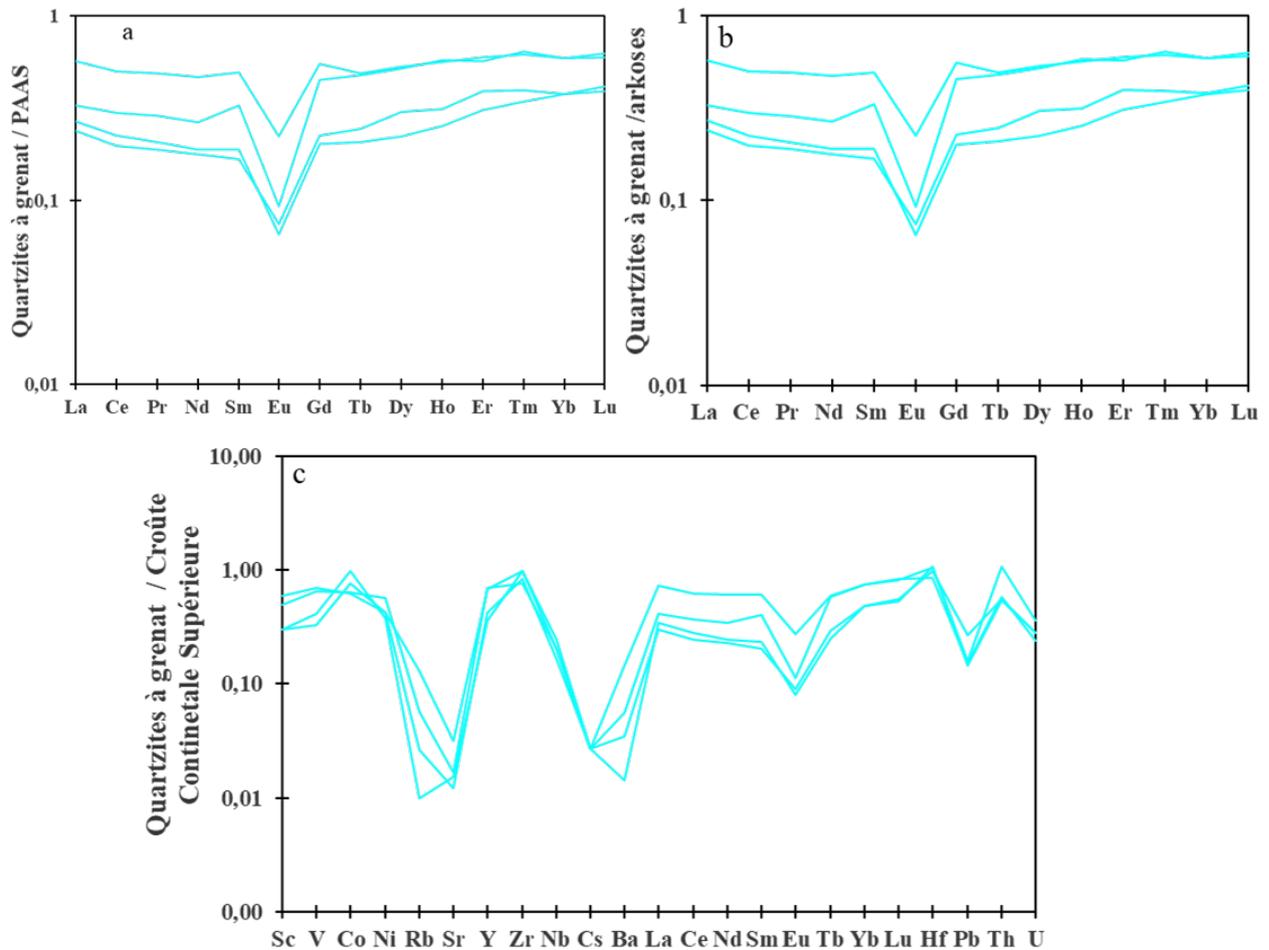
### V.1.2.3.3. Terres rares

Les Terres rares des quartzites à grenat de la localité de Bidou I normalisées par rapport au PAAS montrent que ces roches sont faiblement fractionnées  $(La/Yb)_N = 0,55 - 0,96$ . Elles se caractérisent par un enrichissement en LREEs  $(Ce/Sm)_N = 0,90 - 1,18$ ;  $LREE/HREE = 2,32- 3,33$  par rapport aux HREEs  $(Gd/Yb)_N = 0,53 - 0,93$ . Les spectres des terres rares normalisées par rapport aux valeurs du PAAS et de la CCS montrent des comportements identiques avec une anomalie négative très prononcée en Eu  $(Eu/Eu^* = 0,24 - 0,45$  : Figs. 49a, b). Les spectres multiéléments montrent des anomalies négatives en Rb, Ba, Eu et Pb; tandis que les anomalies positives sont observées pour le Zr, La, Hf, Co et Th (Fig. 49c).

Une étude comparative de la composition chimique moyenne en terres rares des métasédiments de la localité de Bidou I avec celles des métasédiments environnants a été réalisée dans cette étude (tableau 12). Il s'agit des métasédiments de Grand Zambé (Moudiogh et al., 2020), de Messondo (Nzepang Tankwa, 2020), de Kpwa-Atog-Boga (Soh Tamehe et al., 2018) et du groupe du Ntem (Chombong et al., 2013).

Les spectres des REEs normalisées par rapport au PAAS (McLennan, 1989) montrent un comportement similaire pour les terres rares légères exceptés pour les métasédiments de Messondo (Fig. 50).

Les rapports  $(Ce/Sm)_N$  et  $(Gd/Yb)_N$  montrent un enrichissement en terres rares légères par rapport aux HREEs dans les gneiss à grenat, les quartzites à grenat, ainsi que les métasédiments du Ntem (Tab. 12). Les micaschistes à grenat de Bidou I, ceux de grand Zambé, Messondo et de Kpwa-Atog-Boga par contre montrent un enrichissement des terres rares lourdes par rapport aux terres rares légères (Tab. 12).



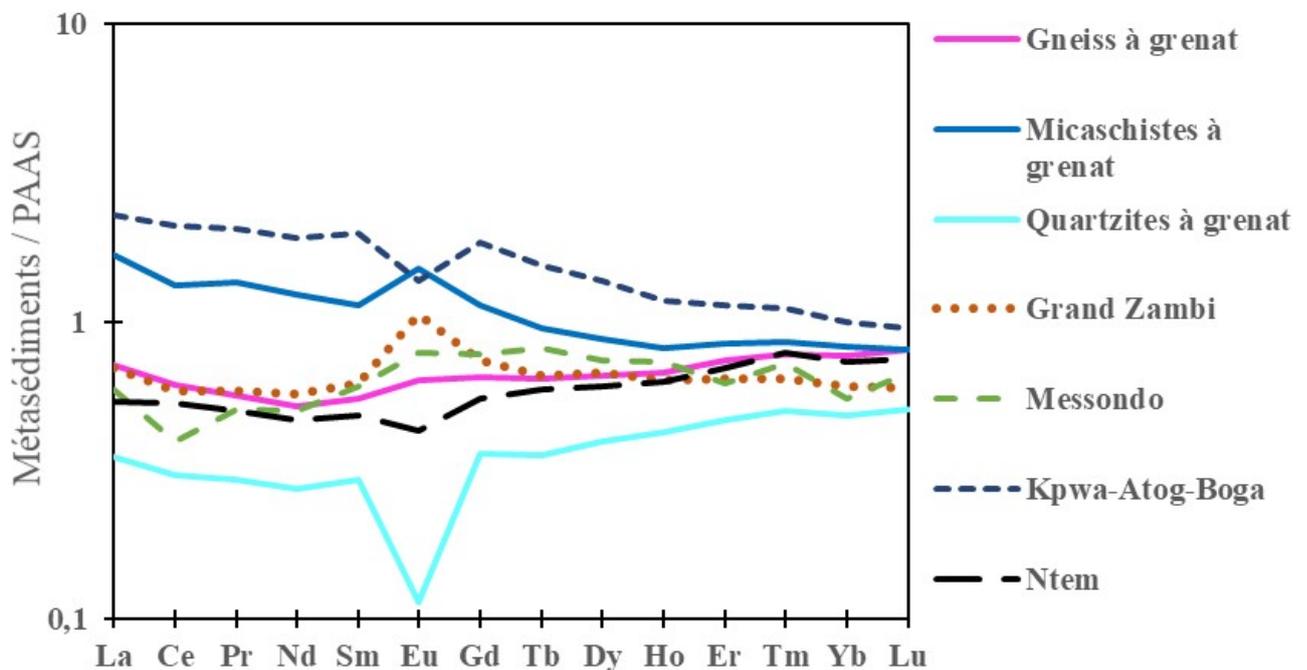
**Figure 49.** Spectres de terres rares des quartzites à grenat : **(a)** Spectres normalisés d'après les valeurs de la Croûte Continentale Supérieure ; **(b)** Spectres normalisés d'après le PAAS ; **(c)** Spectres multiéléments normalisés aux valeurs de la CCS. Les valeurs de normalisation sont celles décrites par Taylor et McLennan, (1985).

Les spectres des terres des micaschistes à grenat montrent une anomalie négative en Ce similaire à celle des métasédiments de Messondo (Fig. 50).

Les gneiss à grenat de Bidou I montrent une légère anomalie en Eu, qui est similaire à celle des métasédiments de Messondo. Cette anomalie positive en Eu est un peu plus prononcée pour les micaschistes à grenat et les métasédiments de Grand Zambi. L'anomalie négative en Eu est visible dans les quartzites à grenat dans lesquels elle est très prononcée similairement aux métasédiments du groupe du Ntem et de Kpwa-Atog-Boga (Fig. 50).

**Tableau 12.** Tableau comparatif des valeurs moyennes des terres rares des métasédiments de Bidou I et de celles des métasédiments environnants.

REEs	Cette étude n=16			Grand Zambi n=2	Kwpa-Atog - Boga n=5	Messondo n= 12	Ntem n=2
	Gneiss à grenat	Micaschistes à grenat	Quartzites à grenat				
La	27,29	64,20	13,40	26,6	87,24	22,46	20,45
Ce	48,63	105,36	24,30	46,6	166,86	31,45	42,2
Pr	4,98	11,90	2,59	5,15	18,12	4,48	4,42
Nd	17,66	42,02	9,33	19,35	64,64	16,97	15,75
Sm	3,07	6,29	1,64	3,46	10,93	3,38	2,69
Eu	0,69	1,63	0,12	1,14	1,48	0,85	0,465
Gd	3,04	5,26	1,67	3,44	8,64	3,61	2,565
Tb	0,49	0,73	0,28	0,51	1,19	0,63	0,46
Dy	3,09	4,07	1,84	3,15	6,39	3,46	2,845
Ho	19,07	22,70	12,00	0,63	1,17	0,73	0,62
Er	0,67	0,80	0,42	1,83	3,23	1,77	1,995
Tm	2,10	2,40	1,33	0,26	0,45	0,29	0,32
Yb	0,32	0,35	0,20	1,7	2,8	1,56	2,06
Lu	2,16	2,33	1,36	0,26	0,41	0,29	0,325
(Ce/Sm) <sub>N</sub>	<b>1,09</b>	<b>1,18</b>	<b>1,07</b>	<b>0,94</b>	<b>1,06</b>	<b>0,64</b>	<b>1,09</b>
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	<b>0,86</b>	<b>1,39</b>	<b>0,71</b>	<b>1,22</b>	<b>1,86</b>	<b>1,40</b>	<b>0,75</b>



**Figure. 50.** Spectres comparatifs des REEs de Bidou I avec celles des groupes du Nyong et du Ntem

*En somme,*

*Les caractères géochimiques des roches métamorphiques de Bidou I montrent que celles-ci sont des métasédiments acides. Les protolites de ces roches ont la composition des*

---

*arkoses, des grauwackes et des arénites avec une légère proportion argileuse. De plus les teneurs en Sr très élevées démontrent leur nature semi-pélitique. Les roches présentent toutes un léger enrichissement des LREE par rapport aux HREE avec quelques teneurs notables en HREE dues à l'abondance de zircon dans les roches; cet enrichissement peut être dû à la présence des minéraux accessoires tels que le sphène, l'allanite et l'apatite. Les métagrauwackes sont plus fractionnés que les méta-arkoses.*

*Les spectres des rares montrent des comportements uniformes pour chaque type lithologique, et définissent des anomalies nulles, positives et négatives en Eu, très prononcées dans les quartzites à grenat.*

## **V.2. AGE DES FORMATIONS DE BIDOU I**

Cette section porte sur l'étude géochronologique menée sur les zircons de deux échantillons représentatifs les plus zirconifères des gneiss à grenat et des micaschistes à grenat compte tenu de leur abondance sur le terrain et leur état de déformation. Ces roches sont les meilleures candidates pour dater les âges les événements tectono-métamorphiques et/ou magmatiques qui ont affectés la région de Bidou I. Les résultats analytiques (âges U-Pb sur zircon) sont reportés dans les [tableaux 12 et 13](#).

### **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 et de mieux appréhender la signification des âges obtenus sur ces derniers.

### **V.2.2. Morphologie des zircons analysés**

#### **V.2.2.1. Les gneiss à grenat (Ech. OB 37)**

Les images CL montrent que les zircons des gneiss à grenat ont des morphologies et des tailles différentes. L'on note des formes allongées, arrondies, en poire, et certains cristaux sont tronqués. Les teneurs en U sont comprises entre 157,90 et 325,77 ppm, tandis que celles en Th varient de 7,22 à 291,69 ppm. Les rapports Th/U varient de 0,06 à 0,98.

- **Les zircons magmatiques allongés** montrent que les cristaux sont identiques du point de vue de leurs structures internes avec des bordures automorphes et prismatiques. Ces grains ont des tailles comprises entre 69 et 115  $\mu\text{m}$  ([Figs. 51a-l](#)). Dans la plupart des cas, l'on note un zonage régulier bien conservé du cœur vers les bordures, tandis que d'autres présentent un zonage sectoriel ([Figs. 51i-h](#)) typique des zircons magmatiques ([Pidgeon, 1992](#)). Les grains [j](#), [k](#) et [l](#) sont caractérisés par des multifaces homogènes montrant un fin zonage oscillatoire. Certains cristaux ([f](#), [g](#), [j](#) et [k](#)) montrent également de fines couronnes de métamictisation, ce

---

qui est typique d'une croissance au cours du métamorphisme. On observe également une fracture sur le grain **k**.

- **Les zircons allongés avec cœurs** montrent des bordures bien arrondies avec des tailles comprises entre 97 et 103  $\mu\text{m}$  (Fig.51III). La plupart des grains montrent des cœurs très sombres avec des couronnes de nébulitisation qui traduisent la croissance métamorphique, à l'exception du zircon **IIc** qui a un cœur multifacetté. Ce dernier porte deux enveloppes dont la première montre une relique de zonage magmatique et le second une surcroissance métamorphique. L'on observe également des fractures et des inclusions dans ce zircon.

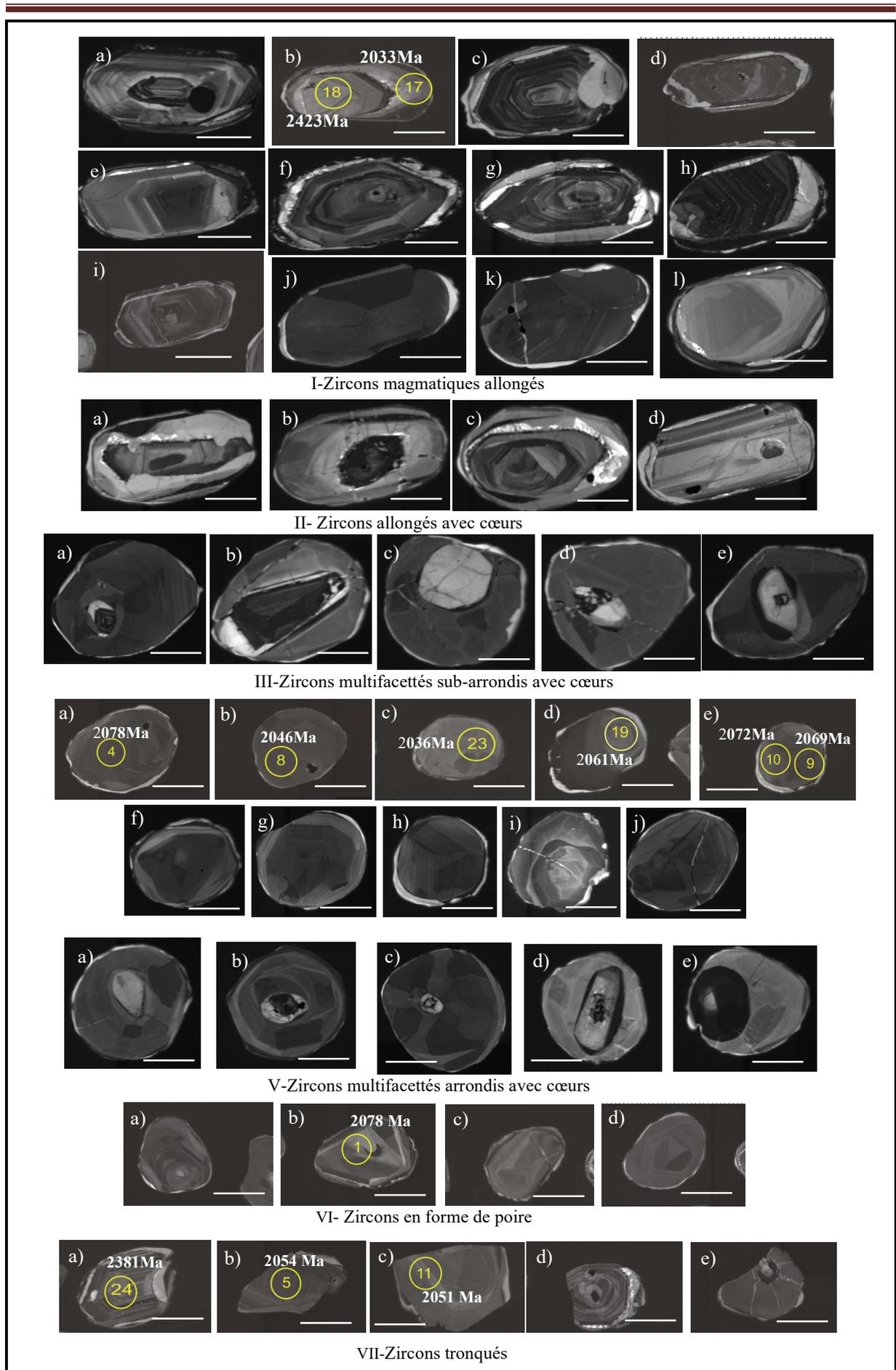
- **Les zircons subarrondis multifacettés avec cœurs** sont caractérisés par de fines bordures nébulitisées indiquant une croissance métamorphique, avec des tailles variant entre 80 et 87  $\mu\text{m}$  (Fig. 51III). La plupart des grains sont subautomorphes à l'exception des grains **III d** et **III e** qui présentent une forme ovoïde. Les cristaux (**III a**, **d** et **e**) ont des cœurs subarrondis en cours d'homogénéisation, tandis que le grain **III b** a un cœur allongé, sombre avec un début de métamictisation aux deux extrémités. Le cristal **III c** quant à lui a un cœur complètement homogénéisé et fracturé.

- **Les zircons multifacettés arrondis sans cœurs avec bordures nébulitisées** présentent pour la majorité des multifaces avec des dimensions comprises entre 43 et 70  $\mu\text{m}$  (Fig. 51IV). L'on note une absence de structure interne à l'exception des grains (**IV a** et **b** ; **IV i** et **j**) qui présentent respectivement des inclusions et des fractures. Le zircon **IV a** montre des reliques de zoning visibles. La plupart des cristaux montrent des bordures arrondies à subarrondies finement métamictisées, excepté le cristal **IV h** qui montre une large bordure.

- **Les zircons arrondis multifacettés avec cœurs et bordures métamictisées** sont caractérisés par des multifaces avec des dimensions variant entre 60 et 73  $\mu\text{m}$  (Fig. 51V). Les cristaux **V a**, **b** et **c** ont des cœurs subarrondis en cours d'homogénéisation. Le grain **V d** montre un cœur allongé portant une enveloppe sombre tandis que le cristal **V e** montre un cœur arrondi complètement homogénéisé et sombre.

- **Les zircons en forme de poire** ont des tailles variables entre 41 et 60  $\mu\text{m}$  (Fig. 51VI). Ils sont multifacettés. L'on observe par endroit une métamictisation de bordure qui traduit la perte d'uranium au cours du dernier évènement thermique.

- **Les zircons tronqués** ont des tailles variant entre 43 et 69  $\mu\text{m}$  (Fig. 51VII). L'on note une nébulitisation de bordure autour des cristaux (**VII a**, **c** et **e**), ce qui traduit une perte d'uranium. Certains cristaux montrent un zonage régulier (**VII a**, **d**) tandis que d'autres sont fracturés (**VII e**).



**Figure 51.** Images cathodoluminescences (CL) des zircons des gneiss à grenat (Ech. OB 37)

---

### V.2.2.2. Micaschistes à grenat (Ech. OB 39)

Les zircons allongés sont les cristaux les plus abondants. Ils sont automorphes ou subautomorphes avec des dimensions comprises entre 115 et 161  $\mu\text{m}$  (Fig. 52I). Les cristaux (Id, e, g et h) sont facettés avec des cœurs prismatiques, à l'exception du Ie dont le cœur n'est pas très net. Les grains (Ia, Ib, Ic et If) montrent une structure interne de croissance magmatique typique (zonage). Les cristaux (j et k) présentent des fantômes de zonage originel avec des inclusions, tandis que le cristal i montre des fractures. La plupart des cristaux présentent une enveloppe externe nébulitisée très fine indiquant une croissance métamorphique.

➤ **Les zircons allongés en cours d'homogénéisation** ont des tailles variant entre 103 à 126  $\mu\text{m}$  (Fig. 52II). Ils sont peu représentés et ne montrent pas de cœurs hérités. Les zones internes sont presque homogénéisées malgré la présence des fractures observées sur les grains (IIc et IId). Les cristaux montrent une enveloppe externe à tendance arrondie due certainement à une croissance métamorphique.

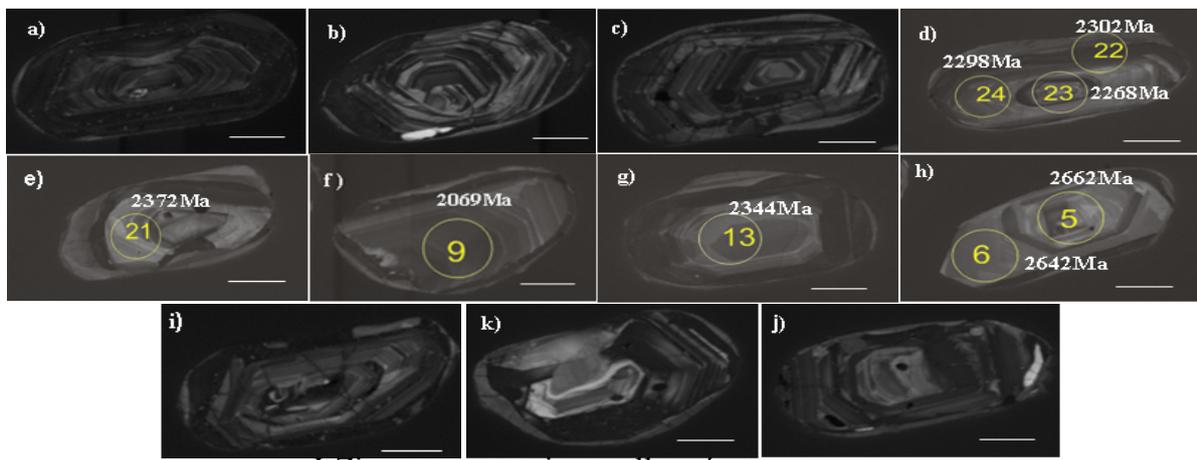
➤ **Les zircons subarrondis avec zoning** ont des tailles comprises entre 92 et 98  $\mu\text{m}$  (Fig. 52III). Ils montrent des structures internes apparentes (zonage). Les grains ont des bordures pas très nettes à l'exception du zircon (IIIa) qui montre une bordure fine nébulitisée. Le cristal IIIc montre un cœur sombre portant une couronne métamictisée.

➤ **Les zircons subarrondis en cours d'homogénéisation** sont pour la plupart multifacettés avec des tailles variant de 83 à 100  $\mu\text{m}$  (Fig. 52IV). Les cristaux IVb montrent des bordures nébulitisées symétriques de part et d'autre, tandis que les grains (IVa, c et d) présentent des bordures métamictisées asymétriques. Les grains sont presque homogénéisés bien que les cristaux (IVa et d) aient des cœurs sombres.

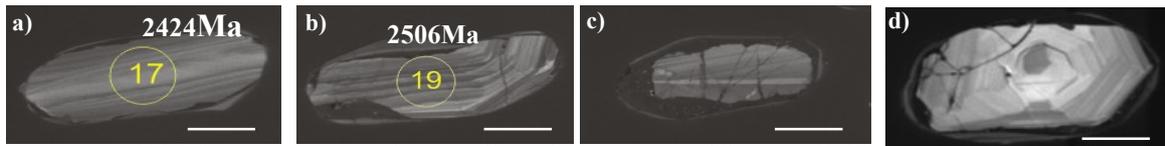
➤ **Les zircons arrondis multifacettés** sont caractérisés par de fines bordures de croissance métamorphique et ont des tailles comprises entre 69 et 92  $\mu\text{m}$  (Fig. 52V). Les cristaux (Vb et VId) sont parcourus par des fractures et des inclusions. Le cristal (Va) est complètement homogène tandis que le (Vc) montre des facettes.

➤ **Les zircons en forme de poire** ont des tailles variant entre 65 et 80  $\mu\text{m}$  (Fig. 52VI). Ils sont homogènes pour certains (VIb et c) tandis que d'autre grain (VIa) sont homogènes et multifacettés. Le cristal (VIId) montre trois enveloppes, dont la première est un zoning concentrique en cours d'homogénéisation, la seconde est sombre et la troisième indique une métamictisation de bordure qui traduit la perte d'uranium au cours du dernier événement thermique.

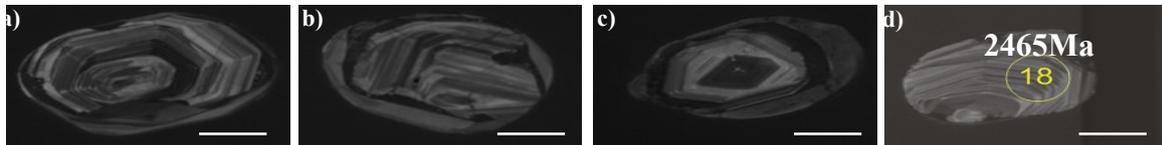
➤ **Les zircons trapus** ont des tailles comprises entre 60 et 92  $\mu\text{m}$  (Fig. 52VII). La plupart des grains portent des fractures. L'on note un zonage magmatique pour les grains VIIb et c.



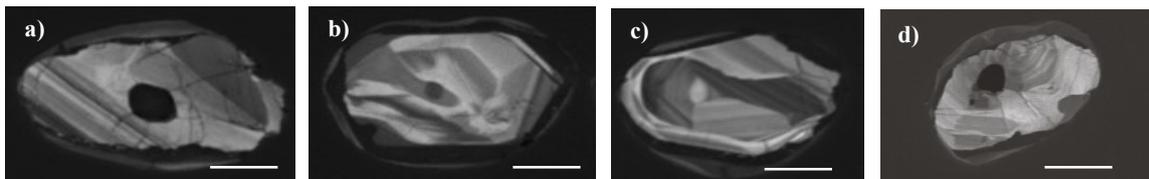
I- Zircons magmatiques allongés + cœurs



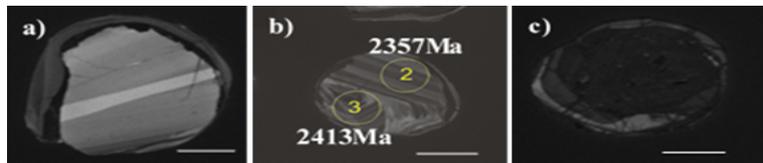
II- Zircons magmatiques allongés en cours d'homogénéisation



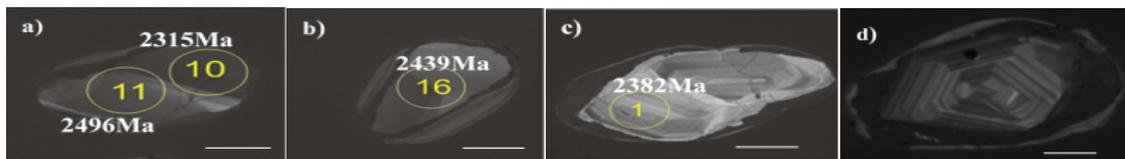
III- Zircons sub-arrondis avec zonage



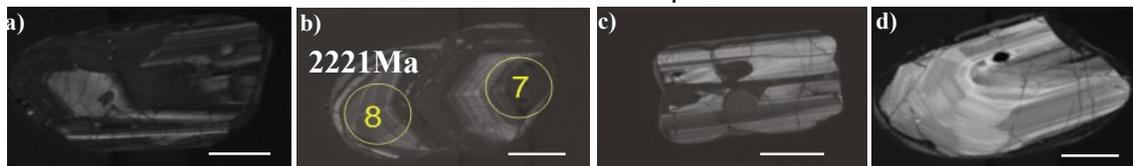
IV- Zircons sub-arrondis en cours d'homogénéisation



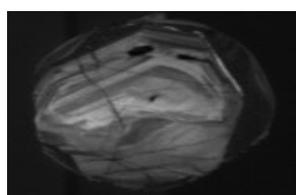
V- Zircons arrondis



VI- Zircons en forme de poire



VII- Zircons cassés à zonage



VIII- Zircon multifacetté

**Figure 52.** Images cathodoluminescences (CL) des zircons des micaschistes à grenat (OB39).

---

### V.2.3. Interprétation de la morphostructure des zircons

L'étude de la morphostructure des zircons nous a permis de distinguer plusieurs microstructures significatives.

➤ Les formes prismatiques et automorphes des zones externes des zircons allongés et trapus, ainsi que la zonation régulière qui les caractérise, indiquent généralement des conditions de croissance magmatique typique, tandis que la forme multifacettée et les fines zones externes, certainement plus pauvres en U suggèrent plutôt une croissance de type métamorphique (Pidgeon, 1992).

➤ Le zonage irrégulier visible ne ressemble que faiblement au zonage du zircon magmatique. Ces textures chaotiques caractérisent les zircons des faciès granulitiques tels que démontré par Corfu (2004).

➤ Les vestiges de zonation ou absence de zonage dans certains zircons sont interprétés comme des témoins d'un évènement de haute température (métamorphisme) ayant affecté ces zircons, entraînant ainsi une homogénéisation partielle ou complète du zonage originel.

➤ La présence des cœurs dans les zircons homogènes est caractérisée par des formes géométriques irrégulières en contact avec ce dernier. De telles discontinuités traduisent soit plusieurs générations de noyaux, soit une combinaison d'évènements de résorption du noyau, soit tout simplement plusieurs étapes de résorption magmatique au sein d'un même évènement magmatique (Corfu, 2004).

➤ Les grains homogènes témoignent la perte d'uranium au cours du dernier évènement

➤ Les grains multifacettés sont caractérisés par de fines bordures qui traduisent la croissance métamorphique, d'autres ont des cœurs portant une enveloppe centrale sombre zonée qui indique que ces zircons multifacettés ont subi un évènement métamorphique dans les conditions du faciès granulite (8kb, 800°C ; Bruguier et al., 1999,2009).

La présence des fractures au sein des zircons étudiés peut-être liée à une rapide décompression pendant la mise en place du magma ou alors à une intense déformation ayant affectée les roches du secteur de Bidou I (Corfu, 2004).

Toutes ces morphostructures couplées aux rapports Th/U > 0,1 sont caractéristiques des zircons magmatiques qui ont été affectés par un évènement thermique post-magmatique (métamorphisme).

### V.2.4. Résultats et interprétation des analyses radiométriques

#### V.2.4.1. Gneiss à grenat (Ech. OB37)

Vingt et quatre grains de zircon ont été analysés par la méthode LA-ICP-MS, les résultats sont consignés dans le [tableau 13](#).

---

Le traitement des données permet de regrouper les échantillons de zircon en deux groupes concordants (avec des valeurs de concordance supérieures ou égales à 95%) : Le premier groupe comprend les échantillons spots-01,04,05,08,09,10,11,17,19,23. Le deuxième groupe est constitué des spots 12,16,24.

Les isotopes du Pb ont permis de calculer les rapports  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , utilisés pour tracer le diagramme de probabilité relative de ces âges (Fig. 53a), duquel il ressort que les zircons des gneiss à grenat de Bidou I sont regroupés en plusieurs populations :

➤ Les âges compris entre 2900-2800 Ma avec une moyenne à 2895Ma (spot 12) qui représenterait l'âge de la roche source des gneiss à grenat. Cet âge s'apparente à celui de la tranche d'âge des zircons détritiques des roches métasédimentaires en relation avec l'activité magmatique-métamorphique documentée dans le complexe du Nyong ((2870-2729 Ma, Owona et al., 2021a ; métasyénites du Nyong (~2883, ~2875, 2854 Ma, LA-ICP-MS U-Pb zircon, Owona et al., 2020 ; ~2836 Ma, SHRIMP U-Pb zircon, Lerouge et al., 2006); amphibolites à grenat du Nyong (~2819 Ma, U-Pb zircon, Owona et al., 2020 ; ~2776 Ma, Nkoumbou et al., 2015)). Cette tranche est également similaire à plusieurs événements magmatiques identifiés : - (i) dans le complexe du Ntem notamment l'âge : les Charnockites et Tonalites des ceintures de roches vertes du complexe du Ntem (2900 et 2830 Ma respectivement, âges Pb-Pb, Pouclet et al., 2007) ; des TTG et gneiss migmatitiques de Mezesse (~2909 Ma, U-Pb sur zircon, Akame et al., 2020); charnockites Meyomessi (~2850 Ma, ~2976 et ~2758 Ma des granites hyper potassiques de Nkoleyop (U-Pb sur zircon, Akame et al., 2020); des granodiorites et des intrusions de gabbro de Meyomessi (2880-2850 Ma, âge U-Pb sur zircon ; et 2840-2825Ma granites intrusifs syntectoniques issus de la fusion des charnockites de Sangmélina Akam et al., 2021); charnockites de Djoum (~2918 Ma, U-Pb sur zircon, Li et al., 2016); Tonalites de Ngoulemakong (~2919 Ma, SHRIMP U-Pb sur zircon, Tchameni et al., 2010); charnockites Ebolowa (~2896 Ma TIMS U-Pb sur zircon, Toteu et al., 1994); gabbro de Mezesse (~2866 Ma LA-ICP-MS U-Pb sur zircon, Akame et al., 2020); Tonalites de So'o (~2850 Ma TIMS U-Pb sur zircon, Toteu et al., 1994); Trondhjemites de Djoum (~2868 Ma LA-ICP-MS U-Pb sur zircon, Li et al., 2016); granites d'Adzap (~2853 Ma, SHRIMP U-Pb sur zircon, Takam et al., 2009); migmatites et TTG de Kondé (~2843 Ma LA-ICP-MS U-Pb sur zircon, Akame et al., 2020); syénites d'Ebolowa (~2837 Ma, Pb-Pb sur zircon, Tchameni et al., 2001); granites de Sangmélina (~2778 Ma, Pb-Pb sur zircon, Shang et al., 2006); charnockites et TTGs de Sangmélina (2800 Ma, U-Pb et Pb-Pb sur zircon, Shang et al., 2004a,b) ; granites hyperpotassiques de Nkolyop-Akam (~2758 Ma, LA-ICP-MS/U-Pb sur zircon, Akame et al., 2020); - (ii) et des entités environnantes précisément : les granitoïdes hyper potassiques calco-alcalins associés aux

---

---

charnockites (2820 Ma) et les ceintures de roches vertes (BIFs, Conglomérats et micaschistes (2920–2750 Ma) de l'Ogooué (Thiéblemont et al., 2009); les granites intrusifs syntectoniques issus de la fusion des charnockites de Minkébé au Nord du Gabon (2840-2825 Ma, Akam et al., 2021), les TTGs de Souanké (2895 ± 9,4 Ma et 2889 ± 9,2 Ma, âges LA-ICP-MS U-Pb sur zircon : Gatsé Ebotehouna et al., 2021); des gneiss de Mineiro en Amérique du Sud (2900 Ma, âge U-Pb sur zircon, Aguilar et al., 2017) ; les âges minimums des granitoïdes (2,81 Ga), des TTGs et suites charnockitiques (2,9 Ga) dans les blocs archéens du craton de São-Francisco (Barbosa et Sabaté, 2004 ; Piaia et al., 2017).

➤ Les âges compris entre 2500- 2400 Ma avec une valeur moyenne de 2423 Ma caractérisent la tranche d'âge indiquant le début de l'évolution géodynamique du complexe du Nyong marquée par la formation et le développement des bassins sédimentaires archéens de l'Ogooué, de Franceville, de Ikobe-Waka au Gabon, du Congo occidentale, du Nyong et de l'Ayna et au Cameroun (2515 - 2435 Ma, Feybesse et al., 1998) ; le plutonisme alcalin des granites d'Abamie au Gabon (2434 Ma, âge Pb-Pb sur zircon, Feybesse et al., 1998), mais qui a été identifié dans le groupe du Nyong comme étant l'âge minimum de dépôt des métasédiments et des BIFs (Lerouge et al., 2006; Owona et al., 2020,2021 ; Soh Tamehe et al., 2021 ; Djoukouo et al., 2021). Cette tranche d'âge est identifiée comme l'âge de dépôt des successions volcanosédimentaires dans le complexe du Ntem (2466 – 2422 Ma, U-Pb sur zircon ; Toteu et al., 1994 ; Chombong et al., 2017 ; Djoukouo Soh et al., 2021 ; Kwamou et al., 2021 ; Lerouge et al., 2006 ; Nzepang Tankwa et al., 2021 ; Owona et al., 2021a, b ; Soh Tamehe et al., 2021).

➤ Les âges compris entre 2300 - 2200 Ma (moyenne de 2271 Ma) qui sont similaires à l'âge de mise en place des intrusions syénitiques dans les gneiss archéens d'Ebolowa (2300Ma, âge Pb-Pb sur zircon, Tchameni et al., 2001) ; des dépôts sédimentaires et magmatiques de l'Amérique du Sud (2300 Ma, U-Pb/zircon Aguilar et al., 2017) ; des migmatites et gneiss du complexe de l'Ogooué (2200-2120 Ma : Thiéblemont et al., 2009)

➤ Les âges compris entre 2100 – 2000 Ma (moyenne : 2063 Ma) qui représentent la plus grande population de zircons dans les gneiss à grenat. Cet âge est similaire à l'âge de dépôt des métagranodiorites de Bongeng (~2066 Ma), métasyénites de Lolodorf (2055 Ma) et Charnockites de Bienkop (~2044, Lerouge et al., 2006) ; des métasédiments et des BIFs de Gouap dans le groupe du Nyong (2100 – 2000 Ma ; Soh Tamehe et al., 2022a). Il correspond également à l'évènement magmatique de mise en place des roches dans la chaîne de l'Ogooué, et au magmatisme syn- à tardi-tectonique de la Chaîne d'Afrique de l'Ouest (2100-1920 Ma, Feybesse et al., 1998) ; au métamorphisme paléoprotérozoïque dans le groupe du Nyong (Nga Essomba et al., 2020 ; Owona et al., 2021a, b ; Mvodo et al., 2022); au métamor-

---

---

phisme des blocs archéens de la partie Nord du craton de São-Francisco (2,1 – 2,0 Ma, [Barbosa et Sabaté, 2004](#)).

➤ Les âges inférieurs à 2000 Ma (moyenne est de 1896 Ma) qui représentent l'âge du plus jeune zircon magmatique des gneiss à grenat. Cette tranche d'âge est en accord avec le magmatisme des anciennes séries basiques à intermédiaires tholéiitique de Edéa-Eséka (1985 ± 8 Ma) ; à l'âge de mise en place d'anciennes séries calco-alcalines (1893 ± 43 Ma – 1734 ± 22 Ma) d'Edéa-Eséka ([Ndema Mbongué, 2016](#)) et du métamorphisme associé aux charnockites de Bienkop (1985 ± 8 Ma, [Lerouge et al., 1985](#)).

L'utilisation des âges des zircons des gneiss à grenat ayant une concordance  $\geq 95\%$  nous a permis de définir un âge Concordia  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  de  $2067 \pm 43$  Ma (MSWD=1,2 ; [Fig. 53c](#)), qui correspondrait à l'âge du métamorphisme des gneiss à grenat, ce qui équivaut à l'âge du métamorphisme granulitique dans la localité de Bidou I.

#### V.2.4.2. Micaschistes à grenat (Ech. OB 39)

Vingt et quatre grains de zircon ont été analysés pour déterminer l'âge des micaschistes à grenat ([Tab. 13](#)). Plusieurs spots sont exclus de l'analyse des données par le laboratoire à cause de leur faible concordance. L'analyse des rapports  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  permet de distinguer cinq populations de zircon dans les micaschistes à grenat ([Fig. 53b](#)):

➤ La population des zircons d'âges compris entre 2700 – 2600 Ma (moyenne  $2652 \pm 20$  Ma) qui est très proche de l'âge de la mise en place des granites hyperpotassiques du Ntem, identifié comme le dernier événement magmatique dans le complexe du Ntem (2666 – 2628 Ma, [Tchameni et al., 2000, 2001](#)) ; des syénites d'Ebolowa (~2667 Ma, Pb-Pb zircon, [Tchaméni et al., 2001](#)) ; des tholéiites du Nyong (2628 Ma, [Tchameni et al., 1996](#)) ; des rhyodacites de Kribi (2671 Ma, [Mvodo et al., 2022](#)) ; des amphibolites de Koulamoutou dans le complexe du Chailu (2672 Ma, [Caen et al., 1988](#)) ; des granitoïdes (2,69 Ga), des TTGs et suite charnockitiques (2,6 Ga) et des complexes mafiques à ultramafiques (2,58 Ga) dans les blocs archéens du craton de São-Francisco ([Barbosa et Sabaté, 2004](#) ; [Piaia et al., 2017](#)). Cette tranche d'âge est proche de l'âge du début de la stabilisation du craton du Congo/São-Francisco datée entre 2600 et 2450 Ma, avec la mise en place des derniers granites potassiques archéens qui marquent la fin de la période d'accrétion magmatique archéenne ([Kessi, 1992](#)).

➤ Les zircons d'âge compris entre 2500 et 2400 Ma représentent la plus forte population de zircons magmatiques dans les micaschistes à grenat (moyenne 2430 Ma) qui correspond à la période précoce de transition Archéen-Protérozoïque caractérisée par la dislocation des marges des cratons du Congo (WCAB, ceinture de Luiza) et de São-Francisco (ceinture

---

transamazonienne); et le développement de la croûte océanique dans un cadre intercontinental (Feybesse et al., 1998). Cette tranche a été identifiée dans le bloc ouest Gabonais comme l'âge des terrains métamorphiques néoarchéen à paléoprotérozoïque (Thiéblemont et al., 2009).

➤ Les zircons d'âges compris entre 2400 et 2300 Ma (moyenne 2330Ma) qui sont similaires à l'âge de dépôt des syénites du Ntem (Tchameni et al., 2001); des séries basiques à intermédiaires tholéitiques d'Edéa et d'Eséka (2300 Ma, Ndema Mbongué, 2016) et des tonalites d'Eteke au Gabon (2374 Ma, âge Pb-Pb/zircon, Bonhomme et al., 1982).

➤ Les zircons d'âges compris entre 2300 Ma et 2200 Ma (moyenne  $2270 \pm 21$  Ma) proches de l'âge de dépôt des successions sédimentaires du bloc archéen de Gavião dans le craton de São-Francisco (2300-2100 Ma, Oliveira et al., 2013).

➤ Et les zircons d'âges inférieurs à 2200 Ma avec une moyenne de 2170 Ma correspondant à l'âge du plus jeune zircon. Ils sont similaires à l'âge du dernier événement de magmatisme-recristallisation semblable à la phase d'accrétion de la Chaîne Ouest Africaine (WACB, Feybesse et al., 1998); des TTGs et suites charnockitiques des blocs du craton de São-Francisco (2,21 - 2,01 Ga, Piaia et al., 2017); des granites intrusifs très déformés des blocs de Gavião et Serrinha dans le craton de São-Francisco (2,21 - 2,01 Ga : Baldim et Oliveira, 2021); des roches ultramafiques de Mbi Valley et Boali en République Centrafricaine (2099 Ma ; Tanko Njiosseu et al., 2022). Ces zircons correspondent au groupe d'âge (2100 - 2000 Ma) marqué par la reprise intense de l'activité tectonique dans les cratons de Congo et São-Francisco avec la formation des chaînes orogéniques par une tectonique horizontale de raccourcissement crustal (Ledru et al., 1994). Ils sont analogues aux âges décrits pour les premières chaînes ouest-africains ( $2120 + 7/-9$  Ma) et sud-américains ( $2109 + 18/-21$  Ma, Owona et al., 2020) et des nouvelles ruptures qui ont conduit à la formation des bassins de l'Ogooué (2130 - 2120 Ma, Delhal & Ledent, 1976); de Franceville (2145 Ma); du Nyong (2050 - 2030 Ma, Toteu et al., 1994 ; Lerouge et al., 2006); du Congo occidental et d'Ayna (Feybesse et al., 1998).

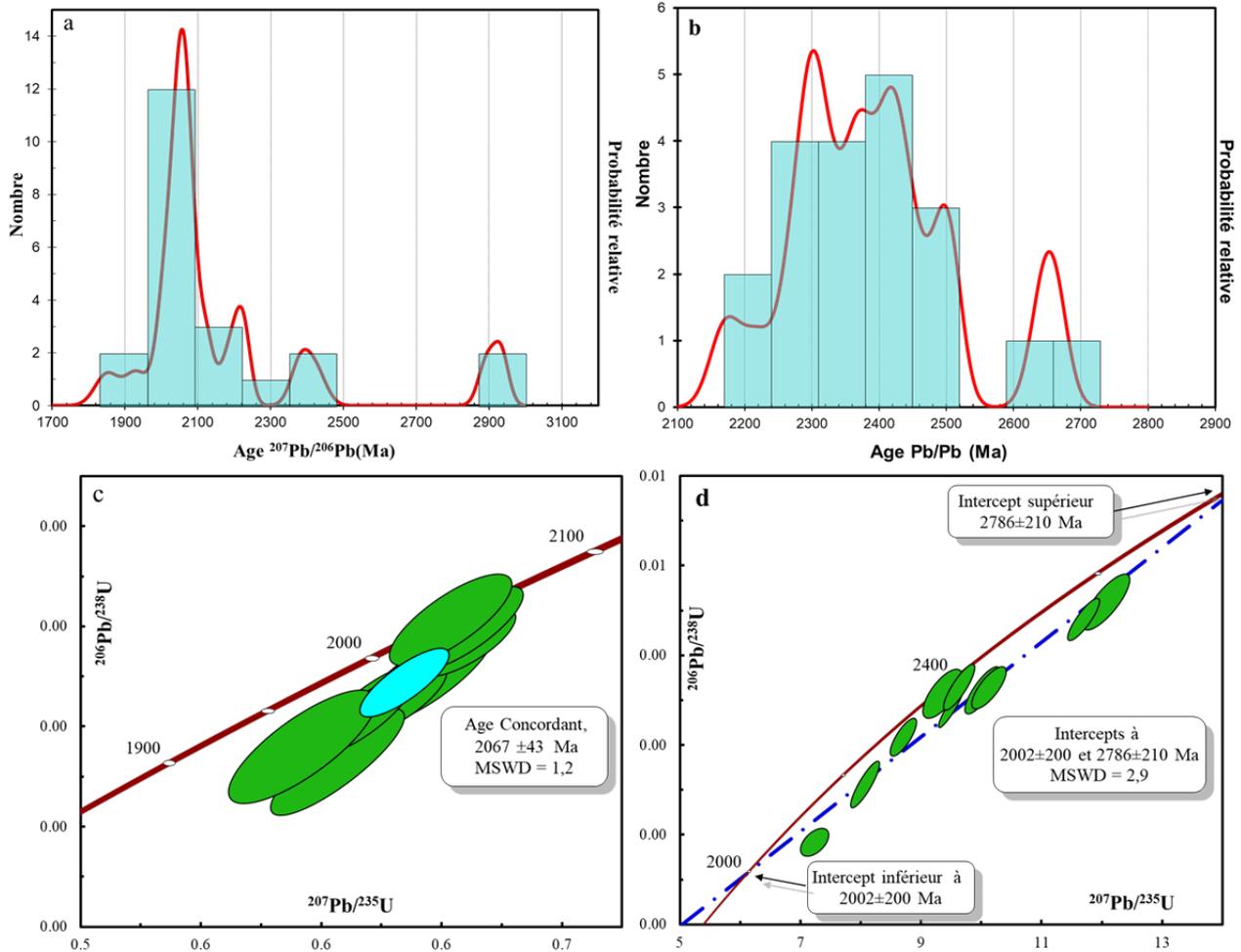
Le diagramme Concordia ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) obtenu à partir des zircons des micaschistes à grenat a permis de distinguer deux intercepts : un intercept supérieur à  $2786 \pm 210$  Ma correspondant à l'âge de mise en place du protolite de ces roches, et un intercept inférieur d'âge paléoprotérozoïque de  $2002 \pm 200$  Ma (MSWD = 2,9 ; Fig. 53d) qui donne l'âge du métamorphisme (recristallisation) ayant affecté les protolites des micaschistes à grenat.

**Tableau 13.** Données LA-ICP-MS U-Pb sur zircon des gneiss à grenat

Spots	Teneurs (ppm)		Rapports isotopiques									Age (Ma)							Concordance	
	<sup>232</sup> Th	<sup>238</sup> U	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th		1σ
OB37-01	51,170	157,901	0,324	0,128	0,002	6,349	0,148	0,360	0,007	0,108	0,005	2077,775	28,550	2025,215	20,488	1983,212	31,797	2073,371	87,664	97%
OB37-04	257,081	262,732	0,978	0,128	0,001	6,256	0,107	0,355	0,005	0,096	0,004	2077,775	20,065	2012,323	14,996	1959,341	22,447	1855,842	65,624	97%
OB37-05	236,893	247,130	0,959	0,127	0,001	6,287	0,104	0,360	0,005	0,097	0,004	2054,625	19,135	2016,676	14,524	1980,783	24,345	1869,688	67,397	98%
OB37-08	80,190	245,435	0,327	0,126	0,001	6,161	0,109	0,354	0,005	0,096	0,004	2045,980	20,370	1998,975	15,406	1954,697	24,862	1857,375	70,711	97%
OB37-09	291,685	325,767	0,895	0,128	0,001	6,055	0,146	0,343	0,007	0,093	0,004	2069,435	25,003	1983,753	21,087	1900,667	33,914	1794,872	71,827	95%
OB37-10	202,062	250,040	0,808	0,128	0,002	6,480	0,110	0,367	0,005	0,097	0,004	2072,215	22,070	2043,192	14,896	2014,756	21,456	1875,567	73,050	98%
OB37-11	122,581	194,428	0,630	0,127	0,002	6,138	0,108	0,352	0,005	0,094	0,004	2050,920	24,073	1995,606	15,339	1944,320	23,969	1809,432	77,561	97%
OB37-12	199,551	252,435	0,791	0,209	0,003	14,83	0,318	0,515	0,007	0,130	0,006	2894,750	22,840	2804,146	20,434	2676,000	29,300	2465,612	108,188	95%
OB37-16	130,239	321,995	0,404	0,131	0,001	6,508	0,113	0,360	0,004	0,093	0,004	2122,220	18,672	2047,048	15,229	1979,957	20,721	1798,148	68,917	96%
OB37-17	7,218	117,015	0,062	0,125	0,002	5,937	0,162	0,346	0,008	0,083	0,005	2033,330	35,490	1966,730	23,712	1915,578	35,920	1607,447	100,150	97%
OB37-19	126,871	195,047	0,650	0,127	0,002	6,488	0,121	0,370	0,006	0,096	0,004	2060,795	23,768	2044,289	16,400	2027,874	26,002	1854,851	76,146	99%
OB37-23	77,834	133,865	0,581	0,126	0,002	6,431	0,134	0,371	0,006	0,100	0,005	2036,105	26,230	2036,567	18,353	2035,838	28,378	1930,864	94,128	99%
OB37-24	88,760	178,756	0,497	0,153	0,002	9,590	0,165	0,454	0,005	0,122	0,006	2381,170	26,232	2396,205	15,787	2412,100	21,331	2334,579	115,042	99%

**Tableau 14.** Données LA-ICP-MS U-Pb sur zircon des micaschistes à grenat (Ech. OB 39)

Spots	Teneurs (ppm)		Rapports isotopiques									Ages (Ma)							Conc.		
	<sup>232</sup> Th	<sup>238</sup> U	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	1σ	<sup>238</sup> U/ <sup>232</sup> Th	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ		<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	1σ
OB39-01	42,27	96,9	0,44	0,153	0,003	9,365	0,215	0,443	0,007	0,120	0,006	1,371	2382,41	29,47	2374,390	21,017	2364,298	32,164	2290,099	113,932	99%
OB39-02	142,27	450,3	0,32	0,151	0,002	8,246	0,203	0,393	0,007	0,119	0,006	1,862	2357,1	26,0775	2258,434	22,265	2134,995	31,548	2268,393	108,072	94%
OB39-05	416,48	261,1	1,60	0,181	0,002	12,080	0,258	0,484	0,008	0,115	0,006	0,644	2662,04	19,9075	2610,617	20,065	2543,885	35,835	2202,887	107,738	97%
OB39-06	125,13	238,3	0,52	0,179	0,002	11,710	0,177	0,476	0,006	0,126	0,005	1,130	2642,595	20,6825	2581,513	14,164	2510,175	26,997	2404,640	98,406	97%
OB39-08	125,18	281,4	0,44	0,139	0,002	7,257	0,153	0,377	0,004	0,103	0,004	1,330	2220,68	25,31	2143,561	18,787	2061,093	19,223	1978,772	81,911	96%
OB39-11	191,83	370,5	0,52	0,164	0,002	10,030	0,192	0,444	0,007	0,113	0,006	1,136	2495,99	20,2175	2437,530	17,681	2370,519	30,896	2169,901	101,424	97%
OB39-13	110,75	227,8	0,49	0,150	0,002	8,728	0,146	0,423	0,006	0,110	0,006	1,238	2344,14	22,2225	2310,030	15,207	2276,214	25,172	2100,251	102,753	98%
OB39-16	134,26	253,2	0,53	0,158	0,002	9,502	0,136	0,437	0,006	0,119	0,005	1,127	2438,885	20,985	2387,724	13,131	2334,953	25,668	2269,306	97,174	97%
OB39-17	85,19	147,0	0,58	0,157	0,002	9,639	0,171	0,446	0,007	0,107	0,005	1,006	2424,38	21,91	2400,889	16,340	2376,663	30,160	2054,538	85,084	98%
OB39-19	160,62	214,0	0,75	0,165	0,002	10,138	0,188	0,446	0,006	0,113	0,005	0,790	2505,86	19,1325	2447,466	17,097	2375,870	28,083	2161,477	91,013	97%
OB39-22	113,67	391,9	0,29	0,146	0,002	6,927	0,108	0,344	0,004	0,145	0,007	2,028	2301,85	23,6125	2102,156	13,788	1905,544	19,495	2732,859	130,141	90%
OB39-24	187,03	375,4	0,50	0,146	0,002	8,097	0,158	0,402	0,007	0,102	0,005	1,180	2298,15	19,6	2241,940	17,584	2180,248	31,453	1955,460	91,607	97%



**Figure 53.** Diagrammes : (a) de probabilité relative et (b) Concordia ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) des zircons des gneiss à grenat ; (c) de probabilité relative et (d) Concordia ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) des zircons des micaschistes à grenat de la localité de Bidou I. Intercept supérieur :  $2786\pm 210$  Ma, Intercept inférieur :  $2002 \pm 200$  Ma.

### V.2.5. Géochimie des zircons

Le zircon ( $\text{ZrSiO}_4$ ) est un minéral important en pétrologie et en géochimie. La forte compatibilité de l'U et du Th (Watson et al., 1997), une température de fermeture élevée pour la diffusion des éléments dans la chaîne de désintégration de l'U (Heaman et Parrish, 1991), et la résistance à l'altération chimique et physique (Harrison et al., 2007) font du zircon un minéral important dans les études géochronologiques et comme archive précieuse d'autres informations géochimiques. Il est omniprésent dans les roches ignées, sédimentaires et métamorphiques et existe tant dans les roches crustales, que dans les xénolites du manteau (Hoskin et Schaltegger, 2003 ; Nikitina et al., 2012). Il peut incorporer de nombreux éléments traces géochimiquement importants (Sc, Y, Ti, Hf, Th, U, Nb, Ta, V, P et REE), considérés comme traceurs des processus géologiques (El-Bialy et Ali, 2013 ; Grimes et al., 2015). Les zircons persistent généralement comme reliques réfractaires dans les magmas felsiques (en

---

raison de leur faible solubilité dans les fontes siliceuses) et peuvent potentiellement conserver la composition chimique et isotopique de la croûte profonde (Hawkesworth et Kemp, 2006). Ils peuvent survivre à divers épisodes de recyclage sédimentaire et magmatique, de métamorphisme et même de subduction (Gao et al., 2004).

Ainsi, leur géochimie est utilisée dans l'étude de la fusion partielle, de l'évolution tectonomagmatique/tectono-thermique, ainsi que dans les processus métamorphiques et hydrothermaux (El-Bialy, 2013 ; Li et al., 2012 ; Xia et al., 2010 ; Hoskin et Schaltegger, 2003 ; Rubatto, 2002), afin de distinguer leurs différentes origines, interpréter la genèse, étudier et déterminer l'histoire évolutive de différentes suites de roches.

Dans la localité de Bidou I, les zircons sont arrondis, parfois zonés, ils présentent des reliques de zonage concentrique qui sont les caractéristiques des zircons de croissance magmatiques. De légères surcroissances sont visibles sur certains cristaux. Les résultats des données géochimiques des zircons analysés pour les roches de Bidou I sont consignés dans les tableaux 15 et 16.

Les concentrations en Hf sont similaires et très élevées dans les deux types, elles varient de 7712,74 à 12551,94 ppm (moyenne 9857,46 ppm) et entre 7796,44 à 10756,97 ppm (moyenne 9129,56 ppm) pour les gneiss et les micaschistes respectivement, cet enrichissement en Hafnium montre que ces roches se sont cristallisées dans les hauts degrés de l'évolution magmatique (Hoskin et Schaltegger, 2003). Les valeurs du Zr sont très élevées et sont en moyenne de 505220,79 ppm pour les gneiss à grenat et de 479524,5911 ppm pour les micaschistes à grenat. Le Pb varie entre 57,89 et 254,98 ppm (moyenne 192,79 ppm) pour les micaschistes et entre 47,56 et 231,10 ppm (moyenne 118,58 ppm). Les gneiss à grenat ont des teneurs en Th comprises entre 7,2 et 463,81 ppm (moyenne 160,45 ppm), tandis que celles des micaschistes à gréant varient entre 42,27 et 636,78 ppm (moyenne 265,26 ppm). Les concentrations en U sont comprises 96,92 et 903,30 ppm (moyenne 493,76 ppm) pour les micaschistes à grenat et entre 117,02 et 901,33 ppm (moyenne 272,01 ppm) pour les gneiss à grenat.

Les concentrations et les rapports des éléments traces sont largement utilisés pour contraindre la source des zircons magmatiques (Sakyi et al., 2019). En général, les zircons se forment par cristallisation du magma, mais ils peuvent également cristalliser à partir de fluides hydrothermaux et métamorphiques (El-Bialy, 2013 ; Sakyi et al., 2019 ; Xu et al., 2012). Les teneurs élevées en Y, Th, U, Nb et Ta, ainsi que l'enrichissement en Ce et l'appauvrissement en Eu sont des caractéristiques des zircons provenant de la fusion magmatique. Les rapports Th/U permettent d'identifier la source du zircon. Les zircons hydrothermaux ont généralement des rapports Th/U allant de 0,1 à 0,3 ; alors que les rapports

---

Th/U des zircons magmatiques vont de 0,32 à 0,70 (Hoskin et Schaltegger, 2003 ; Hu et al., 2012 ; Li et al., 2014). Les rapports Th/U sont compris entre 0,06 - 1,24 et 0,29-1,86 pour les gneiss et les micaschistes respectivement, avec des valeurs moyennes de 0,58 et 0,61. Ceci permet de montrer que les zircons de ces roches sont issus à la fois des processus magmatiques et hydrothermaux avec prédominance ignée telle que l'illustre les diagrammes de Hoskin (2005) illustrés par les Figs. 54a,b.

Les grains analysés des zircons des roches de Bidou I contiennent également les HFSE (Nb, Ta et Ti) : Les teneurs les plus élevées sont observées pour le Ti dans les gneiss (11,86 à 70,45 ppm, moyenne 23,41 ppm) excepté le spot 06 qui donne une valeur de 104,63 ppm. Dans les micaschistes le Ti a des teneurs variant entre 12,28 à 38,77 (moyenne 19,41 ppm), exceptés pour les spots 07 et 20 qui ont des valeurs respectives de 160,35 et 111,45 ppm. Les valeurs inférieures à 75 ppm sont en accord avec l'abondance normal dans les zircons magmatiques. Les valeurs élevées supérieures à 75 ppm ne reflètent pas les zircons primaires, mais l'analyse des inclusions telles que celles de la titanite et des zircons altérés (Hoskin et Schaltegger, 2003). Le Nb et le Ta ont des concentrations faibles dans les deux types de roches, ces valeurs sont similaires à celles des zircons magmatiques non altérés ( $Nb \leq 62$  ppm,  $Ta \leq 3$  ppm ; Hoskin et Schaltegger, 2003), exceptés pour le spot 15 qui a une teneur en Ta de  $3,90 \geq 3$ ).

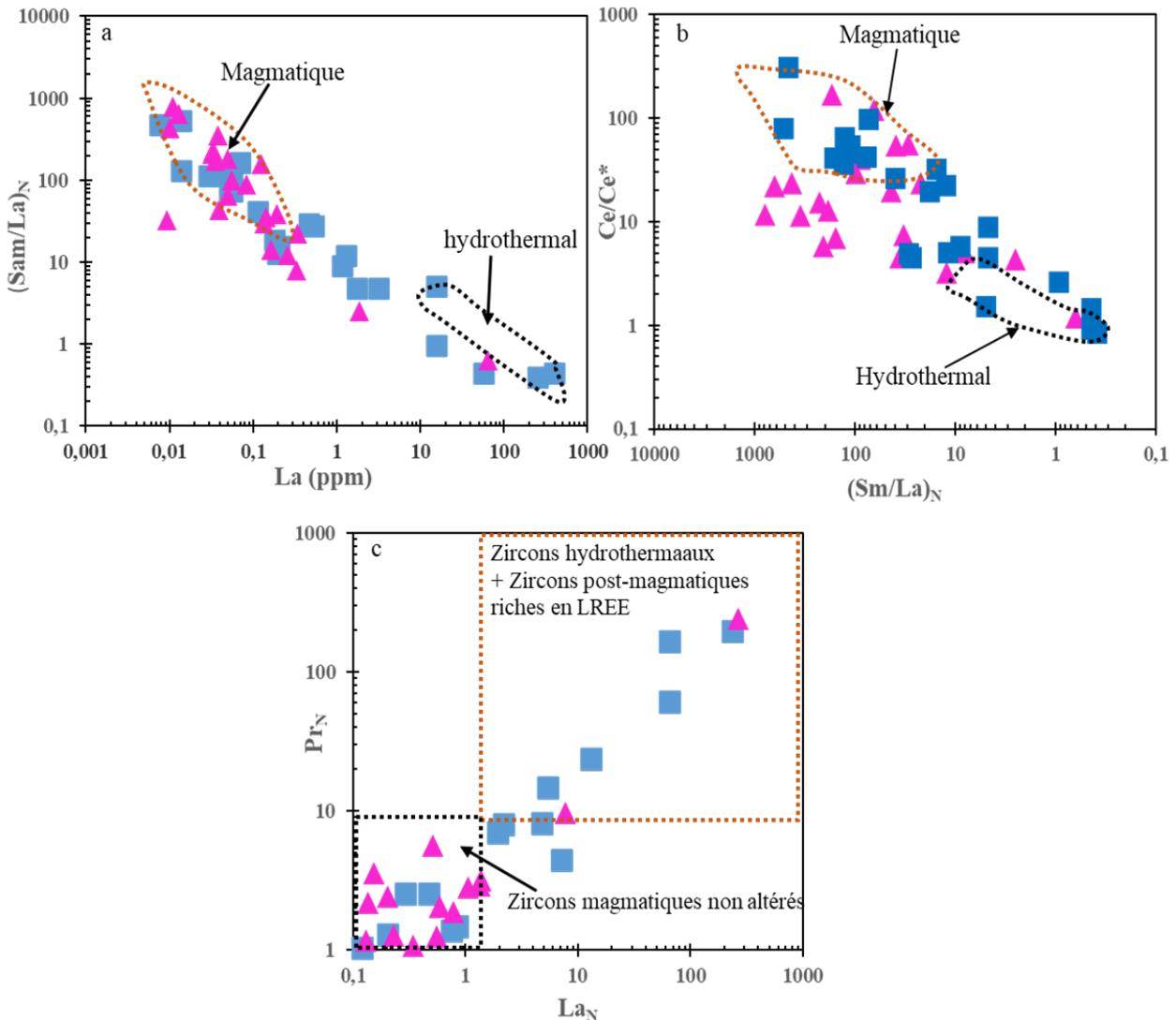
Les terres rares des zircons des roches de Bidou I montrent un enrichissement en HREE (278,93 et 600 ppm) pour les gneiss et les micaschistes respectivement, par rapport aux LREE (52,32 ppm et 239,19 ppm).

Dans les zircons, les HREE et les MREE remplacent facilement le Zr, tandis que les LREE sont considérées comme incompatibles pendant la cristallisation du zircon à partir de fontes felsiques en raison de leurs rayons ioniques relativement grands et de leurs charges élevées, et préfèrent donc résider dans les fontes coexistantes (Hanchar et van Westrenen, 2007). Un enrichissement en terres rares lourdes dans un zircon est généralement attribué aux processus hydrothermaux, et par conséquent, les zircons hydrothermaux présentent de faibles rapports ( $Sm_N/La_N$ ) et de plus faibles anomalies de Ce ( $Ce/Ce^*$ ) que les zircons magmatiques (Hoskin, 2005 : Figs. 54a, b).

Plusieurs études ont cependant montré que certains zircons magmatiques pourraient ne pas être différents des zircons hydrothermaux en termes de composition chimique (Fu et al., 2009). Certains de ces zircons sont des zircons magmatiques sains, tandis que d'autres sont des zircons hydrothermaux post-magmatiques enrichis en LREE (Figs. 54c, 55c).

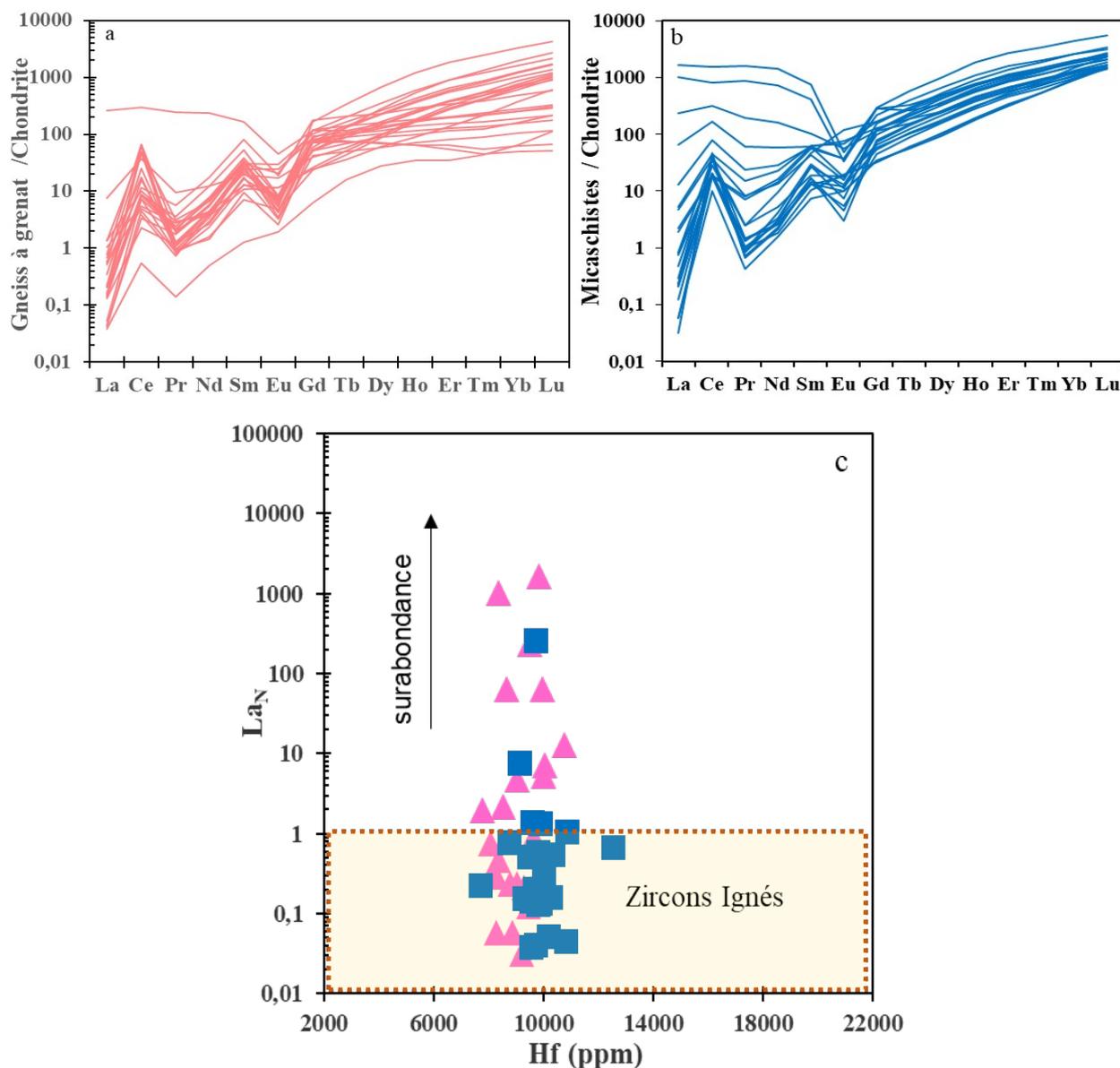
Cet enrichissement des LREEs pouvant être dû d'après El-Bialy, (2013) à plusieurs facteurs tels que l'analyse accidentelle des inclusions dans les REEs, les mécanismes

complexes de substitution de ces REEs, un enrichissement en LREEs dû à un dommage de la radiation induite sur les zircons ; et l'altération hydrothermale qui est la plus grande source pouvant conduire à un sérieux enrichissement en LREE dans les zircons magmatiques (Hoskin, 2005 ; Fu et al., 2009 ; Xia et al., 2010). Ces caractéristiques sont similaires à celles décrites par Deng et al. (2019), El-Bialy (2013) et Ayonta et al. (2021).



**Figure 54.** Diagrammes de Hoskin, (2005) (a)  $(\text{Sm}/\text{La})_N$  Vs  $\text{La}$  (ppm) ; (b)  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  Vs  $(\text{Sm}/\text{La})_N$  montrant l'origine magmatique et hydrothermale et (c)  $\text{Pr}_N$  Vs.  $\text{La}_N$  de distinction entre zircons magmatiques non altérés et zircons hydrothermaux post-magmatiques enrichis en LREE.

Les spectres des REEs des zircons de la localité de Bidou I normalisées par rapport à la chondrite (Evensen et al., 1978) montrent un appauvrissement des LREEs (exceptés pour quelques échantillons) par rapport au HREEs avec des anomalies positives en Ce et négatives en Eu (Figs. 55a,b).



**Figure 55.** Spectres des terres rares des zircons des métasédiments de Bidou I (normalisées d'après les valeurs de la chondrite de Evensen et al., 1978) : (a) des gneiss à grenat ; (b) des micaschistes à grenat ; (c)  $La_N$  vs Hf montrant l'enrichissement des LREE des zircons de Bidou I.

L'appauvrissement en LREE et l'enrichissement en HREE, associés aux anomalies positives et négatives prononcées en Ce et Eu dans les zircons sont caractéristiques des zircons d'origine magmatique, métamorphique et/ou hydrothermale (Trail et al., 2012 ; Zhong et al., 2018). La déviation des zircons magmatiques est documentée comme l'inclusion de l'apatite, de la monazite et de la titanite, ce qui peut considérablement augmenter la composition des terres rares lourdes et ainsi dévier de la zone magmatique vers la zone hydrothermale (Hoskin, 2005).

---

Dans la localité de Bidou I, certains zircons montrent un appauvrissement en terres rares légères tandis que d'autres montrent un léger enrichissement en LREE (Figs. 55b, c). Ceci confirme que les zircons de la localité de Bidou I sont issus d'une part de la cristallisation du magma et d'autre part des fluides hydrothermaux.

## **Conclusion**

*Les caractères géochimiques des roches métamorphiques de Bidou I montrent que celles-ci sont des métasédiments acides, avec des protolites dont les composition sont celles des arkoses, grauwackes et arénites avec une légère proportion argileuse. Les spectres des rares montrent des comportements uniformes pour chaque type lithologique, et définissent des anomalies nulles, positives et négatives en Eu, très prononcées dans les quartzites à grenat.*

*La datation U-P sur zircon de la localité de Bidou I montre de zircons qui présentent des structures internes caractéristiques de croissance magmatique typique (zonage), ainsi que des enveloppes externes qui témoignent la croissance métamorphique : le cœur magmatique du zircon donne l'âge de cristallisation de la roche magmatique de laquelle sont issus ces métasédiments, tandis que la bordure donne l'âge du métamorphisme ayant affecté ces roches.*

*Les zircons des gneiss à grenat se regroupent en plusieurs familles, la plus grande étant proche de l'âge paléoproterozoïque à  $2067 \pm 43$  Ma. Cet âge correspond à celui du dernier évènement thermique et donc à l'âge du métamorphisme des gneiss à grenat.*

*Les micaschistes à grenat montrent les traces d'une histoire longue marquée par un magmatisme mésoarchéen illustré par un intercept supérieur à  $2786 \pm 210$  Ma qui correspond à l'âge de mise en place des protolites de ces roches. Ces dernières ont été affecté par un métamorphisme paléoproterozoïque à  $2002 \pm 200$  Ma.*

*L'âge de la plus grande population de zircon ( $2403 \pm 24$  Ma) qui correspond à l'âge de dépôt des sédiments dans la localité de Bidou I, est similaire à l'âge minimum (2400 Ma) décrit pour la mise en place des métasédiments dans le complexe du Nyong, mais diffère de l'âge identifié pour le dépôt des roches siliciclastiques et des BIFs de la localité de Gouap dans le groupe du Nyong qui se serait plutôt compris entre 2100 – 2000 Ma (Soh Tamehe et al., 2022a).*

**Tableau 15.** Composition géochimique des zircons des gneiss à grenat de Bidou I

	Hf	Ti	Y	ZrO2	Nb	Pb	Th	U	Ta	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣLREE	ΣHREE	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Th/U	T°C
<b>OB37-01</b>	10276,4	18,0	291,7	69,4	0,7	72,9	51,2	157,9	0,4	0,0	4,6	0,1	0,8	1,1	0,3	4,8	1,7	21,8	9,3	45,4	10,4	100,9	23,3	<b>11,6</b>	<b>212,7</b>	<b>19,6</b>	<b>0,4</b>	<b>0,3</b>	<b>804,0</b>
<b>OB37-02</b>	9538,8	18,8	681,9	63,9	2,1	132,0	179,6	293,6	0,7	0,0	40,0	0,1	1,7	3,8	1,4	17,5	5,2	57,7	21,8	98,6	21,2	198,6	42,1	<b>64,5</b>	<b>445,1</b>	<b>169,7</b>	<b>0,5</b>	<b>0,6</b>	<b>809,1</b>
<b>OB37-03</b>	8730,0	29,0	755,0	69,7	1,9	131,3	198,3	286,9	0,7	0,2	42,8	0,2	2,8	4,7	1,7	20,9	6,3	67,3	24,4	107,0	22,3	207,8	43,0	<b>73,3</b>	<b>478,1</b>	<b>55,1</b>	<b>0,5</b>	<b>0,7</b>	<b>856,9</b>
<b>OB37-04</b>	9903,5	21,7	274,8	70,2	1,0	139,6	257,1	262,7	0,4	0,0	5,3	0,2	3,3	4,8	0,4	15,7	3,7	32,3	9,5	33,0	6,1	46,4	8,4	<b>29,7</b>	<b>139,4</b>	<b>15,3</b>	<b>0,1</b>	<b>1,0</b>	<b>824,2</b>
<b>OB37-05</b>	9292,5	27,3	308,2	66,2	0,7	132,5	236,9	247,1	0,2	0,0	5,5	0,4	5,9	8,3	0,5	24,3	5,3	40,9	10,5	33,8	5,5	41,6	7,2	<b>44,8</b>	<b>144,7</b>	<b>11,6</b>	<b>0,1</b>	<b>1,0</b>	<b>849,9</b>
<b>OB37-06</b>	9146,4	104,6	325,9	68,6	1,5	141,3	327,3	901,3	0,6	1,9	23,8	0,9	5,8	3,0	1,0	8,1	2,2	25,0	9,7	47,3	11,0	112,3	26,4	<b>44,5</b>	<b>233,8</b>	<b>4,3</b>	<b>0,6</b>	<b>0,4</b>	<b>1027,3</b>
<b>OB37-07</b>	9588,6	38,3	983,6	69,3	2,6	127,5	259,6	345,3	1,0	0,3	31,4	0,3	3,1	4,7	1,2	23,4	7,5	89,1	33,8	147,3	30,5	265,5	54,8	<b>64,4</b>	<b>628,4</b>	<b>23,6</b>	<b>0,4</b>	<b>0,8</b>	<b>889,8</b>
<b>OB37-08</b>	9792,9	18,0	115,4	67,3	0,4	112,2	80,2	245,4	0,1	0,0	1,4	0,1	2,1	4,2	0,2	14,4	2,8	18,1	3,7	10,8	1,4	10,3	1,7	<b>22,5</b>	<b>48,7</b>	<b>5,7</b>	<b>0,1</b>	<b>0,3</b>	<b>804,2</b>
<b>OB37-09</b>	9667,5	25,5	282,2	66,1	0,9	161,4	291,7	325,8	0,3	0,1	5,7	0,2	3,7	5,8	0,5	18,6	4,1	34,1	9,7	32,7	5,7	42,0	7,7	<b>34,6</b>	<b>136,0</b>	<b>12,7</b>	<b>0,1</b>	<b>0,9</b>	<b>842,3</b>
<b>OB37-10</b>	10200,1	24,7	236,7	68,8	0,7	132,7	202,1	250,0	0,3	0,0	4,7	0,2	3,4	5,2	0,3	16,8	3,9	29,9	8,1	26,1	4,2	31,4	5,5	<b>30,6</b>	<b>108,9</b>	<b>22,1</b>	<b>0,1</b>	<b>0,8</b>	<b>838,7</b>
<b>OB37-11</b>	9700,2	34,3	119,6	67,0	0,5	95,3	122,6	194,4	0,2	0,0	2,8	0,1	1,4	2,7	0,2	8,8	1,9	14,8	4,0	13,5	2,3	17,3	3,0	<b>16,0</b>	<b>56,8</b>	<b>23,8</b>	<b>0,1</b>	<b>0,6</b>	<b>876,6</b>
<b>OB37-12</b>	10351,4	21,6	464,2	66,2	2,3	196,9	199,6	252,4	1,5	0,1	29,5	0,1	1,3	2,5	0,4	10,7	3,6	41,7	14,8	64,4	13,6	119,0	24,9	<b>44,7</b>	<b>281,9</b>	<b>55,4</b>	<b>0,2</b>	<b>0,8</b>	<b>823,5</b>
<b>OB37-13</b>	10018,8	11,9	425,8	68,8	2,5	231,1	235,2	315,6	1,4	0,1	31,2	0,1	1,1	2,0	0,5	10,6	3,3	36,8	13,6	61,1	12,3	110,5	22,8	<b>45,5</b>	<b>260,4</b>	<b>121,1</b>	<b>0,3</b>	<b>0,8</b>	<b>762,1</b>
<b>OB37-14</b>	9874,0	70,5	333,3	69,7	1,3	67,5	49,5	172,3	0,6	0,3	6,4	0,3	1,8	1,7	0,7	5,3	2,0	24,4	10,4	51,8	12,2	125,9	28,9	<b>16,4</b>	<b>255,5</b>	<b>5,1</b>	<b>0,7</b>	<b>0,3</b>	<b>969,5</b>
<b>OB37-15</b>	12551,9	23,2	909,5	65,3	8,1	129,9	94,6	358,3	3,9	0,2	11,3	0,1	0,7	1,5	0,2	12,2	5,0	70,6	30,7	150,2	33,7	324,1	69,0	<b>26,0</b>	<b>683,2</b>	<b>22,3</b>	<b>0,1</b>	<b>0,3</b>	<b>831,7</b>
<b>OB37-16</b>	10012,4	16,9	1919,5	68,8	7,2	151,5	130,2	322,0	2,7	0,1	15,8	0,1	1,8	4,7	0,3	34,0	12,9	167,7	67,6	305,5	62,1	535,2	107,4	<b>56,8</b>	<b>1258,3</b>	<b>40,6</b>	<b>0,1</b>	<b>0,4</b>	<b>797,4</b>
<b>OB37-17</b>	9546,8	18,2	65,7	66,1	1,0	47,6	7,2	117,0	1,6	0,0	0,4	0,0	0,2	0,2	0,1	1,3	0,6	7,1	2,0	5,7	1,1	10,6	2,9	<b>2,2</b>	<b>30,0</b>	<b>7,5</b>	<b>0,7</b>	<b>0,1</b>	<b>805,3</b>
<b>OB37-18</b>	9720,5	29,5	448,5	74,0	2,5	69,3	89,8	137,1	0,9	64,5	192,4	23,3	113,3	25,6	2,6	23,5	4,3	38,4	14,1	64,2	14,3	141,1	30,6	<b>445,2</b>	<b>307,0</b>	<b>1,2</b>	<b>0,3</b>	<b>0,7</b>	<b>858,9</b>
<b>OB37-19</b>	10808,7	22,8	104,5	65,2	0,5	100,0	126,9	195,1	0,2	0,0	2,1	0,2	2,6	5,4	0,3	15,4	2,8	17,6	3,6	9,0	1,2	8,3	1,3	<b>26,0</b>	<b>43,8</b>	<b>11,8</b>	<b>0,1</b>	<b>0,7</b>	<b>829,5</b>
<b>OB37-20</b>	9466,5	63,2	471,7	68,8	0,7	169,1	463,8	373,3	0,2	0,1	7,5	0,5	8,3	12,3	1,1	36,7	7,7	58,9	16,3	56,5	10,0	80,1	15,0	<b>66,5</b>	<b>244,5</b>	<b>6,9</b>	<b>0,2</b>	<b>1,2</b>	<b>954,5</b>
<b>OB37-21</b>	10853,5	69,2	164,3	71,5	1,5	65,2	20,6	263,7	1,4	0,3	3,5	0,3	2,1	2,0	0,7	5,0	1,3	15,2	5,1	22,5	5,5	60,6	15,3	<b>13,8</b>	<b>125,5</b>	<b>3,2</b>	<b>0,6</b>	<b>0,1</b>	<b>967,1</b>
<b>OB37-22</b>	9809,4	47,9	175,6	68,5	0,9	60,4	60,2	198,4	0,5	0,1	3,1	0,2	2,1	3,2	0,4	10,6	2,5	22,4	5,7	18,9	3,2	26,4	5,5	<b>19,8</b>	<b>84,6</b>	<b>4,5</b>	<b>0,2</b>	<b>0,3</b>	<b>918,0</b>
<b>OB37-23</b>	10015,5	19,9	194,3	69,6	0,7	67,6	77,8	133,9	0,3	0,0	2,4	0,1	1,9	4,0	0,3	15,2	3,4	25,9	6,6	21,0	3,5	25,5	4,5	<b>23,9</b>	<b>90,4</b>		<b>0,1</b>	<b>0,6</b>	<b>815,0</b>
<b>OB37-24</b>	7712,7	15,5	618,9	69,4	1,6	111,2	88,8	178,8	0,7	0,1	10,3	0,1	2,1	3,5	0,5	15,8	4,9	56,0	20,6	90,6	18,8	170,9	34,9	<b>32,2</b>	<b>396,7</b>	<b>29,9</b>	<b>0,2</b>	<b>0,5</b>	<b>789,0</b>
<b>Moyenne</b>	<b>9857,5</b>	<b>32,9</b>	<b>444,6</b>	<b>68,3</b>	<b>1,8</b>	<b>118,6</b>	<b>160,5</b>	<b>272,0</b>	<b>0,9</b>	<b>2,9</b>	<b>20,2</b>	<b>1,2</b>	<b>7,2</b>	<b>4,9</b>	<b>0,6</b>	<b>15,4</b>	<b>4,1</b>	<b>42,2</b>	<b>14,8</b>	<b>63,2</b>	<b>13,0</b>	<b>117,2</b>	<b>24,4</b>	<b>52,3</b>	<b>278,9</b>	<b>0,1</b>	<b>0,3</b>	<b>0,6</b>	<b>856,0</b>

**Tableau 16.** Composition géochimique des zircons des micaschistes à grenat de Bidou I

	Ti	Y	ZrO <sub>2</sub>	Nb	Hf	Ta	Pb	Th	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th/U	ΣLREE	ΣHREE	Ce/Ce*	Eu/Eu*	T°C
<b>OB39-01</b>	12,3	363,6	69,0	0,8	8288,2	0,4	57,9	42,3	96,9	0,0	6,5	0,0	0,8	1,1	0,6	7,0	2,2	26,7	10,9	57,4	14,0	151,5	37,9	0,4	16,0	300,5	65,5	0,6	765,6
<b>OB39-02</b>	18,3	351,6	67,0	1,3	9732,2	1,0	232,7	142,3	450,3	0,2	12,9	0,1	0,9	1,6	1,1	6,6	2,2	25,8	10,5	53,2	13,9	156,9	42,2	0,3	23,4	304,7	22,7	1,1	806,1
<b>OB39-03</b>	26,1	891,4	66,6	5,3	10044,2	2,9	240,1	366,8	753,8	1,8	31,9	0,4	3,1	5,3	8,3	21,2	7,2	78,6	28,7	132,4	28,8	278,2	57,7	0,5	71,9	611,6	8,8	2,4	844,7
<b>OB39-04</b>	13,0	1005,3	68,1	1,3	9528,3	0,8	217,8	237,1	488,2	0,1	12,0	0,1	1,6	4,1	0,7	20,4	6,9	84,0	32,8	152,3	33,1	321,0	69,1	0,5	39,0	699,3	36,5	0,2	771,3
<b>OB39-05</b>	14,8	1279,8	67,5	1,8	8379,4	0,9	203,6	416,5	261,1	253,0	520,1	84,7	342,6	62,6	1,9	57,9	12,2	125,4	44,6	184,7	35,5	303,3	59,6	1,6	1322,8	765,3	0,9	0,1	784,2
<b>OB39-06</b>	13,9	728,7	67,6	2,4	9304,0	1,1	160,5	125,1	238,3	0,1	12,2	0,1	1,4	2,6	0,2	15,2	5,3	64,1	25,2	111,4	22,2	198,8	39,6	0,5	31,7	466,6	42,7	0,1	777,8
<b>OB39-07</b>	160,3	1910,7	65,6	6,7	9985,3	5,8	241,6	598,0	1775,2	15,8	101,1	15,9	98,4	49,6	64,8	89,4	19,7	186,5	60,1	249,6	51,1	461,6	90,4	0,3	435,0	1118,9	1,5	3,0	1096,1
<b>OB39-08</b>	16,0	636,7	55,6	2,2	8386,8	1,2	144,5	125,2	281,4	0,1	18,2	0,2	2,5	2,9	1,0	13,5	4,6	54,6	21,5	96,5	19,3	171,9	36,3	0,4	38,6	404,7	26,1	0,5	791,9
<b>OB39-09</b>	13,2	1166,0	65,7	5,0	8801,8	2,1	223,1	206,3	489,7	0,1	13,2	0,1	1,5	4,2	0,4	24,6	8,7	108,1	41,8	178,6	35,3	314,3	62,8	0,4	44,1	749,6	46,8	0,1	772,6
<b>OB39-10</b>	37,9	2221,1	65,6	2,3	7796,4	1,0	255,0	364,0	590,8	0,5	11,7	0,7	7,0	8,7	2,2	60,5	21,3	261,7	104,6	446,1	85,6	729,5	141,8	0,6	91,2	1790,6	4,9	0,3	888,7
<b>OB39-11</b>	27,3	1855,5	63,7	0,9	8549,7	0,7	229,1	191,8	370,5	0,5	12,1	0,8	7,7	9,2	2,2	45,1	14,8	169,8	63,1	264,4	51,1	429,0	81,2	0,5	77,6	1073,5	4,5	0,3	849,7
<b>OB39-12</b>	26,4	1268,9	66,5	5,0	10007,2	2,6	182,7	420,4	833,8	1,3	28,8	1,4	10,8	9,9	3,9	34,3	10,9	122,4	42,9	186,4	37,6	329,1	64,7	0,5	90,4	794,0	5,1	0,7	845,9
<b>OB39-13</b>	15,8	983,2	63,7	1,2	8894,1	0,8	132,2	110,7	227,8	0,0	11,7	0,1	2,0	4,6	0,7	24,1	7,9	92,2	33,9	144,5	29,2	259,7	52,0	0,5	43,1	619,4	80,3	0,2	791,0
<b>OB39-14</b>	38,8	693,7	71,5	2,3	10757,0	1,9	254,3	317,3	720,1	3,2	50,8	2,3	13,4	9,4	4,5	26,1	6,9	65,2	21,9	95,5	20,3	200,3	42,3	0,4	109,7	452,5	4,5	0,9	891,3
<b>OB39-15</b>	25,2	714,6	62,1	2,3	9487,0	2,0	249,2	446,4	903,3	57,9	200,6	18,8	76,1	16,0	3,3	23,7	5,7	62,8	23,0	103,5	22,5	220,4	46,7	0,5	396,4	484,7	1,5	0,5	840,6
<b>OB39-16</b>	15,7	338,9	63,9	0,9	9448,3	0,5	154,8	134,3	253,2	0,0	12,5	0,1	1,3	2,1	0,6	7,1	2,1	24,2	10,3	53,1	13,5	152,9	38,3	0,5	23,6	294,4	54,9	0,5	790,3
<b>OB39-17</b>	13,8	548,2	66,0	2,6	9192,9	1,4	91,3	85,2	147,0	0,0	30,0	0,1	1,1	2,3	0,7	11,3	4,0	46,0	17,9	83,6	18,3	179,7	37,4	0,6	45,4	387,0	309,1	0,4	777,1
<b>OB39-18</b>	18,0	931,5	71,5	1,4	9859,2	0,8	217,6	636,8	342,5	409,3	969,0	155,3	687,8	114,0	2,8	57,1	9,7	87,7	32,1	142,5	29,2	268,3	53,6	1,9	2395,3	623,1	0,9	0,1	804,5
<b>OB39-19</b>	15,9	1187,1	63,3	1,6	8299,5	0,8	140,4	160,6	214,0	0,1	22,7	0,2	4,6	7,3	6,9	33,7	10,2	114,7	41,6	175,1	34,3	299,8	59,2	0,8	75,4	734,9	41,6	1,3	791,4
<b>OB39-20</b>	111,4	1487,3	61,7	2,4	9031,1	1,3	176,0	283,3	686,8	1,2	23,5	0,8	6,3	6,6	0,9	32,1	11,0	134,0	52,0	226,6	47,3	423,9	84,8	0,4	71,3	979,6	5,9	0,2	1037,1
<b>OB39-21</b>	19,6	1076,3	64,6	5,8	8650,8	2,2	194,7	370,3	341,8	15,9	105,5	5,9	28,0	9,4	1,0	25,3	8,3	94,3	36,4	161,9	33,9	311,3	60,5	1,1	191,0	706,4	2,6	0,2	813,2
<b>OB39-22</b>	12,6	494,9	47,4	2,0	8059,2	1,2	185,2	113,7	391,9	0,2	12,9	0,1	1,2	2,1	0,3	9,1	3,4	41,3	16,4	76,7	16,7	162,3	35,8	0,3	26,0	352,6	19,8	0,2	768,2
<b>OB39-23</b>	13,9	604,5	68,1	1,3	9592,4	0,4	237,5	285,0	616,4	0,2	23,3	0,1	1,3	2,0	1,1	12,0	3,9	42,2	17,4	88,6	21,6	241,6	59,6	0,5	40,0	474,9	32,6	0,7	778,1
<b>OB39-24</b>	18,6	744,0	62,6	2,7	9034,3	1,5	205,1	187,0	375,4	0,1	24,6	0,1	1,0	2,6	0,3	16,1	5,7	66,1	25,7	111,7	23,8	212,6	42,3	0,5	44,7	487,9	97,3	0,1	807,5
<b>Moyenne</b>	<b>29,1</b>	<b>978,5</b>	<b>64,8</b>	<b>2,6</b>	<b>9129,6</b>	<b>1,5</b>	<b>192,8</b>	<b>265,3</b>	<b>493,8</b>	<b>31,7</b>	<b>94,5</b>	<b>12,0</b>	<b>54,3</b>	<b>14,2</b>	<b>4,6</b>	<b>28,1</b>	<b>8,1</b>	<b>90,8</b>	<b>34,0</b>	<b>149,0</b>	<b>30,8</b>	<b>282,4</b>	<b>58,2</b>	<b>0,6</b>	<b>239,3</b>	<b>653,2</b>	<b>38,2</b>	<b>0,6</b>	<b>828,5</b>

---

**CHAPITRE VI.  
INTERPRÉTATION - DISCUSSION  
ET CORRELATIONS**

---

---

## Introduction

Ce chapitre porte sur l'interprétation et la discussion des principaux résultats obtenus. De ce fait, il intègre les aspects pétrographiques, minéralogiques, structuraux, géochimiques, géochronologiques, dans l'optique de mieux appréhender la source, l'origine, les conditions de genèse, mais aussi l'évolution tectono-métamorphique des formations du secteur de Bidou I. Ce chapitre s'achève par une corrélation de la zone d'étude avec les autres parties du complexe du Nyong d'une part et les autres entités du craton du Congo ainsi que son prolongement NE au Brésil d'autre part.

### VI.1. LITHOLOGIE

La localité de Bidou I, qui fait partie intégrante du complexe du Nyong, appartient à la bordure nord-ouest du craton du Congo au Cameroun. Elle est composée essentiellement de roches métamorphiques qui comprennent les gneiss à grenat, les micaschistes à grenat et les quartzites à grenat. Ces roches présentent des microstructures granoblastiques hétérogranulaires avec ubiquité de microstructures poécilitiques, hélicitiques, sigmoïdales, des textures en atoll et boules de neige qui témoignent d'une évolution métamorphique complexe pour ces dernières.

Ces roches ont été affectées par un métamorphisme de haut degré des faciès granulitiques (Grt + Prx + Bt + Qz + kfs + Ru + Op) et amphibolitiques (Grt + Bt + Ms + Qz + Kfs + Pl ; Ms + Op; Bt + Ms + Qz; Ms + Bt + Qz + Ru; Ms + Qz + Pl ; Grt + Bt + Ms + Py + Qz). Les paragenèses typiques de ces faciès montrent qu'il s'agit d'un métamorphisme rétrograde allant du faciès granulite au faciès amphibolite.

Le métamorphisme granulitique de Bidou I présente des similitudes avec le métamorphisme granulitique obtenu dans de nombreuses localités du complexe du Nyong notamment pour : les gneiss et quartzites à magnétites du Sud d'Eséka ([Lerouge et al., 2006](#)); les pyri-garnites, les migmatites et les métasédiments d'Edéa et Eséka qui mettent en évidence une succession de paragenèses témoignant des stades granulitiques progrades, paroxysmaux et rétrogrades ([Ndéma Mbongué et al., 2014](#); [Ndéma Mbongué, 2016](#)) ; les serpentinites et les pyroxénites d'Eséka-Lolodorf ([Nga Essomba, 2020](#)); les gneiss à grenat et pyroxène et les pyriclasites de Grand Zambi ([Moudioh et al., 2020](#) ; [Moudioh, 2021](#)) ; les gneiss à grenat et amphibole, les gneiss à biotite et grenat et les métasédiments de Kribi ([Mvodo et al., 2022](#)).

Le métamorphisme amphibolitique de Bidou I est comparable à celui des métasédiments de Messondo qui regroupent les gneiss à pyroxène, les gneiss à grenat et biotite, les micaschistes à grenat et les gneiss à biotite et grenat ([Nzepang Tankwa, 2020](#) ; [Nzepang Tankwa et al., 2021](#)); des amphibolites de Messondo ([Ndéma Mbongué et Luku, 2020](#)); des gneiss à grenat et biotite, gneiss à biotite et épidote, pyroxénites et pyriboles d'Eséka-Lolodorf ([Nga Essomba, 2020](#)); des

---

gneiss à grenat et pyroxène, pyriclasites et amphibolites épidotisées de Grand Zambi (Moudioh, 2021) ; des roches associées aux BIFs de Kpwa-Atog Boga (Soh Tamehe et al., 2018) et de Gouap Nkollo (Soh Tamehe et al., 2019, 2021); des gneiss à grenat et amphibole, amphibolites à grenat et gneiss à amphibole et biotite d'Edéa-Eséka (Ndema Mbongué, 2016) ; des BIFs de Pout Njouma au Nord d'Edéa (Ndema Mbongué et Aroke, 2020); des gneiss à grenat-biotite et des gneiss à grenat-pyroxène et amphibolites de Mewongo (Kwamou et al., 2021; Kouankap et al., 2022 ; Kwamou, 2022).

Plusieurs autres auteurs ont également mis en évidence les métamorphismes des faciès granulite et amphibolite dans les complexes du Nyong et du Ntem (Lasserre et Soba, 1976; Feybesse et al., 1987 ; Nzenti et al., 1999 ; Chombong et al., 2013 ; Teutsong et al., 2017; Ganno et al., 2016, 2018 ; Tchameni, 1997 ; Tchameni et al., 2010 ; Owona et al., 2011, 2022).

Le métamorphisme des faciès granulite et amphibolite de la localité de Bidou I est similaire au métamorphisme granulitique (750 - 800°C, 10 -12Kb) et amphibolitique (600 - 700°C, 6 – 8 kbar) identifiés dans la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale notamment : dans le groupe de Yaoundé (Ball et al., 1984 ; Mvondo et al., 2003 ; Nzenti et al., 1988,1999; Ngnotué et al., 2000, 2012 ; Métang et al., 2022a,d); dans les reliques granulitiques de Banyo (Nzenti et al., 2007), dans les gneiss de Mbondo-Ngazi Tina (Ngoniri et al., 2020) et dans les séries de Poli et Lom (Soba, 1989).

Cette similarité des faciès s'étend en RCA dans la région de Bossangoa-Bossembélé (Danguéné, 2012 ; Danguéné et al., 2014 ; Tanko Njiosseu et al., 2021) ainsi que dans les métasédiments archéens et paléoprotérozoïques du NE du Brésil (Oliveira et al., 2004 ; Neves et al., 2006) et au Nigéria (Ekwueme et Kröner, 2006).

De plus, la spectrométrie à énergie dispersive (EDS) sur un échantillon de quartzite à grenat a permis d'y identifier le Fe, le S, l'Al et le Si ; et révèle la présence probable des sulfures de Fe et de grenat ferrifère qui leurs sont associés. Ces images mettent également en évidence une association anormale corindon-quartz. L'association quartz-corindon est une association rare et matérialise les terrains métamorphiques de haut à très haut degré (Simonet et al., 2008) ainsi que les environnements métamorphiques à très haute température (jusqu'à 1100°C à une pression de 7 à 12 kbars ; Harlov et Milke, 2002). Les roches présentant ce type d'assemblage ont des caractères communs en termes d'assemblages de minéraux, de textures, de conditions métamorphiques et d'environnements géologiques. En plus du corindon et du quartz, ces roches peuvent contenir de quantités variables de magnétite, de spinelle, d'ilménite, rutile et sillimanite, sillimanite/disthène dans les roches riches en Fe ; de saphirine, d'orthopyroxène, de grenat et de cordiérite dans les roches plus riches en Mg (Mouri et al., 2004). Ces roches sont caractérisées en général par un contact net entre le corindon et le quartz et/ou une séparation par une fine bordure

---

de sillimanite ou de disthène entre ces deux minéraux. La présence de cet assemblage dans les roches de Bidou I serait un indicateur des processus métamorphiques liés à la croûte profonde et constituerait donc un réel thermobaromètre pour les faciès granulites de très haute température ou les faciès éclogites pouvant avoir eu lieu dans cette localité (Mouri et al., 2004).

Les textures en Atoll dans les grenats sont interprétées comme un excellent marqueur du métamorphisme car la zonation chimique de croissance de ces cristaux est très sensible aux variations P–T et permet de modéliser leur évolution au cours du trajet prograde et/ou rétrograde. Ils se retrouvent généralement dans les métapélites issues d'un métamorphisme de haute pression ou de contact, leur présence témoignant de l'existence de plusieurs épisodes métamorphiques liés à des variations géodynamiques des conditions P – T dans l'histoire de la roche (Passchier & Trouw, 1998; Faryad et al., 2010). Ainsi donc, la présence des grenats en atoll dans la localité de Bidou I renforce l'idée selon laquelle les roches de cette localité se sont mises en place dans les conditions de température élevées, un atout précieux pour comprendre l'évolution des variations des conditions P–T-t dans cette localité.

## V1.2. ANALYSE STRUCTURALE

Les observations de terrain couplées aux données de télédétection et géophysiques permettent de définir plusieurs phases de déformation dans la localité de Bidou I : la première phase de déformation  $D_1$  est marquée par la foliation  $S_1$ , les linéations minérales  $Lm_1$  et d'étirement minéral  $Le_1$  et les boudins  $\beta_1$ . Les différents caractères de cette phase  $D_1$  montrent que c'est une phase de tectonique compressive typiquement coaxiale de direction cinématique N-S à NE - SW. Une phase de déformation  $D_1$  comportant des éléments similaires a été mise en évidence dans les localités d'Edéa-Eséka et est datée au Paléoprotérozoïque entre ( $1893 \pm 43$  Ma –  $1734 \pm 22$  Ma, Ndema Mbongué, 2016 ; Ndema Mbongué et al., 2022b).

Les travaux récents montrent que les roches du complexe du Ntem ont subi une première phase majeure de déformation  $D_1$  assimilée à l'âge de la migmatisation des TTG (2843 Ma), congénère à l'emplacement des dykes granitiques syntectoniques (Monzogranites, 2840-2825 Ma ; Akam et al., 2021).

La foliation  $S_1$  subverticale visible dans les métasédiments de Bidou I est similaire à celles de la littérature, décrites dans les roches métasédimentaires du groupe du Nyong qui présentent également une foliation composite subverticale  $S_1$  préservée dans les charnières des plis  $P_2$  (Feybesse et al., 1998). La foliation subverticale  $S_1$  régionale et pénétrative a également été décrite dans la région de Sangmélina, et correspond à la première phase de métamorphisme dans cette partie du craton ayant conduit à la formation des assemblages minéraux granulitiques à grenat et hyperstène dont le pic métamorphique est daté à 2830 Ma (Akam et al., 2021).

---

De plus la présence des boudins  $\beta_1$  dans les micaschistes à grenat indique également que la roche a été affectée par un métamorphisme de haut degré et qu'elle a subi une déformation ductile. Les rapports d'aspect de ces boudins supérieurs ou égaux à 3,62 sont caractéristiques des zones de cisaillement (Goscombe et Passchier, 2003).

De plus, la présence de nombreuses structures plates (à pendages inférieurs à 30°) et des linéations d'étirements sur les plans de foliation sont les témoins de la tectonique en nappe au cours de la première phase de déformation.

La phase de déformation  $D_2$  est caractérisée par les plans de cisaillements  $C_2$  à mouvement senestre, la linéation d'étirement minérale  $L_2$ , les plis  $P_2$ , les fractures  $f_2$ , les veines et les failles  $F_2$ . Les plis en fourreaux qui forment une structure fermée avec un plan axial devenu courbe, ainsi que les axes à forme variables des plis  $P_2$  symbolisent l'étirement associé au mouvement des zones de cisaillement. Ces plis en fourreaux ainsi que les plis couchés  $P_2$  montrent que la tectonique en nappe a également marqué la deuxième phase de déformation dans la localité de Bidou I. Plusieurs auteurs montrent que le complexe du Nyong a subi une déformation polyphasée marquée par la mise en place de la nappe du Nyong sur le craton du Congo avec une direction de transport orientée vers l'Est, cette nappe est disséquée par des couloirs de cisaillements NW-SE (Maurizot et al., 1986; Feybesse et al., 1998; Nedelec et al., 1993; Pénaye et al., 2004 ; Lerouge et al., 2006 ; Pouclet et al., 2007 ; Owona et al., 2011b ; Bouyo et al., 2019 ; Ndema Mbongué, 2016 ; Ndema Mbongué et al., 2019a ; Nga Essomba, 2020 ; Mvondo et al., 2022). La tectonique en nappe a également été mise en évidence dans le groupe de Yaoundé dans lequel elle domine la déformation (Nzenti et al., 1988; Mvondo et al., 2007; Metang et al., 2022a; Mukete et al., 2022). Cependant sa direction de transport est différente de celle du complexe du Nyong et est orientée vers le SSW sur le craton du Congo (Nzenti et al., 1988 ; Mvondo et al., 2007 ; Owona et al., 2011b). La nappe de Yaoundé est également disséquée par les cisaillements majeurs tels le Cisaillement Centre Camerounais dans un premier temps et plus tard la Faille de la Sanaga (Toteu et al., 1994; Mvondo et al., 2007; Nzenti et al., 1988; Owona et al., 2011a,b).

Le cisaillement simple senestre de la deuxième phase de déformation dans le groupe du Nyong a affecté la  $D_1$  au cours du pic du métamorphisme Eburnéen/transamazonien du faciès granulite (Nédélec et al., 1993 ; Toteu et al., 1994 ; Lerouge et al., 2006). Toteu et al. (1994) montrent que le complexe du Ntem a subi un premier événement métamorphique autour de 2900 Ma et un second autour de 2050 Ma. Ce second événement de déformation eburnéen/transamazonien polyphasé à caractère ductile et cassant est également mis en évidence dans les roches du complexe du Nyong (granitoïdes, métapélites, gneiss granitiques, quartzites et BIFs), et serait à l'origine de la foliation  $S_{1/2}$ , la schistosité  $S_2$ , les linéations minérales et d'étirement  $L_2$ , les plis et

---

les failles (Owona et al., 2013). Les travaux plus récents montrent également que les roches métasédimentaires et métagénées du complexe du Nyong ont subi deux phases de métamorphisme de haut degré (Ndema Mbongué et al., 2022b).

Les gneiss à grenat de la localité de Bidou I ont un âge paléoprotérozoïque (2067 Ma) qui correspond à l'âge du métamorphisme de ces roches ; ce qui est en accord avec de nombreux résultats obtenus dans le complexe du Nyong. Cette tranche d'âge est similaire à celui de la formation des premières chaînes ouest-centrafricaines (2046 ± 27/-9 Ma, Owona et al., 2020).

Il s'apparente également à celui de la phase D<sub>3</sub> liée au magmatisme et aux métaplutonites des complexes du Nyong et du Ntem (Feybesse et al., 1998 ; Tchameni et al., 2000 ; Owona et al., 2011 ; Akam et al., 2018 ; Lerouge et al., 2006 ; Owona et al., 2020, 2021a, b), ainsi qu'au métamorphisme paléoprotérozoïque de Bafia dans la CPNE (Tchakounté et al., 2017). Cependant, les travaux de Ndema Mbongué, (2016) montrent que la phase D<sub>2</sub> qui comprend les mêmes éléments à Eséka-Edéa est à caractère cisailant, coaxial et rotationnel et a eu lieu autour de (577 ± 12 - 677 ± 36 Ma).

Dans le complexe du Ntem, la phase de déformation D<sub>2</sub> qui comprend également les plis P<sub>2</sub> qui rebrousse la foliation S<sub>1</sub>, et le développement des plans de cisaillements C<sub>2</sub> responsables de la mise en place des granitoïdes hyper potassiques ont leur pic autour de 2750Ma proche du premier événement métamorphique dans ces deux entités (Akam et al., 2021).

La phase de déformation D<sub>3</sub> est marquée par les fractures, les diaclases et les linéaments hydrographiques. Ces structures uniquement cassantes montrent le caractère cassant de la tectonique qui marque la fin de la déformation dans la localité de Bidou I.

Toutes ces phases de déformation montrent des directions majeures N-S, NNE-SSW et NE-SW. La direction NNE-SSW est similaire à l'orientation NNE à évolution tectonique polyphasée qui domine dans le complexe du Nyong (Feybesse et al., 1998).

Les directions N-S et NNE-SSW montrent des similitudes avec les résultats obtenus à Kribi-Campo qui définissent une évolution tectonique marquée par trois phases de déformation associées à des dépôts syn-rift : - une déformation en régime d'extension associée au rifting affectant les failles principales N-S et les failles secondaires obliques ; - une phase de glissement gravitationnel limitée par les failles obliques de transfert de orientées N-S ; - et une phase compressive qui se superpose aux deux précédentes, et se caractérise par les structures plissées. Elle est issue de la compression des structures extensives préexistantes et des mouvements trascurents le long des failles (Iboum Kissaaka et al., 2012).

La présence des microstructures poécilitiques, hélicitiques, sigmoïdales ; de la texture en atoll ; des grenats en boule et des minéraux en formes de "poisson" qui sont les caractéristiques des environnements géologiques fortement déformés montrent que les roches de la localité ont

---

subi plusieurs stades de croissance crustale. Ces microstructures permettent d'observer et de déterminer la cinématique du cisaillement senestre dans la localité.

La présence des grenats en atoll apporte un complément au modèle de dynamique de la zone d'étude. Généralement, un grenat a une croissance centripète avec un cœur qui témoigne des premières conditions de cristallisation, tandis que la bordure témoigne des conditions de la fin de la cristallisation. La présence de micro-fractures chimiques au sein de la bordure du grenat (connectant l'extérieur du cristal à la matrice interne et au cœur) montre l'existence d'une circulation de fluides au sein du grenat, responsable du changement de la chimie et d'une réouverture du système. Le passage de fluides en circulation est conditionné par la fracturation des grenats qui est causée par le passage dans une zone de transition fragile-ductile. Les cœurs de ces grenats sont résorbés et remplacés par les nouveaux cristaux de quartz, feldspaths, plagioclase ou biotite. Ce passage est supposé se dérouler après le pic du métamorphisme, lors du trajet rétrograde (Cheng et al., 2007; Faryad et al., 2010; Ruiz Cruz, 2011). Cette réouverture du système correspondrait au passage d'une zone de cisaillement, toujours active, dans une zone de transition fragile-ductile de haute température. Les grenats en atoll témoignent de l'alternance entre le domaine ductile et le domaine fragile, qui pourrait être mise en parallèle avec les alternances d'activités de zones de cisaillement et de fractures observées sur le terrain. La déformation s'étant localisée sur les épontes par un durcissement de la roche qui aurait concentré les contraintes, ce qui aurait permis une microfracturation localisée de la matrice. Le réseau de fractures formées devenant une zone de drains très efficace pour les fluides en circulation, ce qui favoriserait l'injection des fluides dans les grenats, mais également la cristallisation des amas de biotite (Fusseis et Handy, 2008). Cette transition entre le stade de déformation ductile et le stade de déformation fragile tardive se caractérise par une activité métasomatique et une déformation encore soutenue de la zone de cisaillement (Cheng et al., 2007; Faryad et al., 2010; Ruiz Cruz, 2011).

Les trois phases de déformation identifiées et décrites dans ces résultats sont en accord avec la tectonique à trois phases de déformation répandue et mise en évidence par de nombreux auteurs dans les complexes du Nyong (Nédélec et al., 1993 ; Feybesse et al., 1998 ; Lerouge et al., 2006 ; Ndéma Mbongué et al., 2014, 2019a; Iboum Kissaaka et al., 2012 ; Kankeu et al., 2018 ; Kouankap et al., 2018 ; Bouyo Houketchang et al., 2019; Soh Tamehe et al., 2018, 2019) et du Ntem (Owona et al., 2011 ; Akam et al., 2018,2020,2021; Ganno et al., 2017). Ces résultats sont également similaires à ceux que certains auteurs ont identifié et décrit que dans la CPNE (Nzenti et al., 1994, 1998, 2007 ; Nzolang et al., 2003 ; Tanko Njiosseu et al., 2005; Ganwa et al., 2008a,b, 2016) ; dans la chaîne de l'Ogooué (Ledru et al., 1989 ; Mayaga-Mikolo, 1996); en RCA dans la localité de Bossangoa-Bossembélé (Danguene et al., 2014) et dans la chaîne Trans-

---

amazonienne au Brésil (Leite, 2002).

Ces résultats diffèrent cependant de ceux de la tectonique à deux phases de déformation identifiée dans les localités d'Eséka (Nga Essomba, 2020), de Ngovayang (Ndong Bidzang, 2017) et d'Abiété-Yenjok (Ngo Bidjeck, 2004) et de Gouap-Nkolo (Soh Tamehe et al., 2014) dans le complexe du Nyong. Ils sont également différents de ceux de plusieurs auteurs qui ont montré que les formations du complexe du Nyong ont été marquées par quatre phases de déformation caractérisées par une tectonique en nappe transportée vers l'Est sur le craton du Congo et disséquée par des couloirs de cisaillements blastomylonitiques orientés NW–SE (Maurizot et al., 1986; Nédélec et al., 1993; Feybesse et al., 1998; Owona et al., 2011a).

Les résultats concordants des analyses couplées de terrain, Landsat, SRTM et géophysiques distinguent plusieurs familles de directions de foliation (N-S, ENE-WSW, NNE-SSW), de linéations (N-S, NNE-SSW, NE-SW, ESE-WNW), de fractures (N-S, NNE-SSW, E-W, ENE-WSW, SE-NW, NE-SW et SSE-NNW), de plans de cisaillement senestres (NE-SW, E-W) et des microfailles (NE-SW). Ces résultats témoignent du caractère complexe de la déformation dans la localité de Bidou I. Les linéations suivent la même tendance que les autres structures, ce qui est caractéristique d'une zone de cisaillement (Kankeu et al., 2018). Ce résultat est confirmé par la direction NE-SW qui correspond au cisaillement majeur de la sous-région connue sous le nom de Faille de Kribi-Campo (Kankeu et al., 2018). La FKC pourrait séparer le bloc congolais du craton de São-Francisco et constituer ainsi la partie Nord d'un lien reliant la CPNE à l'Ouest du Congo au sud. Ce lien panafricain aurait séparé le craton de São-Francisco de la ceinture du Congo occidental avant la rupture du Gondwana au Mésozoïque (Kankeu et al., 2018). La localité de Bidou I ferait donc partie de ce lien ayant séparé le craton de São-Francisco du craton du Congo.

De plus, les structures d'extension (failles normales) et les structures compressives (failles inverses et plis) syn-rift associées à l'activité tectonique des localités de Campo et d'Edéa-Eséka situées non loin de la zone d'étude, montrent que celles-ci appartiennent à la marge passive SW camerounaise marquée par une phase transitionnelle ou définitive de rifting de l'Atlantique Sud (Feybesse et al., 1998; Iboum Kissaaka et al., 2012; Nsangou et al., 2019). Ceci serait également le cas de la localité de Bidou I dont les résultats présentent des similitudes avec ces cas, et suggèrent donc que la zone d'étude appartenait à l'ancien grand socle São-Francisco-Congo autour de 2,0 Ga jusqu'à ce que le rifting généralisé au début du Néoprotérozoïque ait créé de nouveaux océans, et séparé ses constituants en blocs individuels (Caxito et al., 2020).

De ce fait, les marqueurs cinématiques décrits dans le groupe du Nyong dans les localités d'Eséka-Edéa au Nord de Bidou I (Ndema Mbongué et al., 2019a) défissent une direction de transport ESE - WNW et montrent que le complexe du Nyong ferait partie d'une chaîne

---

collisionnelle N-S comprenant la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale, la chaîne de l'Ogooué (d'âge similaire) et la ceinture orogénique Transamazonienne (Ledru et al., 1994 ; Van Schmus et al., 1995; Almeida et al., 2000 ; Barbosa et Sabaté, 2002).

## VI.3. EVOLUTION GEOCHIMIQUE

### VI.3.1. Source des protolites

Les roches de la localité de Bidou I sont des métasédiments qui proviennent de plusieurs protolites : les gneiss à grenat et les quartzites à grenat proviennent des arkoses et des arénites avec une contribution des argiles, tandis que les micaschistes à grenat proviennent des grauwackes. Ces protolites présentent des similitudes et des différences avec ceux des autres métasédiments environnants notamment : les métasédiments de Grand Zambi (schistes à épidote et chlorite) et de Kouambo qui proviennent des shales ferrifères (Ganno et al., 2017 ; Moudioh et al., 2020; Moudioh, 2021); les métasédiments de Messondo (gneiss à pyroxène à composition de quartz arénite), les gneiss à grenat et biotite (à composition des argiles ferrifères), les micaschistes à grenat (composition des argiles) et les gneiss à biotite et grenat (sables ferrifères) (Nzepang Tankwa et al., 2021; Nzepang Tankwa, 2020); les micaschistes, les gneiss et quartzites de Gouap qui dérivent des grauwackes (Soh Tamehe et al., 2022b). Les grauwackes ont également été identifiés comme protolites des métasédiments dans le groupe de Yaoundé, mais ayant pour roches sources les granodiorites et les andésites qui proviennent probablement du Craton du Congo et/ou du bloc Adamaoua-Yadé (Metang et al., 2022d).

Les rapports  $K_2O/Al_2O_3$  peuvent être utilisés pour déterminer la contribution des feldspaths alcalins dans la mise en place des roches mères des sédiments pélitiques (Cox et al., 1995). À Bidou I, la valeur moyenne de ces rapports est de 0,17 ( $<0,3$ ) ; ce qui signifie que leur composition n'est pas entièrement felsique (Cox et al., 1995). La différence significative des rapports  $K_2O/Al_2O_3$  (moyenne = 0,17) et  $K_2O/Na_2O$  (moyenne = 11,18) suggère un certain contrôle local des roches mères sur la composition des sédiments (Gu et al., 2002 ; Armstrong-Altrin et al., 2015b). Le rapport  $Al_2O_3/TiO_2$  permet de préciser la source des roches sédimentaires, un rapport inférieur à 14 étant caractéristique des précurseurs mafiques, alors que ceux compris dans l'intervalle  $19 < Al_2O_3/TiO_2 < 28$  caractérisent les sédiments dérivés de roches felsiques à intermédiaires (Girty et al., 1996 ; Soh Tamehe et al., 2018). Tous les échantillons ont des rapports  $Al_2O_3/TiO_2$  compris entre 18,23 et 27,86 à l'exception d'un échantillon de micaschiste à grenat qui donne un rapport de 14,14. Ceci indique que les roches sources ont une origine intermédiaire à felsique, à prédominance felsique (moyenne 21,60).

Le diagramme  $TiO_2$  en fonction du Zr (Hayashi et al., 1997) illustre cette dualité, et montre que les quartzites à grenat, les gneiss à grenat et les échantillons OB38 sont de nature felsique,

---

tandis que les échantillons OB39 sont intermédiaires à felsiques (Fig. 56a). Le diagramme binaire  $TiO_2$  en fonction de  $Al_2O_3$  (Amajor, 1987) montre que ces métafelsiques proviennent pour la plupart des granites (Fig. 56b).

La rare association corindon-quartz dans les quartzites à grenat permet de montrer que la cristallisation du corindon peut ne pas provenir des granites source des roches de Bidou I, mais leur présence peut être due à un surplus d'alumine marqué par l'abondance de muscovite dans les roches, ou provenir d'une éventuelle présence de xénolites alumineux à corindon au sein des roches granitiques (Haïmeur et al., 2003). Ces xénolites alumineuses à corindon pourraient correspondre : - soit à des fragments arrachés à une zone profonde mais qui reste intermédiaire entre la croûte où se forme le magma granitique et le niveau supérieur de sa mise en place, - soit à des fragments du protolite dont l'association minérale primaire a dû être oblitérée et rééquilibrée progressivement au cours de l'ascension et du séjour du xénolite dans le magma granitique (Haïmeur et al., 2003). Les xénolites révèlent des degrés variables de fusion partielle avec exsudation de leur fraction quartzo-feldspathique. Leur évolution ultime donne des restites et libère des cristaux de corindon et spinelle résiduels dans la matrice granitique. Les enclaves microgrenues mafiques montrent à leur tour de fréquents indices d'échanges chimiques et mécaniques avec leur granite-hôte à savoir : le développement de halos felsiques autour d'elles, la silicification de leur bordure et la présence à leur périphérie de quartz et de xénocristaux (plagioclase, apatite et zircon) d'origine granitique. L'analyse de ces interactions atteste du rôle fondamental joué par la fusion des métasédiments dans la genèse des granitoïdes. Cette fusion serait induite par des injections de magmas mantéliques basiques qui auraient participé à cette genèse à travers des stades de mélanges magmatiques répétitifs (Haïmeur et al., 2003).

En raison de leur faible solubilité et de leurs caractères géochimiques équivalents, les terres rares servent également à la caractérisation de la provenance des roches sédimentaires. Les roches siliceuses présentent un enrichissement fréquent en REE avec des anomalies négatives en Eu (MacDaniel et al., 1994 ; Soh Tamehe et al., 2018). L'enrichissement en LREEs et les anomalies négatives en Eu observés sont cohérents avec la provenance d'une ancienne croûte continentale supérieure de composition felsique. Cette anomalie négative en Eu indique que les roches mères ont subi une différenciation intracrustale, telle que la fusion partielle ou la cristallisation fractionnée, impliquant la séparation du plagioclase (Gu et al., 2002).

L'origine intermédiaire ignée à felsique peut également être démontrée par le diagramme La/Th vs. Hf (Fig. 56c) de Floyd et Beveridge, (1987) qui indique que la plupart des échantillons proviennent de la croûte continentale supérieure en contexte d'arc acide/felsique, avec accroissement du taux des sédiments anciens pour les gneiss à grenat. Ce résultat est similaire à celui obtenu pour les métasédiments (gneiss à grenat) d'Atog-Boga dans le groupe du Nyong

---

(Soh Tamehe et al., 2018). Les résultats similaires ont été obtenus pour les métasédiments du groupe de Yaoundé (Metang et al., 2022d) et dans la dans les localités de Mbondo-Ngazi Tina (Ngoniri et al., 2020) au Nord de la CPNE.

La source intermédiaire à felsique a été décrite dans les métasédiments du complexe du Nyong dans les localités de Messondo (Nzepang Tankwa, 2020) et d'Eséka (Chombong et al., 2017). Ce caractère est différent pour les métasédiments de Grand Zambi (Moudioh, 2021) et d'Edéa-Eséka (Ndéma Mbongué, 2016) qui proviennent d'une source mafique. Le même résultat est obtenu dans la CPNE pour les métasédiments du groupe de Yaoundé qui ont une source mixte (Metang et al., 2022d).

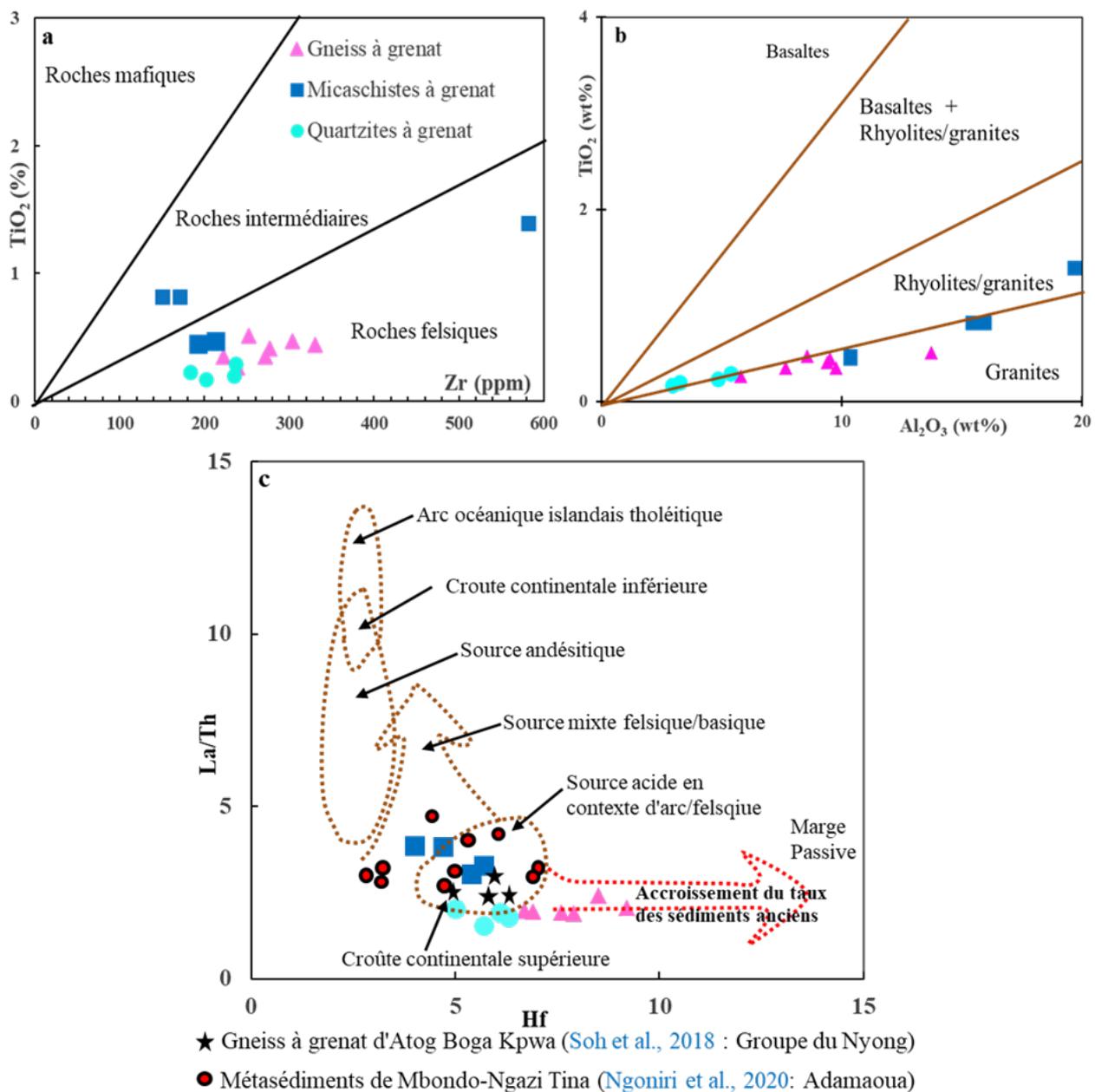
### VI.3.2. Sédimentation, maturation et altération

Les roches de la localité de Bidou I sont appauvries en CaO, Na<sub>2</sub>O et Sr, mais enrichies en K<sub>2</sub>O, Rb et Ba. Cette signature géochimique est caractéristique des sédiments très altérés où le K, le Rb et le Ba sont incorporés dans les argiles pendant l'altération chimique, tandis que le Ca, Na et Sr sont de préférence lessivés (Fedó et al., 1996).

Les rapports K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O sont élevés pour les gneiss (14,32 - 22,71) et les quartzites (2-10,75), ce qui indique la transformation du plagioclase par rapport au feldspath potassique pendant le processus d'altération (Madhavaraju, 2015). Ce rapport est faible dans les micaschistes, ce qui montre la faible teneur en minéraux argileux dans leurs protolites (Ogounyele et al., 2020), et indique une différence dans la proportion relative de plagioclase entre ces différents types lithologiques (Madhavaraju, 2015).

Les valeurs de l'indice d'altération des plagioclases peuvent être calculées par la formule  $(PIA = \frac{Al_2O_3 - K_2O}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O} * 100)$  de Fedó et al. (1995). Le PIA est très élevé (en moyenne ~ 97,79 et 97,77) pour les gneiss et les quartzites. Dans les micaschistes, le PIA est plus faible (en moyennes 74,97 pour OB 38 ; 68,45 pour les OB 39). Ceci montre que le plagioclase a été très altéré dans les gneiss à grenat et les quartzites à grenat contrairement aux micaschistes à grenat tel que révélée par l'étude pétrographique.

La provenance et la source des sédiments peuvent être évaluées par des indices qui permettent de caractériser l'altération des roches (Nesbit et Young, 1982 ; Harnois, 1988). Les indices d'altération mesurent essentiellement le degré d'appauvrissement des composantes mobiles par rapport aux composantes immobiles au cours de l'altération (Harnois, 1988). Le processus dominant de l'altération chimique dans la croûte supérieure est la dégradation des feldspaths et la formation concomitante de minéraux argileux.



**Figure 56.** (a) Diagramme TiO<sub>2</sub> - Zr des sédiments (Hayashi et al., 1997) montrant la nature intermédiaire à felsique ; (b) Diagramme TiO<sub>2</sub> vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Amajor, 1987) montrant l'origine granitique des métasédiments de Bidou I ; (c) Diagramme discriminatoire La/Th Vs. Hf (Floyd et Leveridge, 1987) montrant la provenance des roches de Bidou I.

Le Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> est utilisé comme composant immobile, CaO et Na<sub>2</sub>O sont les composants mobiles car ils sont facilement lessivés pendant l'altération (Harnois, 1988).

L'indice de variabilité compositionnelle (IVC =  $(Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2) / Al_2O_3$ ) qui mesure l'abondance de l'alumine par rapport aux autres éléments majeurs (à l'exception de la silice) dans la roche, est utilisé pour déterminer la maturité des sédiments et

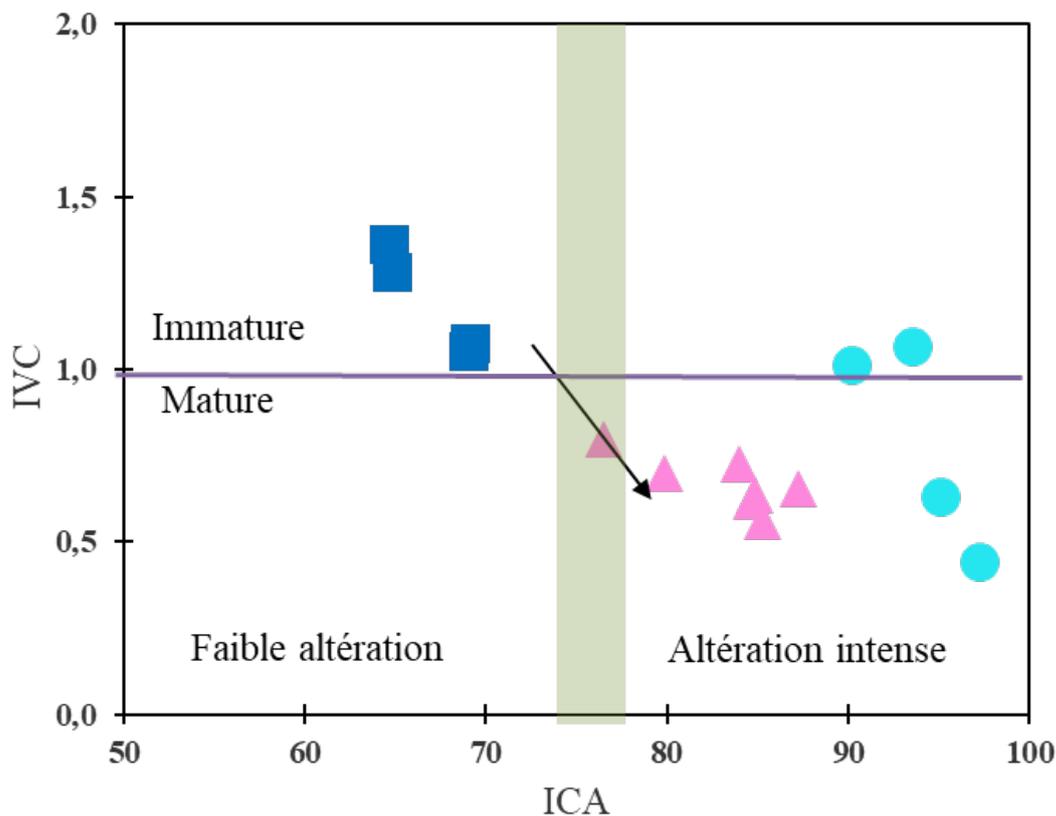
---

discriminer leur contexte tectonique (Cox et al., 1995). Généralement, les sédiments immatures contiennent une forte proportion de minéraux silicatés non argileux (riches en minéraux argileux tels que la montmorillonite et la séricite) et présentent des valeurs élevées de IVC ( $>1$ ). Les sédiments matures sont pauvres en silicates non argileux ou sont dominés par des minéraux tels que ceux de la famille des kaolinites et présentent des valeurs faibles ( $<1$ ) de IVC (Cox et al., 1995 ; Ogounyele et al., 2020). Les IVC des métasédiments de Bidou I sont compris entre 0,56 ( $<1$ ) et 1,19 ( $>1$ ), ce qui indique que ces derniers proviendraient des sédiments immatures à matures.

Harnois (1988) utilise l'indice d'altération chimique  $CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100$  pour déterminer l'altération subie par les roches. Cet indice est appliqué aux roches silicatées de composition felsique à mafique des terrains précambriens. Il est supérieur aux autres indices d'altération en ce qu'il implique un nombre restreint de composants qui ont un comportement géochimique simple, bien connu et cohérent pendant l'altération. Il ne tient pas compte du potassium, car celui-ci peut être lessivé ou s'accumuler dans les résidus au cours de l'altération. L'indice CIW augmente avec le degré d'appauvrissement du sol ou des sédiments en Na et Ca, par rapport à l'Al. Les valeurs de CIW obtenues pour les gneiss à grenat et les quartzites à grenat sont de 98,23 et 97,87 respectivement qui sont très proche de 100. La valeur moyenne pour les micaschistes est de 74,47. Ces résultats confirment que les gneiss à grenat et les quartzites à grenat sont plus altérés que les micaschistes à grenat dans la localité de Bidou I tel que le montre le diagramme IVC en fonction ICA (Fig. 57).

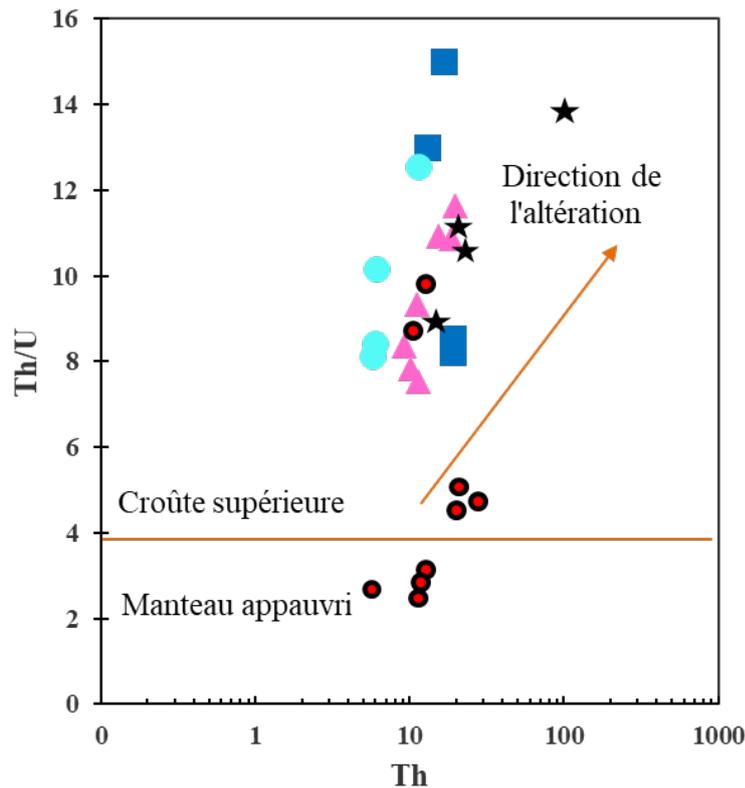
Les rapports  $SiO_2/Al_2O_3$  permettent de définir la maturité des sédiments : Dans les roches sédimentaires, la valeur du rapport  $SiO_2/Al_2O_3$  varie généralement de 1 à 6 alors que dans les roches ignées, ce rapport est compris entre 3 et 5 (Roser et al., 1996). Les faibles valeurs de  $SiO_2/Al_2O_3$  caractérisent les sédiments immatures. Ces rapports dans les échantillons OB 39 des micaschistes à grenat sont compris entre (2,78 - 3,99 ; moyenne=3,55 $<6$ ) et indiquent que ces roches sont des sédiments immatures. Cependant, dans les échantillons OB 38 des micaschistes à grenat et les gneiss à grenat, les valeurs de ces rapports  $SiO_2/Al_2O_3$  sont  $> 6$  (jusqu'à 15,16) excepté pour un échantillon. Ils sont très élevés dans les quartzites à grenat (16,48 - 31,70 ; moyenne 23,84) ce qui indique leur maturité géochimique et par conséquent un degré croissant de recyclage sédimentaire. Les caractères immature et mature des roches de la localité de Bidou I sont confirmés par le diagramme IVC par rapport à ICA qui montre que les roches proviennent des sédiments immatures à matures. Ces sédiments ont subi une faible altération pour les micaschistes, tandis que l'altération a été intense pour les gneiss à grenat et les quartzites à grenat (Fig. 57).

Ce résultat est similaire à ceux mis en évidence dans les gneiss à grenat (matures) et des gneiss à biotite et grenat (immatures) de Messondo dans le complexe du Nyong qui ont été affectés par des degrés variables d'altération hydrothermale (déshydratation/oxydation, Nzepang Tankwa, 2020). Il diffère cependant de celui de grand Zambé (groupe du Nyong) où les protolites des schistes à chlorite et épidote ont un caractère uniquement immature (Moudioh, 2021).



**Figure 57.** Diagramme ICA Vs IVC de la maturité et l'altération des sédiments, modifié (Nesbit et Young, 1982 ; Cox et al., 1995).

Dans les roches sédimentaires, le rapport Th/U permet également de définir l'altération subie par celles-ci. Un rapport Th/U ( $> 4,0$ ) montre une altération importante à la source primaire (McLennan et al., 1993). Tous les échantillons de Bidou I montrent des rapports Th/U  $> 4$ , ce qui implique une altération intense à la source primaire (McLennan et al., 1993). D'après le diagramme de discrimination Th/U vs. Th (Fig. 58), les roches suivent la direction de l'altération, ce qui est synonyme de divers degrés d'altération des roches dans la localité (McLennan et al., 1993 ; El-bialy, 2013). Les mêmes résultats ont été décrits pour les gneiss à grenat d'Atog-Boga (Soh Tamehe et al., 2018), les métasédiments (schistes à sericite, schistes à chlorite et schistes à muscovite) de Mbondo-Ngazi Tina dans l'Adamaoua (Ngoniri et al., 2020) et les métasédiments du groupe de Yaoundé qui ont subi une intense altération à leur source (Metang et al., 2022d).



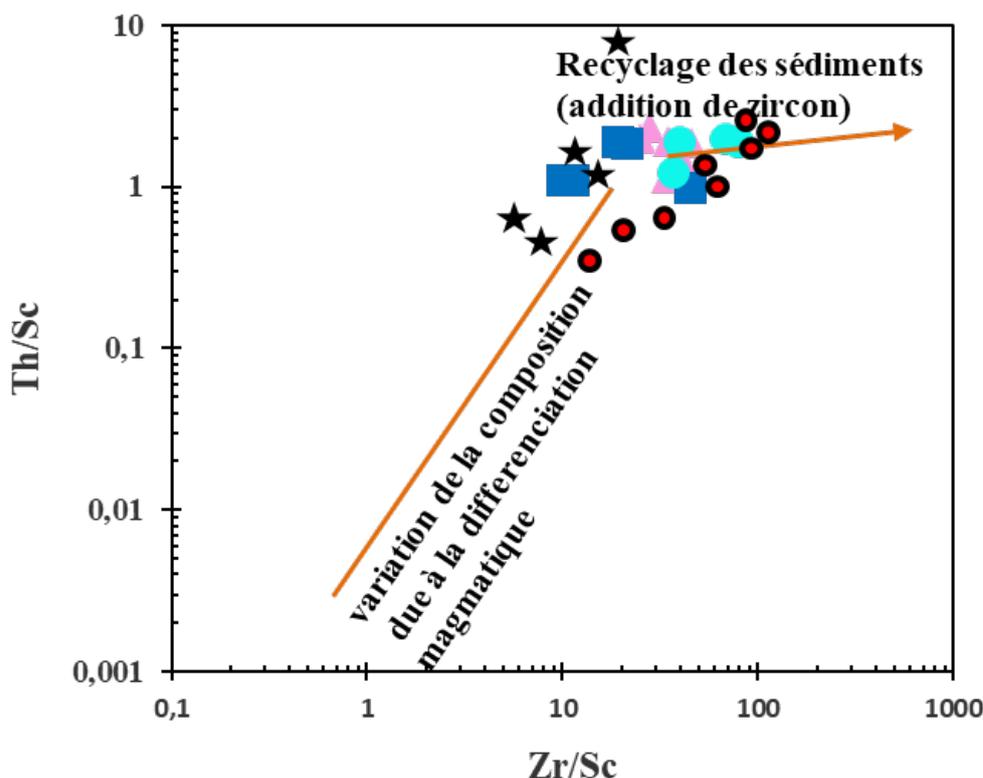
**Figure 58.** Diagramme Th/U vs. Th (d'après McLennan et al., 1993) montrant le sens de l'évolution des roches de Bidou I. les symboles sont les mêmes que ceux de la figure 58.

Les éléments en traces Zr, Th et Sc servent à évaluer la provenance et le recyclage des roches clastiques, car ils sont insolubles et généralement immobiles dans les conditions de surface. Le rapport Th/Sc augmente avec la maturation sédimentaire et/ou avec l'apport des détritiques évolués (acides), alors que le rapport Ti/Zr diminue. Ceci est attribué à l'enrichissement relatif du Sc et du Ti dans les détritiques volcaniques ou plutoniques basiques par rapport aux matériaux plus évolués (felsiques, El-bialy, 2013). Ceci met en évidence l'endurance, au cours des processus sédimentaires, des minéraux résistants à l'abrasion riches en Th, et Zr (zircon, apatite, monazite), contre la destruction des phases mafiques moins stables (pyroxènes, amphiboles, oxydes opaques) riches en Sc et Ti (Roser et al., 1996).

Ainsi, le rapport Th/Sc indique la différenciation chimique, tandis que le rapport Zr/Sc mesure le degré de recyclage des sédiments. Le diagramme Th/Sc en fonction de Zr/Sc (Fig. 59) montre généralement l'étendue du recyclage sédimentaire (McLennan et al., 1990).

Les sédiments de premier cycle de dépôt montrent une corrélation positive simple entre Th/Sc et Zr/Sc, alors qu'en plus, les sédiments recyclés montrent généralement une augmentation de Zr/Sc plus rapide que Th/Sc (El-bialely, 2013). La plupart des échantillons présentent des rapports Zr/Sc élevés (>10), ce qui suggère un certain degré de remaniement et de tri des sédiments. Tous les échantillons de Bidou I suivent la tendance générale de variation de la

composition en fonction de la provenance, et suggèrent la présence d'une accumulation de minéraux lourds par recyclage et/ou tri des sédiments (Fig. 59). Le taux élevé de Zr dans les échantillons analysés suggère une accumulation de zircon et peut mettre en évidence la nature recyclée des roches métasédimentaires (Ngoniri et al., 2020). Metang et al. (2022d) montrent également que les métasédiments du groupe de Yaoundé dans la CPNE ont subi un fort taux de recyclage.



**Figure 59.** Diagramme Th/Sc Vs. Zr/Sc (McLennan et al., 1990) montrant le recyclage des roches de Bidou I avec accumulation de minéraux lourds.

L'enrichissement en certains minéraux lourds tels que la monazite et l'allanite, résultant du remaniement et du tri pendant le transport des sédiments peut être identifié à partir de la composition géochimique, car ces minéraux concentrent en grande partie les LREE. Un léger ajout de monazite dans les sédiments génère une augmentation significative du rapport (Gd/Yb) N, qui varie généralement entre 1 et 2 pour les roches sédimentaires post-archéennes et la plupart des roches ignées de la croûte supérieure (McLennan et Taylor, 1991 ; McLennan et al., 1993).

Les roches de Bidou I donnent une valeur très proche de cette fourchette  $0,91 < (Gd/Yb) N < 2,20$ . Ces résultats sont similaires à ceux décrits pour les gneiss à grenat de Kpwa-Atog-Boga (Soh Tamehe et al., 2018) ; les gneiss à grenat, les gneiss à amphibole et magnétite, les gneiss à amphibole-grenat-pyrites, les schistes à amphibole et magnétite, les schistes à grenat et magnétite et les quartzites de Gouap (Soh Tamehe et al., 2022a) dans le groupe du Nyong. Ils sont également très proches des compositions des schistes à chlorite, schistes à muscovite et

---

schistes à séricite de Mbondo-Ngazi Tina dans la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale (Ngoniri et al., 2020) où les échantillons montrent une variation de leur composition en fonction de la différenciation magmatique, puis un recyclage de sédiments avec addition des Zircons (Fig. 59).

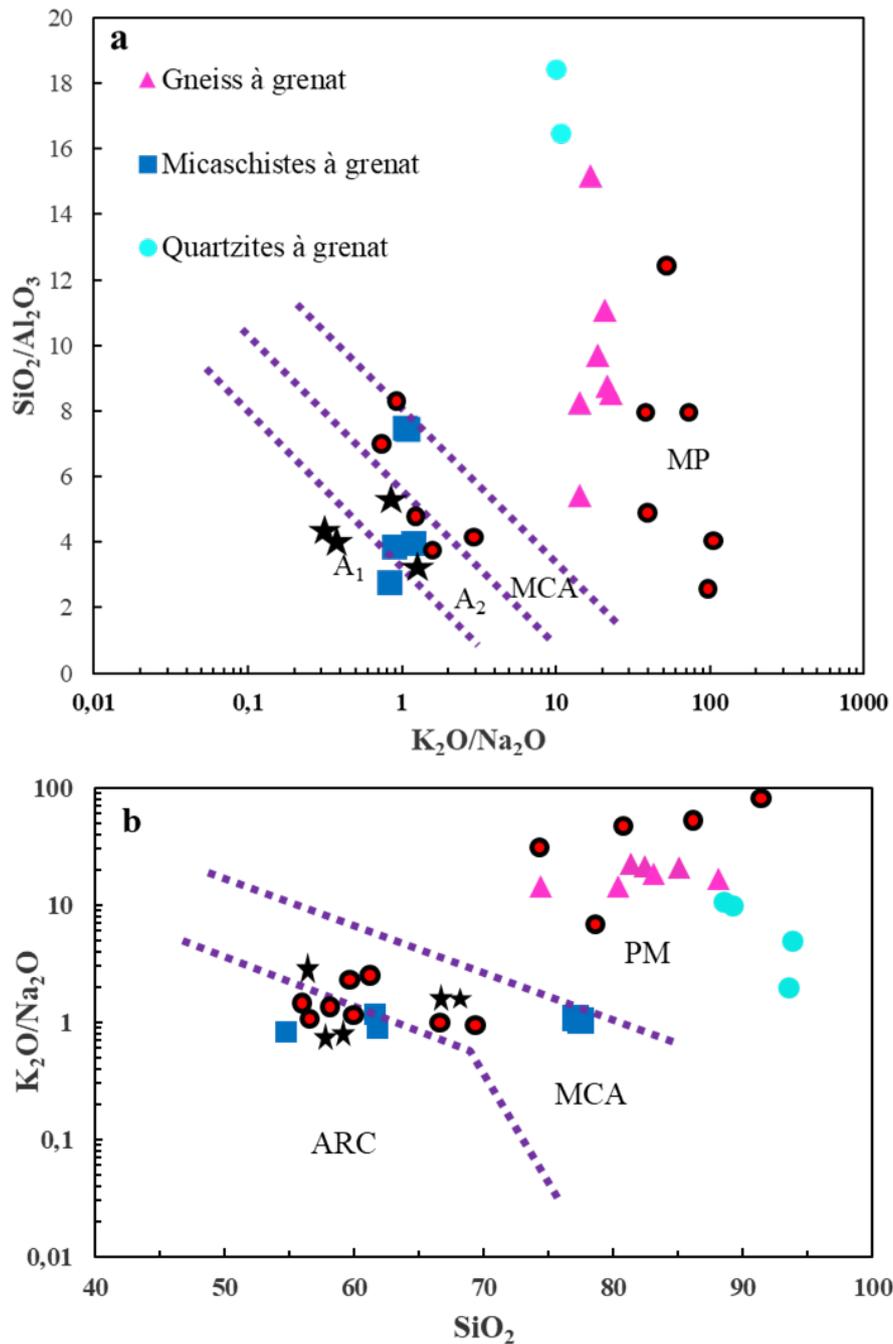
### VI.3.3. Contexte tectonique

Il existe une relation étroite entre les caractéristiques géochimiques des sédiments et le cadre tectonique de leurs bassins de dépôt (Bhatia, 1983 ; Bhatia et Crook, 1986). Les sédiments peuvent être transportés au-delà des frontières et se déposer dans des environnements tectoniques différents de ceux desquels ils proviennent (McLennan, 1989 ; McLennan et al., 1990). De nombreux travaux ont consisté à la détermination des conditions tectoniques prévalant lors du dépôt des sédiments sur la base de la géochimie des éléments majeurs, traces et des terres rares ; et à la construction des diagrammes de discrimination qui aident à décoder les anciens bassins sédimentaires (Bhatia, 1983 ; Bhatia et Crook, 1986 ; McLennan et al., 1990, 1993 ; Roser et Korsch, 1986).

Plusieurs diagrammes permettent de démontrer les contextes tectoniques des roches de Bidou I. En fonction de leurs caractéristiques géochimiques, les séquences sédimentaires présentent trois cadres tectoniques différents tels que le montrent les diagrammes  $K_2O/Na_2O$  vs  $SiO_2$  et  $SiO_2/Al_2O_3$  vs  $K_2O/Na_2O$  (Figs. 60a, b) de Roser et Korsch, (1986). Dans le cas du secteur d'étude, les gneiss à grenat et les quartzites à grenat proviennent de la marge passive (MP), tandis que les micaschistes à grenat se sont mis en place dans un contexte de marge continentale active (MCA) pour les échantillons OB 38, et les contextes d'arc (Fig. 60a, ARC, A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>) pour les échantillons OB 39. L'arc continental et la marge continentale actives sont des environnements sédimentaires similaires, car ils sont tous deux dominés par des mouvements convergents des plaques, des déformations orogéniques et le développement de complexes de subduction (Ngoniri et al., 2020).

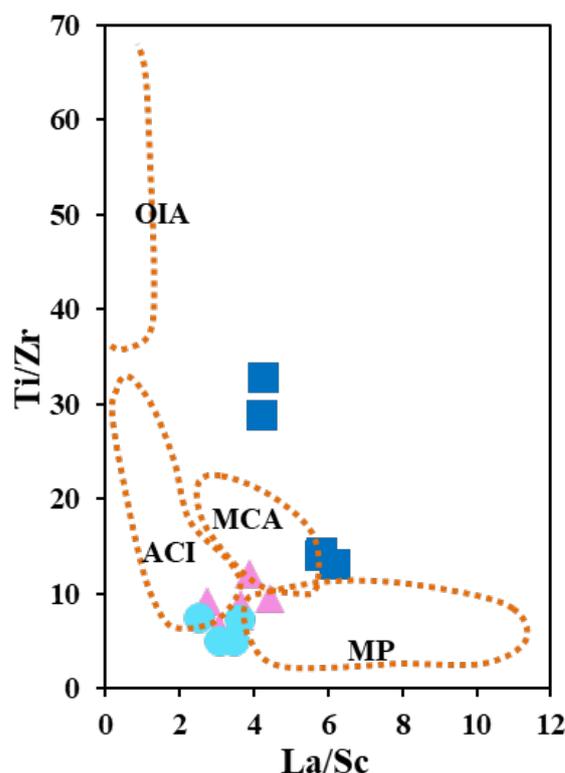
Ces résultats sont similaires à ceux décrits pour les gneiss à grenat d'Atog-Boga (Soh Tamehe et al., 2018), les gneiss à grenat, albite et pyroxène associés aux BIF de Kouambo (Ganno et al., 2017 ; Moudioh et al., 2020 ; Moudioh, 2021), les métasédiments de Messondo (Nzepang Tankwa, 2020) dans le groupe du Nyong.

Ces similitudes sont visibles dans la CPNE notamment dans les métasédiments de Mbondo-Ngazi-Tina (Ngoniri et al., 2020), mais présente une légère différence avec les métasédiments du groupe de Yaoundé qui se sont mis en place en contexte de marge active et d'arc océanique islandais (Metang et al., 2022d).



**Figure 60.** Diagrammes  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  montrant le contexte de mise en place des roches de Bidou I d'après Roser et Korsch, (1986). **MP** : Marge Passive, **ACM** : Marge Continentale Active, **MP** (marge passive), **A<sub>1</sub>** (Contexte d'arc, détritiques basaltique et andésitique), et **A<sub>2</sub>** (Contexte d'arc évolué, détritiques felsiques – plutoniques).

La complexité de la géochimie des roches sédimentaires rend difficile la détermination de la nature de leurs protolites, d'où la nécessité d'utiliser plusieurs diagrammes pour contraindre cette nature. Le diagramme de la figure 61 montre que les roches de Bidou I se sont formées en contexte de marge passive, marge continentale active et d'arc continental Islandais.



**Figure 61.** Diagramme Ti/Zr Vs. La/Sc (Bhatia et Crook, 1986) du contexte géodynamique des roches de Bidou I. **AOI** : Arc Océanique Islandais. **ACI** : Arc Continental Islandais, **MCA** : Marge Continentale Active, **MP** : Marge Passive.

Cependant, les diagrammes conventionnels connus pour la détermination des contextes tectoniques des métasédiments ont fait l'objet d'interrogations en raison de leur faible taux de réussite exact selon une évaluation de leurs résultats (Armstrong-Altrin et Verma, 2005).

De ce fait certains auteurs (Maslov et al., 2016 ; Vosoughi Moradi et al., 2016) mettent en évidence la performance de quelques diagrammes discriminants proposés et recommandés (Verma et Armstrong-Altrin, 2013, 2016). Ceux-ci utilisent des fonctions qui prennent en compte une base de données mondiale de concentrations d'éléments majeurs et traces pour déterminer le cadre tectonique des sédiments clastiques. Les diagrammes multidimensionnels basés sur la transformation des rapports logarithmiques des principaux oxydes communs ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  et  $\text{MnO}$ ) permettent de distinguer les contextes actifs (arc et collision) et les contextes de marge passive (rift), tels que décrits par Vosoughi Moradi et al. (2016), Verma et Armstrong-Altrin (2013, 2016), Verma et al. (2016a) et Rivera Gomez et al. (2020).

Dans cette étude, le diagramme à haute teneur en silice issu de la transformation logarithmique des oxydes majeurs montre que les échantillons se situent dans les champs d'arc et de collision, ce qui suggère un cadre tectonique actif pour leurs terrains sources (Fig. 62c).

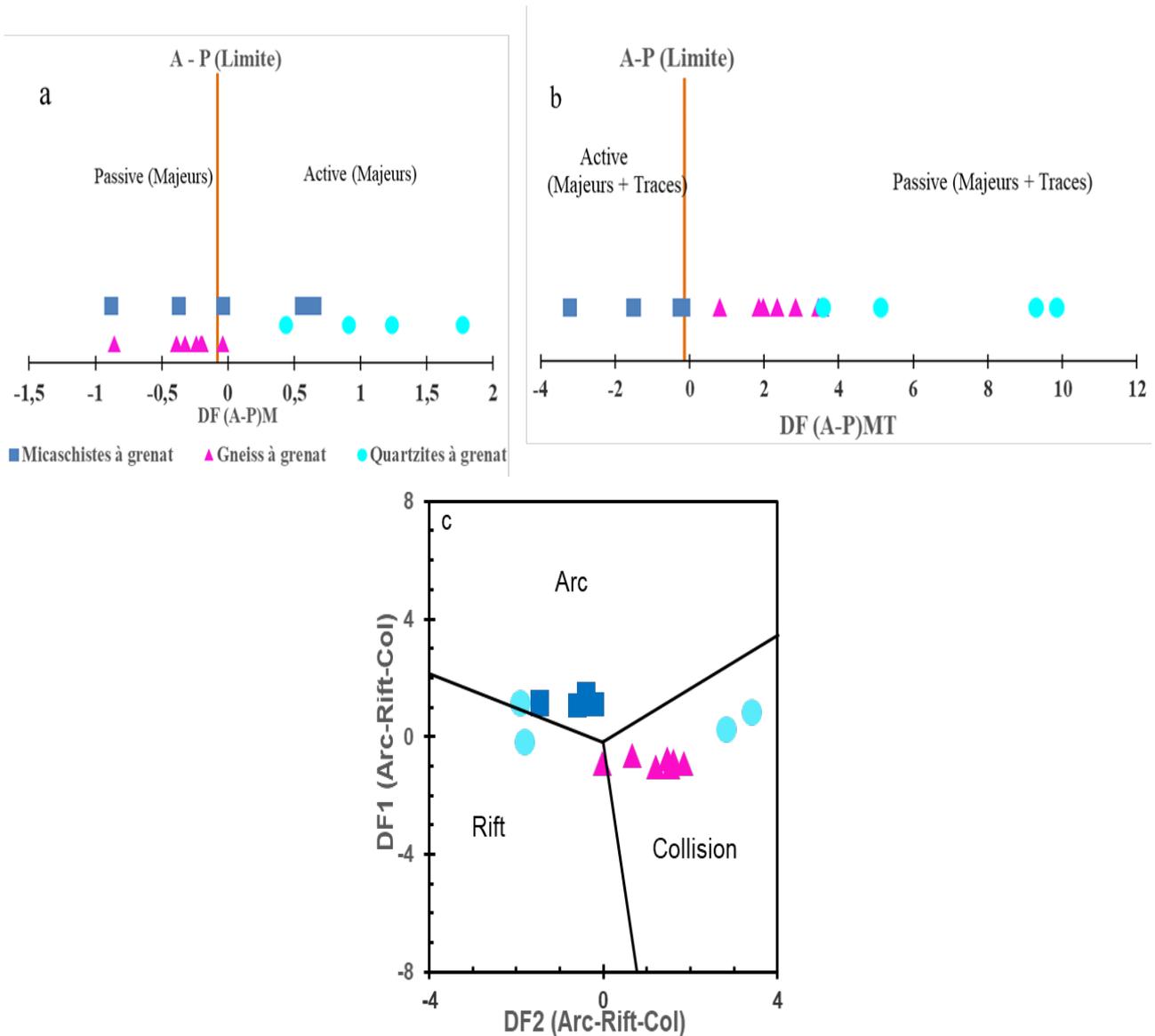
---

De nouveaux diagrammes statistiques sont utilisés dans les études récentes pour différencier les sédiments des marges passives de ceux des marges actives, afin de mieux déterminer le contexte tectonique des sédiments (Paul, 2001 ; Ishiga et al., 2000 ; Chen et al., 2014 ; Garzanti et Resentini, 2016 ; Verma et Armstrong-Altrin, 2016 ; Etemad-Saeed et al., 2020; Bokanda et al., 2021 ; Armstrong-Altrin et al., 2021). Deux diagrammes multidimensionnels permettent de mieux déterminer l'histoire tectonique des métasédiments clastiques à l'aide des paramètres  $DF(A-P)_M$  et  $DF(AP)_{MT}$ , M et T représentant les éléments majeurs et les éléments traces respectivement (Verma et Armstrong-Altrin, 2016). A Bidou I, le diagramme à base d'oxydes majeurs montre un cadre tectonique mixte, la plupart des échantillons de gneiss à grenat (à l'exception d'un échantillon) se situent dans le champ de la marge passive, tandis que les échantillons de micaschistes à grenat sont répartis dans les deux contextes (Fig. 62a). Le diagramme des éléments majeurs et traces montre quant à lui que tous les échantillons de micaschistes à grenat se sont mis en place dans un cadre tectonique actif ; tandis que tous les échantillons de gneiss à grenat ont été déposés dans un contexte de marge passive (Fig. 62b). Les résultats obtenus suggèrent et confirment un cadre tectonique mixte de marge passive à active pour les métasédiments de la région de Bidou I.

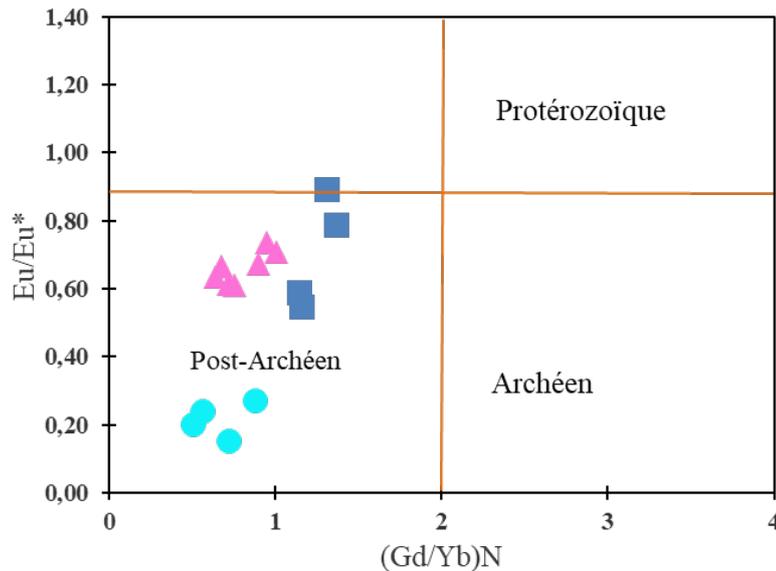
Les rapports La/Th servent à déterminer la provenance des sédiments. Le rapport moyen La/Th est de 3,6 pour les roches sédimentaires archéennes et de 2,7 pour les roches sédimentaires post-archéennes (McLennan et Taylor, 1980). Les moyennes des rapports La/Th sont de 2,02 ; 1,83 et 3,96 respectivement pour les gneiss à grenat, les quartzites à grenat et les micaschistes à grenat. Ces paramètres qui se rapprochent des valeurs 2,7 et 3,6 illustrent la provenance des sédiments de Bidou I à partir des matériaux archéens et post-archéens. Le diagramme  $Eu/Eu^*$  Vs.  $(Gd/Yb)_N$  discrimine bien la provenance des roches et montre qu'elles proviennent des sédiments post-archéennes (Fig. 63, McLennan et Taylor, 1991). Ces résultats sont concordants avec ceux des métasédiments de Kpwa-Atog-Boga (Groupe du Nyong ; Soh Tamehe et al., 2018) et de Mbondo-Ngazi Tina dans l'Adamaoua (Ngoniri et al., 2020). Une telle fluctuation des paramètres tectoniques indiquerait un changement progressif de la géométrie du bassin d'une marge continentale passive à une marge continentale active et le développement d'un arc insulaire continental (Devaraju et al., 2010).

#### **VI.3.4. Contexte géodynamique**

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., 2017). Les valeurs de ces rapports Ti/V des métasédiments de Bidou I varient de 25,64 à 63,59, indicatif de leur mise en place en contexte de subduction.



**Figure 62.** Diagramme de discrimination des roches mères (Verma et Armstrong-Altrin, 2016) : **(a)** éléments majeurs (M) ; **(b)** diagrammes de fonction discriminante multidimensionnelle combinée d'éléments majeurs et d'éléments traces (MT) pour la discrimination de la mise en place de marges actives (AM) et passives (PM).  $DF(A-P)_M = (3.0005 \times ilr1Ti_M) + (-2.8243 \times ilr2Al_M) + (-1.0596 \times ilr3Fe_M) + (-0.7056 \times ilr4Mn_M) + (-0.3044 \times ilr5Mg_M) + (0.6277 \times ilr6Ca_M) + (-1.1838 \times ilr7Na_M) + (1.5915 \times ilr8K_M) + (0.1526 \times ilr9P_M) - 5.9948$ .  $(A-P)_{MT} = (3.2683 \times ilr1Ti_{MT}) + (5.3873 \times ilr2Al_{MT}) + (1.5546 \times ilr3Fe_{MT}) + (3.2166 \times ilr4Mn_{MT}) + (4.7542 \times ilr5Mg_{MT}) + (2.0390 \times ilr6Ca_{MT}) + (4.0490 \times ilr7Na_{MT}) + (3.1505 \times ilr8K_{MT}) + (2.3688 \times ilr9P_{MT}) + (2.8354 \times ilr10Cr_{MT}) + (0.9011 \times ilr11Nb_{MT}) + (1.9128 \times ilr12Ni_{MT}) + (2.9094 \times ilr13V_{MT}) + (4.1507 \times ilr14Y_{MT}) + (3.4871 \times ilr15Zr_{MT}) - 3.2088$ . **(c)** Diagramme multidimensionnel de la fonction discriminante des éléments majeurs pour les sédiments clastiques riches en silice (Verma et Armstrong-Altrin, 2013).  $DF1(Arc-Rift-Col) = (-0.263 \times \ln(TiO_2/SiO_2)) + (0.604 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)) + (-1.725 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)) + (0.660 \times \ln(MnO/SiO_2)) + (2.191 \times \ln(MgO/SiO_2)) + (0.144 \times \ln(CaO/SiO_2)) + (-1.304 \times \ln(Na_2O/SiO_2)) + (0.054 \times \ln(K_2O/SiO_2)) + (-0.330 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)) + 1.588$ ;  $DF2(Arc-Rift-Col) = (-1.196 \times \ln(TiO_2/SiO_2)) + (1.064 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)) + (0.303 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)) + (0.436 \times \ln(MnO/SiO_2)) + (0.838 \times \ln(MgO/SiO_2)) + (-0.407 \times \ln(CaO/SiO_2)) + (1.021 \times \ln(Na_2O/SiO_2)) + (-1.706 \times \ln(K_2O/SiO_2)) + (-0.126 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)) - 1,068$ .



**Figure 63.** Diagramme de discrimination  $Eu/Eu^*$  vs.  $(Gd/Yb)_N$  (McLennan et Taylor, 1991) montrant l'origine post-archéenne des roches de Bidou I.

Le contexte géotectonique lié à la subduction tel que décrit ici et ceux de nombreux auteurs confirment une fois de plus que le groupe du Nyong au Cameroun correspondrait à une zone de suture paléoprotérozoïque entre le craton du Congo et le craton de São-Francisco au Brésil (Lerouge et al., 2006 ; Loose et Schenk, 2018 ; Bouyo Houketchang et al., 2019 ; Nga Essomba et al., 2020 ; Nga Essomba, 2020 ; Owona et al., 2020, 2021a, b).

Les roches de Bidou I, ainsi que les granulites mafiques et les éclogites mis en évidence dans le complexe du Nyong se seraient formés dans une zone relativement restreinte, suite à l'effet des fluides métasomatiques, avec une éventuelle contamination par des sédiments subduits (Nga Essomba, 2020). Ce phénomène est similaire à celui décrit dans le bloc de Kasai et le craton ouest-africain dans lesquels les événements métamorphiques situés entre 2500 et 2100 Ma sont répandus (François et al., 2018 ; Loose et Schenk, 2018 ; Lerouge et al., 2006). Ceci est la preuve que le métamorphisme dans cette localité concorde avec l'évènement paléoprotérozoïque de la sous-région et celui de l'extension du Craton du Congo au NE du Brésil.

## VI.4. EVOLUTION GEOCHRONOLOGIQUE

### VI.4.1. Age de dépôt des formations de Bidou I

La localité de Bidou I fait partie du complexe du Nyong dominé par trois grands ensembles structuraux à savoir l'Archéen, le Paléoprotérozoïque et le Néoprotérozoïque. Le traitement des données géochronologiques montre plusieurs groupes d'âges qui correspondent aux âges des protolites archéens et à l'orogénèse paléoprotérozoïque (Eburnéen/Transamazonien).

- Les gneiss à grenat montrent plusieurs populations de zircons d'âges compris entre 2895

---

et 1896 Ma. L'évolution de ces roches est marquée par une série d'évènements magmatique/métamorphiques qui ont commencé par un magmatisme archéen similaire à celui des charnockites du groupe du Ntem (2900 Ma, [Tchameni et al., 2000, 2001](#) ; [Akam et al., 2021](#)). La période de 1896 Ma est similaire à l'âge maximum de l'orogénèse Transamazonienne (2200 - 1900 Ma, [Ledru et al., 1994](#) ; [Barbosa et Sabathé, 2002](#)).

L'âge de  $2067 \pm 43$  Ma qui représente la plus grande population de zircons date le métamorphisme ayant affecté les gneiss à grenat de Bidou I. Cet âge est similaire à celui de l'activité magmatique/métamorphique d'âge paléoprotérozoïque (~ 2,2 - 2,0 Ga) des roches plus anciennes documentées dans le complexe du Nyong au cours de l'orogénèse Eburnéenne ([Toteu et al., 1994](#); [Lerouge et al., 2006](#); [Ndema Mbongué, 2016](#) ; [Loose et Schenk, 2018](#) ; [Nzepang Tankwa, 2020](#) ; [Nzepang Tankwa et al., 2021](#) ; [Nga Essomba, 2020](#) ; [Owona et al., 2020, 2021a, b](#) ; [Kwamou et al., 2021](#) ; [Djoukouo et al., 2021](#) ; [Mvodo et al., 2022](#) ; [Soh Tamehe et al., 2021, 2022a](#) ; [Mvodo et al., 2022](#)). Il s'agit entre autres: des anciennes séries basiques intermédiaires d'Eséka (2086 Ma, [Nga Essomba, 2020](#)), des métagranodiorites du Nyong (~2083 Ma et ~2054 Ma, LA-ICP-MS U-Pb zircon, [Owona et al., 2020](#)) ; des métagranodiorites de Bongeng (~2066 Ma), métasyénites de Lolodorf (2055 Ma) et des Charnockites de Bienkop (~2044, ~2026, et ~2016 Ma SHRIMP U-Pb zircon, [Lerouge et al., 2006](#)) ; des éclogites du Nyong interprétés comme une zone de suture d'une ancienne croûte paléoprotérozoïque subductée ou croûte océanique en Afrique (~2093 Ma zircon U-Pb SHRIMP, [Loose et Schenk, 2018](#); [Bouyo et al., 2019](#)); des amphibolites à grenat du Nyong (~2037 Ma zircon U-Pb TIMS, [Toteu et al., 1994](#)); des amphibolites de Mewongo (~2055 Ma, âge U-Pb / zircon, [Kwamou et al., 2021](#)); des BIFs à grunnérite de Kélé Bidjoka (~2049 Ma, LA-ICP-MS U-Pb zircon, [Nzepang Tankwa et al., 2021](#)); des BIFs de Kpwa-Atog-Boga (~2089 Ma, U-Pb zircon [Soh et al., 2021](#)); les gneiss, schistes, quartzites et BIFs de Gouap (2,1-2,0 Ga ; âges Sm-Nd, SIMS et LA-ICP-MS U-Pb-Hf-O sur zircon, [Soh Tamehe et al., 2022a](#)) ; des BIFs de Bibolé (~2078 Ma U-Pb zircon, [Djoukouo et al., 2021](#)); des roches métavolcaniques de Kribi (2065 Ma, [Mvodo et al., 2022](#)) ; les éclogites et amphibolites du complexe du Nyong (2090 - 2040 Ma, [Owona et al., 2020](#)).

Cet âge a également été obtenu sur les entités géologiques voisines aux complexes du Nyong et du Ntem notamment : - dans le complexe de Franceville-Ogooué (2040 Ma, Pb-Pb/zircon; [Prian, 1992](#) ; [Ledru et al., 1994](#) ; [Feybesse et al., 1998](#)); dans les chaînes d'Afrique de l'Ouest (2100-1920 Ma, [Feybesse et al., 1998](#)) ; - dans les formations équivalentes au complexe du Nyong notamment dans les blocs Gavião et Serrinha (2,21-2,01 Ga ; [Baldim et Oliveira, 2021](#)), Jéquié (2,08-2,03Ga ; [Barbosa et Sabaté, 2004](#)) et Itabuna-Salvador-Curaça (2,1 - 2,0 Ga ; [Piaia et al., 2017](#)) du craton de São-Francisco et à l'Ouest du Burkina Faso (2,2 - 2,0 Ga,

---

Baratoux et al., 2011); - et aussi dans la Chaîne Panafricaine ; orthogneiss migmatitique de Makénéne (~ 2018 Ma, âge U-Pb / zircon TIMS-ID, Toteu et al., 2001); gneiss de Bafia (~ 2081 Ma ; âge U-Pb/zircon LA-ICP-MS, Tchakounté et al., 2017); les granulites de Banyo (Nzenti, 1998; Nzenti et al., 2007) et de région de Tonga (Tanko Njiosseu et al., 2005); les amphibolites et granulites de Kombe II (Ganwa et al., 2016).

➤ Les âges obtenus pour les micaschistes à grenat montrent également les traces d'une histoire marquée par un magmatisme néoarchéen à paléoprotérozoïque ( $2652 \pm 20$  Ma à 2170 Ma). L'âge moyen 2652 Ma est similaire à plusieurs âges identifiés comme âges des protolites dans le complexe du Ntem (Shang et al., 2004 ; Tchameni et al., 2001 ; Nga Essomba, 2020 ; Tchameni et al., 2000, 2001 ; Chombong et al., 2017 ; Mvodo et al., 2022). Il est également similaire à l'âge lié à l'incorporation des grains de zircons dans les métasédiments du groupe du Nyong, résultant à l'ouverture partielle du système U-Pb des zircons archéens dans ces derniers, en relation avec les événements métamorphiques éburnéen et panafricain (2600 - 2500 Ma, Toteu et al., 1994 ; Owona et al., 2020) .

L'âge moyen de la plus grande population des zircons des micaschistes à grenat est Paléoproterozoïque ( $2403 \pm 24$  Ma). Il est en accord avec la classe d'âge 2500 - 2400 Ma décrite comme l'âge de l'extension précoce et le développement des bassins de l'Ogooué, de Franceville, du Nyong, du Congo occidentale et de l'Ayna (2515 - 2435 Ma, Feybesse et al., 1998 ; Owona et al., 2020). Plusieurs auteurs ont identifié cet âge comme étant l'âge maximum de dépôt des formations métasédimentaires dans le groupe Nyong (~ 2,4 Ga ; Lerouge et al., 2006 ; Owona et al., 2020, 2021a, b), assimilés aux âges de dépôt des BIFs dans le complexe du Nyong notamment dans les localités de Kelle-Bidjoka (Nzepang Tankwa et al., 2021), Kpwa-Atog-Boga (Soh Tamehe et al., 2021) et Bibolé (Djoukouo Soh et al., 2021). Cependant, cet âge est différent de celui obtenu dans les travaux très récents qui démontrent que l'âge maximum de dépôt du groupe du Nyong et des BIFs serait compris entre 2100 et 2000 Ma (Soh Tamehe et al., 2022a).

La dernière phase de magmatisme-recristallisation de 2170 Ma identifiée dans les micaschistes à grenat de Bidou I est similaire à l'âge des dernières ruptures (2145 Ma) des marges des unités archéennes dans les complexes du Chaillu, du Mont de Cristal, du Nyong et du Ntem, ayant conduit à la formation des bassins de l'Ogooué, de Franceville, du Nyong, du Congo occidental et de l'Ayna (Feybesse et al., 1998 ; Loose et Schenk 2018 ; Prian, 1992 ; Ledru et al., 1994). Cette phase est proche de l'âge du pic de l'orogénèse éburnéenne/transamazonienne et la mise en place de nappes tectoniques du Franceville-Ogooué (2130-2120 Ma, Delhal & Ledent, 1976) et du Nyong (2050 -2030 Ma ; Penaye et al., 1993 ; Toteu et al., 1994 ; Lerouge et al., 2006, Owona et al., 2020, 2021 ; Soh Tamehe et al., 2021; Mvodo et al., 2022).

---

Le diagramme Concordia obtenu pour les micaschistes à grenat donne deux intercepts : un intercept supérieur d'âge archéen de  $2786 \pm 210$  Ma correspondant à l'âge de mise en place de leurs protolites ; et un intercept inférieur qui donne un âge paléoprotérozoïque de  $2002 \pm 200$  Ma équivalent à l'âge du métamorphisme ayant affecté ces roches.

Ces résultats sont concordants avec les travaux de certains auteurs qui montrent que les métasédiments du groupe du Nyong proviennent du bouclier méso-néoarchéen ( $\sim 2,9 - 2,8$  Ga) du Congo; et ont été métamorphisés pendant l'orogénèse paléoprotérozoïque ( $\sim 2,2 - 2,0$  Ga) Eburnéenne (Toteu et al., 1994 ; Feybesse et al., 1998 ; Lerouge et al., 2006 ; Loose et Schenk, 2018 ; Owona et al., 2020, 2021a, b). La présence des amphibolites métamorphisées à 2085 Ma dans le complexe du Ntem témoignent que cette croûte mésoarchéenne s'entendrait du complexe du Ntem jusqu'au complexe du Nyong (Nkoumbou et al., 2014 ; Owona et al., 2021a). Les travaux récents montrent que les métasédiments du groupe du Nyong auraient un âge de dépôt compris entre l'âge des plus jeunes zircons détritiques (2400 Ma) et l'âge de la plus vieille population de zircons (2200 – 2000 Ma, Owona et al., 2021a, b). Ce dernier âge marque l'empreinte des roches plus anciennes au cours de l'orogénèse Eburnéenne (Owona et al., 2021a ; Mvodo et al., 2022). Soh Tamehe et al. (2022a) montrent que l'âge de dépôt des métasédiments à Gouap dans le groupe du Nyong serait plus récent et plutôt compris entre 2,1 et 2,0 Ga. Ce qui conforte l'idée selon laquelle les âges obtenus pourraient correspondre au magmatisme/métamorphisme dans le groupe du Nyong (Toteu et al., 1994 ; Lerouge et al., 2006 ; Owona et al., 2020, 2021a, b).

L'âge de dépôt des métasédiments dans le secteur d'étude diffère de celui obtenu pour les métasédiments d'Ebolowa dans le groupe du Ntem (3144 – 3068 Ma, âge Pb-Pb sur zircon : Tchameni et al., 2000, 2001, 2004) ; ainsi que de ceux des gneiss à biotite du groupe de l'Ayna (3500 – 3080 Ma, âges Pb-Pb/zircon, Toteu et al., 2022).

Le métamorphisme de la localité de Bidou I est contemporain au second événement métamorphique polycyclique de haut degré du faciès granulite à amphibolite datés à 2050 Ma identifié dans le groupe du Nyong (le premier événement ayant eu lieu autour de 2900 Ma, Toteu et al., 1994 ; Akam et al., 2021), et qui est interprété comme le produit de la collision entre les cratons du Congo (2050 Ma) et de São-Francisco (2,10 – 2,07 Ga: Peucat et al., 2011; Aguilar et al., 2017; Teixeira et al., 2017) au cours de l'orogénèse Eburnéo-Transamazonienne (Alkmim et Marshak, 1998; Ledru et al., 1994). De plus, des travaux montrent la présence d'une activité magmatique dans le complexe du Nyong entre 2,2 - 2,0 Ga, la formation des charnockites dans cette entité étant liée à l'évènement métamorphique de haut degré de 2050 Ma (Toteu et al., 1994 ; Lerouge et al., 2006 ; Soh Tamehe et al., 2022a), qui aurait continué jusqu'à  $1985 \pm 8$  Ma (âge U-Pb sur zircon ; Toteu et al., 1994 ; Lerouge et al., 2006). Ce résultat s'apparente à celui obtenu pour les suites charnockitiques et TTGs (2,2 - 2,1 Ga) et les complexes mafiques à ultramafiques

---

(2,06 Ga) du craton de São-Francisco (Piaia et al., 2017).

Le craton du Congo/São-Francisco montre des similitudes avec les ceintures orogéniques Ubendienne, de Luiza et Transamazonienne dans les successions et les distributions des événements sédimentaires, tectoniques, métamorphiques et magmatiques dans le temps, révélant une période (2500-2000 Ma) de déplacement majeur (rupture, extension, convergence) des blocs continentaux archéens (São-Francisco, Congo, Tanzanie). Ceci est la preuve de l'existence d'un vaste domaine orogénique comprenant les ceintures d'Afrique centrale, occidentale et transamazonienne (de Wit et al., 2021).

## **VI.4.2. Implication tectonique de la géochimie des zircons**

### **VI.4.2.1. Origine des magmas et contexte tectonique**

Plusieurs études antérieures sur la géochimie des éléments traces des zircons ignés ont largement permis de fournir des preuves : - de la composition des fluides parentaux (Rubatto, 2002), - des différences entre les zircons provenant des océans et des continents (Iizuka et al., 2006 ; Grimes et al., 2007, 2009), - du type de roche source et l'environnement de cristallisation de celles-ci (Belousova et al., 2002; Hoskin et Schaltegger, 2003; Trail et al., 2012), - la discrimination entre différents types génétiques (Wang et al., 2012), - et la température de formation en utilisant la thermométrie Ti-in-zircon (Watson et al., 2006; Ferry et Watson, 2007).

Certains éléments traces (U, Yb, Hf, Th et Nb) et leurs rapports présents dans les zircons sont d'excellents marqueurs pour déterminer le contexte tectonique des magmas. Les zircons issus des zones intraplaques sont riches en Nb par rapport aux zircons des magmas formés dans les zones d'arc ou orogéniques (Sun et McDonough, 1989 ; Yang et al., 2012 ; Hawkesworth et Kemp, 2006). Les diagrammes Th/Nb vs Hf/Th et Th/U vs Nb/Hf permettent de distinguer ces différents domaines. Dans le diagramme Hf/Th en fonction de Th/Nb (Yang et al., 2012, Fig. 64a), tous les zircons de Bidou I tombent dans le champ des zircons d'arc orogénique traduisant un contexte dominé par la collision et la compression, ce qui suggère et confirme une origine crustale des zircons de la localité de Bidou I telle que décrite plus haut.

Les diagrammes U/Yb vs. Yb ; U vs. Yb et U/Yb vs. Nb/Yb (Grimes et al., 2007, 2015) ont été proposés pour déterminer l'origine mantélique et crustale des zircons. Dans ces diagrammes tous les zircons tombent dans les champs des arcs continentaux (Figs. 64b-d). Ce résultat suggère que les zircons des métasédiments de Bidou I se sont mis en place dans un contexte de collision (orogénique), à partir de la fusion partielle d'une croûte continentale.

Cette interprétation est en accord avec les résultats géochimiques (enrichissement en LREE, appauvrissement en HREE ; anomalie en Eu) indiquant que les roches mères ont subi une différenciation intracrustale telle que la fusion partielle ou la cristallisation fractionnée avec

---

séparation du plagioclase, d'où la prédominance de roches felsiques dans la zone d'étude témoignant d'une ancienne croûte continentale supérieure de composition felsique. Ce caractère est mis en évidence par le diagramme U/Yb par rapport à l'Hf (Grimes et al., 2015 ; Figs. 64e, f).

#### VI.4.2.2. Estimation de la température de cristallisation des zircons

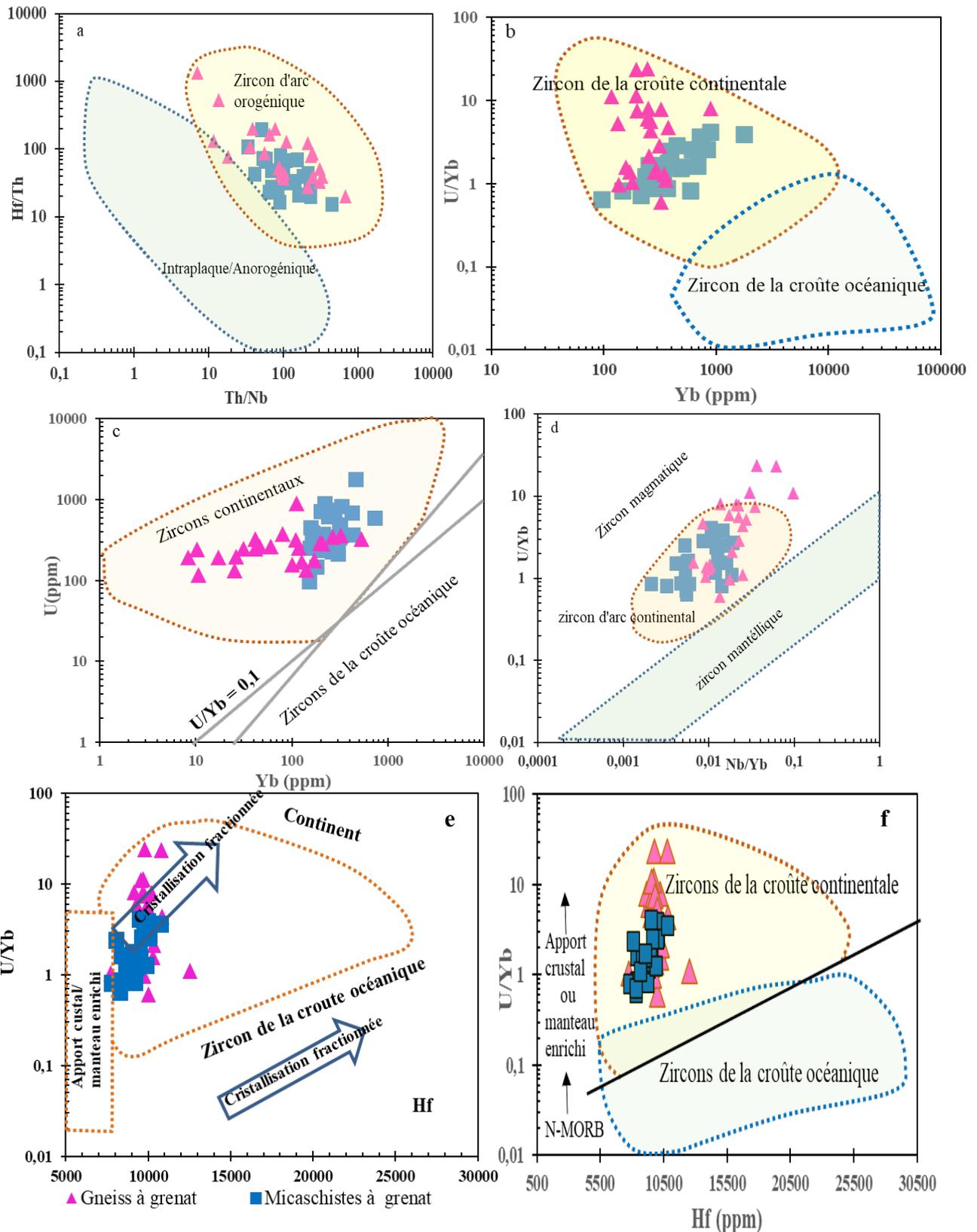
Le titane présent dans le zircon permet de calculer la température du magma au moment de la cristallisation de la roche (Ferry et Watson, 2007). Ceci est possible en raison de sa durabilité et de sa stabilité dans les conditions physiques et chimiques sévères, ainsi qu'en raison de son rôle dominant dans le phénomène de croissance en pétrologie ignée, métamorphique et sédimentaire (Corfu et al., 2003 ; Belousova et al., 2005). Dans le cas des roches métamorphiques de haut degré telles que celles de Bidou I, cette température de cristallisation du magma peut être estimée telle que définie par plusieurs auteurs (Ewing et al., 2013 ; Liu et al., 2015; Fu et al., 2009; Watson et al., 2006). Elle est calculée selon la formule suivante et ne prend en compte que les teneurs en Ti  $\leq 75$ ppm, caractéristiques des zircons magmatiques (Hoskin & Schaltegger, 2003) et en supposant que  $a\text{SiO}_2 = a\text{TiO}_2 = 1$  (Ferry et Watson, 2007) :

$$T(^{\circ}\text{C}) = -4800/(\text{LOG}(\text{Ti}) + \text{LOG}(a\text{SiO}_2) - \text{LOG}(a\text{TiO}_2) - 5,711) - 273$$

Les teneurs en Ti des zircons ont des comportements similaires dans les deux groupes de roches. Dans les micaschistes à grenat, elles varient entre 12,28 et 160,34 ppm (moyenne 29,11 ppm) alors que dans les gneiss à grenat, ces valeurs sont comprises entre 11,85 et 104,63 ppm (moyenne : 32,96 ppm). Les zircons des protolites des micaschistes ont cristallisé à des températures variables (765,56 - 891,33°C) avec une moyenne de 806,88°C. Les zircons des protolites des gneiss ont cristallisé à températures comprises entre 762,13 et 967,06°C avec une moyenne de 848,56°C. Tous les zircons étudiés ont des températures moyennes de cristallisation relativement similaires qui indiquent une cristallisation synchrone (Scaillet et al., 2016).

Les températures moyennes de cristallisation (806,88 – 848,56°C) obtenues dans les zircons du Bidou I sont similaires à celles du pic de métamorphisme granulitique et amphibolitique visibles dans le groupe du Nyong (~750°C, 9 kbar : Nédélec et al., 1993; ~800°C,  $\geq 16$  kbar: Loose et Schenk, 2018 ; ~850 °C, 25 kbar : Bouyo et al., 2019; 850–750°C, 11,3–7,6 kbar et 790–550°C ; 12,4–3,0 kbar : Owona et al., 2022) et dans les provinces de l'Ogooué au Gabon (~700°C, 10 kbar et ~810°C , 9 kbar : Feybesse et al., 1998).

Ces températures s'apparentent également à celles du métamorphisme granulitique du groupe de Yaoundé (750-800°C, 10 -12Kb : Ball et al., 1984 ; Nzenti et al., 1988, 1999 ; Owona et al., 2011 ; 9-13kbar : Metang et al., 2022a, ; 825°C : Ganwa et al., 2022).



**Figure 64.** (a) Diagramme Hf/Th vs. Th/Nb (Yang et al., 2012) montrant l'origine orogénique ; diagrammes (b) U/Yb vs. Yb (Grimes et al., 2007) ; (c) U vs. Yb (Grimes et al., 2007, 2015) ; (d) U/Yb vs Nb/Yb (Grimes et al., 2015) montrant l'origine continentale des zircons de Bidou I ; (e et f) Diagramme de discrimination U/Yb vs Hf (Grimes et al., 2015) montrant la cristallisation fractionnée subie par les protolites des roches de Bidou I.

---

## VI.5. POTENTIELLES MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES AU ROCHES DE LA LOCALITÉ DE BIDOU I

La zone d'étude est située dans la série du Nyong qui de par sa localisation géographique est un cadre de prédilection pour l'étude des minéralisations associées à cette portion du socle précambrien. La couverture latéritique très épaisse de cette zone enfouit la plupart des affleurements. La nature épaisse de la couverture latéritique de la série Nyong a limité l'exploration des gisements alluvionnaires.

### VI.5.1. Nature et origine des minéralisations dans les cratons archéens

Les formations cratoniques regorgent de nombreuses minéralisations que sont : l'Or, le Fer, l'Uranium, le Cuivre, le Cobalt, le Nickel, l'Étain, la Wolframite, la Colombo-tantalite, le Béryl, la Monazite, le Chrome, le Nickel, le Niobium, l'Argent, le Platine et le Manganèse. Ces minéralisations sont liées pour la plupart à la géologie des formations anciennes (archéennes et protérozoïques) qui constitueraient ces cratons archéens. En général, la majorité des gisements des terrains archéens sont liées aux TTG, charnockites, granitoïdes potassiques et granulites... (Barbosa et Sabaté, 2002). Les dépôts de minerais des cratons archéens seraient contemporains de leurs roches hôtes et reflèteraient des processus de concentration géochimique ayant eu lieu durant la formation de ces cratons. Le potentiel de conservation de ces minerais dans la lithosphère mantellique est lié la plupart du temps au flux relativement bas de chaleur enregistrée à travers la plupart des cratons. Ces cortèges de minerais proviendraient des processus presque similaires liés pour la quasi-totalité à la tectonique des plaques (arcs océaniques, zones de subduction, subduction-accrétion) et aux fluides hydrothermaux (Barley et al., 1998).

Ceci pourrait fournir une base forte d'appui pour les modèles qui préconisent que la tectonique des plaques a affecté la terre pendant l'Archéen: Par exemple, plusieurs cratons néoarchéens ont de forts signaux d'or et de métaux de base qui correspondent aux modèles de minéralisation de subduction-accrétion tels que proposés pour certains de ces cratons sur la base des évidences géologiques et géophysiques (Barley et al., 1998). Ces évidences indiquent que la croûte cratonique est davantage enrichie en minéralisations qu'une croûte plus jeune (plus jeune que 2,5 Ga). La concentration élevée de cette minéralisation archéenne peut être liée à la chaleur plus élevée et/ou à la perte volatile de la croûte ancienne comparée à celle d'aujourd'hui (De Wit, 1998).

La concentration élevée des minéralisations archéennes représenterait un plus grand potentiel de conservation des cratons (et de leurs dépôts de minerais) relativement à de plus jeunes continents car la lithosphère des cratons archéens (d'âge supérieur à 2,5Ga) se distingue de celle des jeunes continents du fait qu'elle est située à la base d'une croûte relativement mince (~30 - 40

---

km) et d'une épaisse couche mantellique (jusqu'à 250 - 300 km). La richesse minérale élevée des cratons peut être simplement une conséquence de plus grands taux de recyclage de la jeune croûte continentale relative de la vieille croûte archéenne préservée dans les cratons, car la majorité de la croûte continentale a été préservée à de bas degrés de métamorphisme (et est ainsi représentative de la croûte supérieure), ces faibles conditions de métamorphisme (BP, BT) ont impliqué des changements significatifs dans le mécanisme de recyclage de la jeune croûte continentale depuis l'archéen. Le recyclage de la jeune croûte se fait par subduction qui est le mécanisme principal au cours duquel la croûte continentale s'enrichit en dépôts de minerais ([Thiart and de Wit, 2006](#)).

## **VI.5.2. Indices de minéralisations dans les roches de Bidou 1**

Les données pétrographiques, structurales, géochimiques et géochronologiques peuvent être utilisées pour repérer les signatures de minerais dans une localité.

### **VI.5.2.1. Minéralisations en Or**

L'imagerie électronique rétrodiffusée (SEM/EDS) réalisée sur les échantillons de quartzites à grenat montre que la roche contient de nombreux sulfures qui seraient probablement de la pyrrhotite ([Fig. 15](#)), tel que le confirme sa composition minéralogique ([Fig. 17](#)). Ces sulfures sont des indicateurs d'une probable minéralisation en Or dans cette localité. Ces résultats sont en accord avec les travaux de [Kamguia Woguia et al., 2021](#) qui mettent en évidence la présence de l'or lié aux sulfures, élucidé par l'association Au-Ag dans les dérivées des roches de la localité de Bidou 1 (sols et sédiments fluviaux). Les alliages Au-Ag contenant généralement de petites quantités de Cu pouvant également être utilisées pour identifier la minéralisation primaire de l'Au.

De plus, l'ouverture d'une tranchée à la faveur des travaux de construction routière au Nord de Bidou 1 a permis de déceler la présence des stockworks ainsi qu'une série de structures comprenant des veines de quartz et quelques veines de matériaux argileux jaunâtre qui se sont développés sur les micaschistes environnants.

Les stockworks sont des réseaux de veines interconnectées ou des fissures minéralisées qui constituent avec les filons ou veinules de quartz, les gisements liés à une intrusion plutonique dans un environnement sédimentaire. Ils sont souvent à or seul ou associés à des roches encaissantes à carbonates ([Blazy et al., 2013](#)). Les stockworks agissent généralement comme des signatures de gisements d'or épithermaux contenant également les minéraux tels que le Cu et l'Ag. Ils sont connus pour produire de l'or à haute teneur ([John et al., 2018](#)). Leur identification dans les zones de cisaillement minéralisées est importante dans l'exploration minière. Les veines de quartz et la saprolite dans les roches minéralisées sont de bonnes sources primaires d'or, elles portent parfois de nombreux petits canaux de matrice d'argile jaune dans la matrice de

---

saprolite. Ils sont situés dans des ceintures supracrustales des terrains métamorphisés d'âge principalement cambrien tardif ou protérozoïque ancien. Les filons sont beaucoup plus riches que ceux des gisements archéens, et bien que présentant de fortes similitudes avec ces derniers; Ils en diffèrent par une continuité verticale assez bonne pouvant s'étendre sur un kilomètre et plus, avec un rapport Au/Ag élevé et par une succession paragénétique où l'or arrive en phase tardive. La minéralisation est liée à la tectonique (failles, zones de cisaillement...) et aux roches-hôtes. Les stockworks proviennent de la reprise de contenus porphyriques par des dykes trachytiques, granodioritiques ou rhyodacitiques. Les associations métalliques y sont très diverses : Au-Ag-Te-As, Au-As-Mo-Sb, Au-Cu-As-Mo, Au-Ag-Te etc..... Les gisements constitués par des stockworks sont situés dans des roches non carbonatées (schistes, conglomérats, tuffs volcaniques, brèches, felsites ; [Blazy et al., 2013](#)).

### **VI.5.2.2. Minéralisations en Fer**

La minéralogie du grenat dans la roche ([Fig. 16, 17](#)) montre qu'il s'agit d'un grenat ferrifère. Ce caractère ferrifère est confirmé par les travaux récents de prospection au marteau et de géophysiques aéroportées et au sol qui révèlent de forts indices de formations ferrifères au NE de la zone d'étude. De plus les âges compris 2400 Ma et 2000 Ma correspondent à l'intervalle d'âge identifié par de nombreux auteurs comme la tranche d'âge de mises en place des BIFs dans le complexe du Nyong. Ce qui indique que ces BIF pourraient présenter des similitudes avec les BIF décrits dans les localités environnantes ainsi que dans les complexes du Nyong et du Ntem ([Ganno et al., 2017, 2018, 2019](#) ; [Soh et al., 2018, 2019, 2021](#) ; [Moudioh et al., 2020](#) ; [Nzepang et al., 2020](#) ; [Teutsong et al., 2017 ; 2020](#) ; [Kwamou et al., 2021](#); [Djoukouo et al., 2021](#)).

### **VI.5.2.3. Autres minéralisations**

[Kamguia Woguia et al. \(2021\)](#) par les études des dérivées des roches de la localité de Bidou 1 révèlent le caractère polymétallique cette localité et montrent qu'elle regorgerait également les minéralisations en Uranium et en terres rares tel que le La qui pourrait être contenu dans la bastnasite ( $\text{La}(\text{CO}_3)\text{F}$ ) et la monazite ( $\text{La,Ce,NdPO}_4$ ). L'enrichissement en terres rares tels que le Ce et La en association avec l'au et le Th a été rapporté dans les sédiments de Gouap-Nkollo à environ 20 km au nord de la zone d'intérêt ([Soh et al., 2014](#)). Cela donne plus de crédibilité à la possible minéralisation en terres rares dans la région de Bidou.

D'autre part les alliages Ag-Au contiennent généralement des petites quantités de Cu ([Fuanya et al., 2019](#)).

---

### VI.5.3. Control structural des minéralisations

Les structures (cisaillement, le plissement en général, les failles, les fractures et diverses conditions associées) tant régionales que locales jouent un rôle très important dans la mise en place de la minéralisation. (Chauvet, 2019a, b). De nombreux corps minéralisés se trouvent sur les membres des plis, où le cisaillement et la fracturation se sont produits le long ou près des contacts entre les formations compétentes et incompétentes (Chauvet, 2019a, b), l'épaississement d'une zone de cisaillement d'une forme à une autre étant contrôlé en partie par la lithologie (Sibson et Scott, 1998).

- Les zones de cisaillement se produisent sous l'action de contraintes et de forces différentielles dans les roches qui cèdent par une déformation de type plastique, plutôt que par une fracturation. Les corps minéralisés à l'intérieur de ces zones sont localisés soit par remplacement, soit dans les fractures qui s'y développent. Les zones de cisaillement minéralisées sont généralement complexes, contenant plusieurs générations de veines, de failles et de minéralisations associées. Leur complexité est le résultat de la superposition de nombreux épisodes de déformation et d'altération tout au long du développement de la zone qui ont provoqué un degré variable d'empilement et d'épaississement de la zone de cisaillement (Sibson et Scott, 1998 ; Chauvet, 2019a, b).

La minéralisation se produit de préférence sur les parties à faible pendage des failles de chevauchement où la géométrie de la faille a permis une extension locale ou des joints de dilatation. Les principaux filons minéralisés dans de nombreuses parties de la zone de cisaillement se trouvent le long des limites des cisaillements, subparallèlement à la foliation, confinés aux fractures d'extension (Kerrich, 1989) et dans les veines parallèles au cisaillement (). Les veines peuvent se développer de façon parallèle aux cisaillements principaux par des cycles de contraintes et de pression de fluide pendant le mouvement de la faille (Sibson et Scott, 1998). L'épaississement de la zone de cisaillement d'une forme à une autre forme est contrôlé au moins en partie par la lithologie.

Tel est le cas des micaschistes à grenat de la localité de Bidou I, qui étant les plus fragiles peuvent relativement s'imbriquer et s'empiler facilement, formant des chenaux non déformés qui auront probablement un contrôle lithologique à l'intérieur de la zone de cisaillement. C'est dans ces empilements que les failles et les fractures minéralisées sont les plus nombreuses.

Les plis présentent une variété de formes et de relations spatiales caractérisées par des fractures de tension et de compression et des ouvertures le long des plans de litage. De nombreux corps minéralisés se trouvent sur les membres de plis où le cisaillement et la fracturation se sont produits le long ou près des contacts entre les formations compétentes et incompétentes (Chauvet, 2019a, b).

---

Dans de très nombreux cas, la structure peut être interprétée à partir de l'aéromagnétisme à cause de la justesse de cette approche. Une structure peut être enregistrée de manière reconnaissable si elle implique des roches sédimentaires et ignées, ou des membres acides et basiques, ou des roches à haute teneur en magnétite comme la formation de fer, ou des déformations spatiales du même membre, ou toute combinaison de ces éléments. L'image aéromagnétique peut être interprétée correctement dans ses grandes lignes, même sans référence à la géologie connue et permettre de ressortir le réseau de fractures (ouvertures, les failles) qui jouent le rôle de canaux pour les solutions minéralisantes et de lieux de dépôt de la minéralisation.

Le contrôle le plus important peut-être fourni par les failles qui représentent les lieux potentiels de la minéralisation, du moins en ce qui concerne la fréquence et l'occurrence à diverses échelles. Les grandes failles régionales sont généralement reconnues responsables de la localisation des gisements de minerais (Kerrich, 1989). Les failles régionales en elles-mêmes et toutes les fractures subsidiaires qui leur sont associées sont d'excellents canaux pour les solutions minéralisées. Elles servent d'"indicateurs" des régions crustales où la faiblesse tectonique était inhérente. Ainsi, il est raisonnable de supposer que les grandes "cassures" se sont produites dans des zones précédemment affaiblies par l'action des contraintes tectoniques, où des zones de faiblesse et des fractures plus petites existaient déjà. Celles-ci pouvaient naturellement servir de voies de passage pour les solutions minéralisantes et de lieux de dépôt, avant que la rupture majeure de la croûte ne se produise.

D'autres failles parallèles ou dérivées produites par une poussée le long de la faille régionale principale peuvent être associées aux failles majeures et être le siège des minéralisations. Les linéaments magnétiques issus du traitement des données géophysiques montrent une direction majeure associée à la déformation majeure de la région connue sous le nom de Faille de Kribi Campo ainsi que plusieurs autres directions secondaires de fractures dans la localité. Ces structures secondaires peuvent également être le siège des minéralisations à Bidou I, car les "structures" purement locales, à petite échelle bien que difficiles à reconnaître et interpréter, sont cependant de première importance en ce qui concerne le contrôle ultime de l'emplacement des concentrations de minerai économique. Il s'agit des plis, les microfailles, les veines, les stockworks, les "récifs", les lits croisés, les brèches, les intrusions de veinules, les encaissements et les créneaux de contacts, les troncutures, les intercalations et toutes les irrégularités qui constituent des pièges prêts à recevoir des dépôts, les zones de contact entre les intrusifs et les roches envahies ais entre les métasédiments et les métavolcaniques, et entre divers types de la même espèce de roches comme les sédiments de différentes caractéristiques.

---

## VI.6. CORRELATIONS LOCALES ET SOUS REGIONALES

### VI.6.1. Avec le groupe de Yaoundé

Le groupe de Yaoundé comprend les roches recristallisées dans les moyennes à hautes pressions. Il est considéré comme une large nappe (Nzenti et al., 1988; Mvondo et al., 2003, 2007; Stendal et al., 2006; Toteu et al., 2006b; Owona et al., 2011a,b; Li et al., 2017 ; Owona et al., 2010, 2022) composée à majorité d'assemblages granulitiques repartis en deux types : - soit faiblement métamorphisés (micaschistes, schistes et de quartzites) ; - soit de haut degré métamorphique (gneiss, migmatites, micaschistes et amphibolites); marqués par plusieurs intrusions magmatiques panafricaines (d'âges compris entre 666 Ma et 600 Ma) : les métagabbros, les métasyénogabbros et les métagranites; les métadiorites et des métagranodiorites (Nzenti et al., 1988 ; Nzenti, 1998 ; Penaye et al., 1993; Toteu et al., 1994; 2006b; Stendal et al. 2006; Owona et al., 2011; Owona et al., 2011a ; Li et al., 2017 ; Lemdjou et al., 2022a).

Les assemblages granulitiques (gneiss à grenat) de la localité de Bidou I caractérisent uniquement le métamorphisme de haut degré. Les intrusions magmatiques et le métamorphisme panafricain n'ont pas été identifiés dans la localité de Bidou I contrairement aux localités environnantes et au groupe de Yaoundé.

Nzenti et al. (1988) mettent en évidence un métamorphisme rétrograde inverse dans cette unité qui comprend au Sud le faible à moyen degré (schistes), allant progressivement aux micaschistes à grenat et aux gneiss migmatitiques. Ce métamorphisme rétrograde est similaire à celui identifié dans la localité de Bidou I, mais qui va du faciès granulite à amphibolite. Cependant , Metang et al. (2022a,d) montrent que le métamorphisme dans le groupe de Yaoundé est également prograde allant du faciès schistes verts aux faciès amphibolite et granulite. Les leucosomes des granodiorites témoignent d'une migmatisation intense dans le groupe de Yaoundé (Metang et al., 2022a), qui n'est pas visible dans la localité de Bidou I. Ce domaine est à évolution monocyclique et polyphasée (Nzenti et al., 1998 ; Ngnotué et al., 2000) avec deux phases principales de déformation synchrones de recristallisations métamorphiques. Mvondo et al. (2007), Mvondo Ondo, (2009) , Owona et al. (2011a,b) et Metang et al. (2014) mettent en évidence dans cette partie de la chaîne quatre (04) phases de déformation: la phase D<sub>1</sub> de tectonique compressive, la phase D<sub>2</sub> est de tectonique tangentielle, la phase D<sub>3</sub> de tectonique cisailante et la phase D<sub>4</sub> cassante. Cette évolution à quatre phases diffère de celle de la localité de Bidou I qui est marquée par une évolution tectonique polycyclique à trois phases de déformation.

Les différents caractères structuraux dans la localité de Bidou I montrent qu'elle appartient à la nappe du Nyong de direction de transport W-E recoupées par les cisaillements NW-SE (Maurizot et al., 1986; Nedelec et al., 1993; Feybesse et al., 1998; Pénaye et al., 2004 ; Lerouge

---

et al., 2006 ; Owona et al., 2011b). La nappe de Yaoundé quant à elle domine la déformation dans cette partie de la CPNE, elle est transportée vers le SSW sur le craton du Congo et le complexe du Nyong, et est coupée par les Cisaillements Centre Camerounais (NE) et la Faille de la Sanaga (Toteu et al., 1994; Nzenti et al., 1988; Mvondo et al., 2007; Owona et al., 2011a,b). Cette nappe socle panafricaine (micaschistes et gneiss) comprendrait des roches ophiolitiques (schistes, serpentinites, amphibolites, pyroxénites et hornblendites, Mukete et al., 2022). Les travaux de prospection minière dans la partie Est de la localité de Bidou I à Makouré révèlent la présence de roches vertes dont l'étude ultérieure permettra de faire une corrélation.

D'autre part, Toteu et al. (2006) ont montré que l'empreinte de l'orogénèse panafricaine en bordure du craton serait la manifestation du charriage de la partie Sud du groupe de Yaoundé sur le craton du Congo. Plusieurs autres auteurs (Toteu et al., 1994 ; Lerouge et al., 2006 ; Ndema Mbongué, 2016 ; Owona et al., 2020, 2021 ; Nzepang Tankwa, 2020; Nzepang Tankwa et al., 2021) dans leurs travaux ont également mis en évidence cette empreinte de l'orogénèse panafricaine dans le groupe du Nyong , ce qui confirme cette hypothèse de charriage. Cependant les marques de l'orogénèse panafricaine n'ont pas été mises en évidence dans la localité de Bidou 1. Les travaux complémentaires permettront de rechercher cette autre caractéristique de la nappe de charriage du Nyong dans la zone d'étude.

Le groupe de Yaoundé est composé de métaplutonites (pyriclasites, pyroxénites, métadiorites, métagabbros et talcschistes) et de roches métasédimentaires (métapélites, gneiss à grenat et disthène, gneiss à grenat et plagioclase, micaschistes à grenat, roches calciques silicatés, quartzites et talcschistes) qui sont les plus abondantes (Nzenti et al., 1998 ; Metang et al., 2022a). Les protolites des roches du groupe de Yaoundé sont des argiles, argiles ferrifères, grauwackes, roches à dolomite, marnes dolomitiques, les bandes évaporitiques, les quartzites (Nzenti et al., 1998 ; Metang et al., 2022a). Les grauwackes du groupe de Yaoundé sont volcagéniques, montrent une affinité calcoalcaline et dérivent des andésites et granodiorites provenantnt probablement du Craton du Congo ou du bloc Adamaoua-Yadé, (Nzenti et al., 1998 ; Metang et al., 2022a), contrairement aux grauwackes de notre secteur d'étude qui sont métasédimentaires et issus des granites. Les argiles du groupe de Yaoundé sont des sédiments post-archéens comme les métasédiments de la localité de Bidou I.

Nkoubou et al. (2014) pensent que le groupe de Yaoundé serait issu de la sédimentation des roches siliclastiques dérivant d'une croûte continentale archéenne à paléoproterozoïque et des roches magmatiques néoproterozoïques. Les métasédiments du groupe de Yaoundé ont les compositions proches de celles de la croûte continentale Supérieure, ils ont subi une altération intense à leur source ou un recyclage des sédiments (Nkoubou et al., 2014 ; Metang et al. 2022d). Les unités métasédimentaires (Nzenti et al., 1988; Mvondo et al., 2003, 2007; Stendal et

---

al., 2006; Toteu et al., 2006b; Owona et al., 2011a,b; Li et al., 2017) se sont mises en place dans un contexte de rift tectonique ( Nkoumbou et al., 2015 ; Shellnutt et al., 2020) ou de marge continentale active (Stendal et al., 2006). Les protolites des métadiorites de Yaoundé quant à eux dérivent de la fusion partielle d'une source mixte impliquant le manteau métasomatisé et les matériaux de la croûte (Nkoumbou et al., 2014 ; Metang et al., 2022d). L'affinité calcoalcaline des protolites des roches du groupe de Yaoundé suggère leur mise en place en contexte de marge active et/ou arc océanique islandais (Nzenti et al., 1988 ; Metang et al., 2022a, d).

Les roches de la localité de Bidou I proviennent également de la croûte continentale, elles se sont mises en place en contexte de marge continentale passive à active et d'arc continental. Ceci suggère que cette portion du craton pourrait contenir des roches similaires à celles du groupe de Yaoundé. Les roches de Bidou I ont le même modèle de mise en place que les roches du groupe de Yaoundé qui est celui de la subduction (Nzenti et al., 1988 ; Toteu et al., 2006a; Nkoumbou et al., 2014; Fuh et al., 2021 ; Metang et al., 2022d ; Mukete et al., 2022).

Toteu et al. (2006a) définissent le groupe de Yaoundé comme étant plus jeune que ~ 625 Ma (âge U-Pb sur zircon) avec des sources de zircons détritiques d'âges archéens paléoproterozoïques et mésoproterozoïques (datation par microsonde ionique), ayant subi le métamorphisme entre 620-600 Ma (Nzenti et al., 1988; Penaye et al., 1993; Toteu et al., 1994; 2006b; Stendal et al. 2006; Owona et al., 2011; Li et al., 2017), et auraient chevauché le craton du Congo autour de 580Ma.

Ngnotué et al. (2012) mettent en évidence une succession métamorphique d'âge tonien à sténien (1127-911 Ma âge U-Pb sur zircon des métapélites) et paléoproterozoïque (2127 Ma). Owona et al. (2021b) montrent que les métasédiments du groupe de Yaoundé ont probablement un âge de dépôt < 0,7 Ga (Cryogénien, Néoproterozoïque Moyen), et qu'en l'absence d'une source archéenne majeure ont plutôt des sources éburnéennes ( $\approx 2,0$  Ga) et toniennes-cryogéniennes ( $\approx 1,0$  et 0,7 Ga) probablement locales et partagent avec les métasédiments du groupe du Nyong l'empreinte orogénique panafricaine ( $\approx 0,6$  Ga). Stendal et al. (2006) pensent que cet âge de dépôt néoproterozoïque ( $\sim 900$  Ma) correspondrait à une surimpression métamorphique panafricaine. Toteu et al. (2022) trouvent un âge de dépôt des métasédiments de 625 Ma dans groupe de Yaoundé équivalent à ceux identifiés par Toteu et al. (2006a) qui confirment que les protolites des métasédiments de Yaoundé proviennent d'une source mixte, représentée par les roches ignées dérivées d'une croûte Ediacarienne, avec des empreintes néoarchéennes (2614 Ma) et paléoproterozoïques (2043 Ma).

L'âge de dépôt des métasédiments du groupe de Yaoundé compris entre (1000 - 600 Ma) diffère de l'âge de dépôt des métasédiments de la localité de Bidou I qui est compris entre 2400 - 2000 Ma avec des sources mésoarchéennes (2895 Ma).

---

Les assemblages granulitiques du groupe de Yaoundé présentent des similitudes et des différences avec ceux décrits dans la localité de Bidou I. La déformation dans ce groupe est monocyclique contrairement à la déformation polycyclique de Bidou I. Le métamorphisme a débuté dans ce groupe du Tonien jusqu'au Panafricain, tandis que les événements métamorphiques dans le secteur de Bidou I sont d'âge paléoproterozoïque.

Les températures moyennes de cristallisation des zircons qui caractérisent le métamorphisme des faciès granulite et amphibolite dans la localité de Bidou I varient de 765 à 967°C, avec des moyennes de 806,88 et 848,56°C, sont similaires aux températures obtenues pour les roches du faciès granulite du groupe de Yaoundé (750 - 800°C, [Nzenti et al., 1988](#) ; [Metang et al., 2022a](#) ; [Owona et al., 2022](#)).

Le groupe de Yaoundé est donc défini comme correspondant à la marge d'un domaine continental interprété comme une séquence volcano-sédimentaire proche du rivage, en eau peu profonde, déposée dans un contexte d'extension le long de la bordure nord du Bouclier du Congo avec amorce d'une fragmentation du craton ancien ([Nzenti et al., 1988, 1992, 1998](#); [Ngnotué et al., 2000](#) ; [Toteu et al., 2006a](#) ; [Mvondo et al., 2007](#) ; [Metang et al., 2022a,d](#)). Ce groupe présente de nombreuses similitudes mais aussi des différences avec la localité de Bidou I située sur la bordure Nord-Ouest du craton du Congo au Cameroun et connue sous le nom de groupe / Complexe du Nyong.

## **VI.6.2. Avec les autres entités environnantes du craton du Congo**

Le craton du Congo occupe une large partie de l'Afrique centrale. Il s'étend de l'Angola jusqu'en RCA en passant par la RDC, le sud-ouest Soudan, le Gabon, la Guinée équatoriale, le Cameroun. Une petite portion affleure en Ouganda et en Zambie. La localité de Bidou I présente des différences ainsi que des similitudes avec les entités environnantes du complexe du Ntem.

### **VI.6.2.1. Angola**

En Angola, le craton du Congo est marqué par un complexe charnockitique basique d'âge archéen daté entre 2850-2900Ma (âge Rb/Sr et U/Pb sur roche totale ; [Delhal et al., 1976](#)), comprenant des granulites acides et mafiques, des quartzites, des gneiss à amphiboles et des amphibolites. L'Ouest du pays en plus de formations archéennes est recouvert par les roches paléo, méso et néoproterozoïques de compositions variées ([Schlüter, 2006](#)). Les roches de Bidou I comprennent également les quartzites et les gneiss métamorphisés dans le faciès granu-lite. Les zircons des gneiss montrent que leurs protolites se sont mis en place autour de 2900- 2800 Ma, et ont été affectés par un métamorphisme paléoproterozoïque.

---

### VI.6.2.2. Gabon (Chaîne de l'Ogooué)

La chaîne protérozoïque de l'Ogooué est l'extension du groupe du Nyong au Sud du Gabon allongée N-S (Ledru et al., 1989 ; Guerrot et al., 1994). Elle sépare les blocs Est et Ouest du socle gabonais. Le bloc Est est constitué dans ses parties Nord (Massif nord-gabonnais) et Sud (Massif du Chailu) de granitoïdes hyper potassiques calcoalcalins, de gneiss, de ceintures de roches vertes (BIFs, conglomérats et micaschistes) mésoarchéennes (3185-2805 Ma) et néoarchéennes (2802-2500 Ma ; Thiéblemont et al., 2009). Le bloc Ouest comprend les terrains métamorphiques d'âge néoarchéen à paléoprotérozoïque (2515-2435 Ma, Thiéblemont et al., 2009). Le complexe de l'Ogooué comprend les gneiss et migmatites (2200-2120 Ma, Thiéblemont et al., 2009). C'est une chaîne de collision continent-continent d'âge protérozoïque illustrant un cadre tectonique de soulèvement diapirique qui a évolué vers l'Est dans les tectoniques tangentielles (Guerrot et al., 1994). Elle est constituée de métasédiments, de roches volcaniques intercallées d'intrusions syn- à tardi- tectoniques, moyennement à fortement métamorphisées (Ledru et al., 1989 ; Guerrot et al., 1994). Les séquences métamorphiques archéennes à paléoprotérozoïques du craton du Congo qui affleurent au Gabon sont recouvertes du Nord au Sud par le groupe paléoprotérozoïque francevillien et le groupe néoprotérozoïque ouest congolien (Bankole et al., 2020 ; Ossa et al., 2020)

Les métasédiments de la chaîne de l'Ogooué ont les compositions de shales et pélites (Ledru et al., 1989) contrairement à la localité de Bidou I dont les protolites sont les grauwackes, arkoses-subarkoses et arénites avec légère fraction argileuse. La chaîne de l'Ogooué comprend en plus des métasédiments, des metabasites comprenant les paragneiss et orthogneiss paléoprotérozoïques mis en place dans une zone orogénique active. Ce qui montre qu'une croûte ancienne d'âge paléoprotérozoïque existait également avant le développement du cycle panafricain dans cette localité (Ledru et al., 1989).

Sur le plan structural, la localité de Bidou I a été soumise à deux principales phases de déformation suivie d'une phase cassante. Ce résultat est similaire à celui de l'Ogooué qui est marqué par une déformation polyphasée avec trois phases de déformation d'âge paléoprotérozoïque : - La déformation précoce D<sub>1</sub> Post 2440 Ma ; la phase majeure D<sub>2</sub> à 2120 Ma régionale et tangentielle ; et la troisième phase de déformation D<sub>3</sub> syn à post- 2040 - 2000 Ma (Mayaga-Mikolo, 1996). La direction moyenne de la foliation (NE-SW) obtenue dans la localité de Bidou I est semblable à celle observée dans l'Ogooué.

Dans le craton du Congo, la chaîne paléoprotérozoïque s'étend du SW-Cameroun jusqu'au Gabon. L'état initial de la tectonique avait un caractère continental. Il correspond à la dislocation d'un craton archéen avec la présence d'une zone d'instabilité tectonique comportant les blocs dont les limites sont partiellement marquées par les bassins sédimentaires (Ogooué, Nyong,

---

Ikobé - Waka) et les roches plutoniques mises en place entre 2515 et 2435 Ma (Feybesse et al., 1998). L'orogénèse paléoprotérozoïque dans l'Ogooué s'accompagne du métamorphisme inverse associé à une tectonique tangentielle interprétée comme résultat des chevauchements relatifs à une collision continentale avec transport vers l'Est des nappes profondes crustales sur le domaine archéen du Francevillien et de la mise en place des plis qui pourraient représenter une zone de suture intracontinentale illustrant une tectonique de type himalayen et indiquant un raccourcissement crustal majeur dans la zone de suture (Ledru et al., 1989 ; Prian, 1992). Le groupe du Nyong au Cameroun, représenterait l'extension Nord de la suture continentale de cette chaîne, le reste de la suture étant situé dans la chaîne orogénique transamazonienne du NE Brésil (Mayaga-Mikolo, 1996).

La localité de Bidou I située dans le groupe du Nyong tout comme l'Ogooué enregistre les marques d'un métamorphisme granulitique de moyenne à haute pression et de haute température (faciès des granulites) d'âge paléoprotérozoïque (2500 - 2400 Ma). Les gneiss à grenat et les micaschistes à grenat de Bidou I ont été métamorphisés autour de 2000 Ma, ainsi le groupe du Nyong et la série de l'Ogooué sont considérés comme un ensemble continental d'âge paléoprotérozoïque repris par l'orogénèse panafricaine (Shackleton, 1986 ; Ndéma Mbongué, 2016).

Les domaines métamorphiques de l'Ogooué sont corrélés par Ledru et al. (1989) avec le groupe 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 la chaîne transamazonienne.

### **VI.6.2.3. République Démocratique du Congo**

En République Démocratique du Congo, le domaine cratonique couvre près de 56% de la surface totale du pays (Thiart et De Wit, 2006). La partie Nord-Ouest du craton du Congo qui affleure en RDC comprend le complexe de Ivindo (limité par le Massif Nord-Gabonais et le complexe du Ntem), et le Massif de Chaillu qui traverse également la république du Congo et le Gabon. Ce dernier comprend un vaste ensemble de granitoïdes, de schistes et de roches vertes (Lubala et al., 2006). Les granitoïdes sont mis en place entre 2900 -2700 Ma, mais les schistes et les roches vertes qui y sont intrudés seraient plus anciens (Lubala et al., 2006). Une étude récente dans la localité de Souanké dans le Nord du complexe de Ivindo met également en évidence les TTGs d'âges  $2895 \pm 9,4$  Ma et  $2889 \pm 9,2$  Ma (âges LA-ICP-MS U-Pb sur zircon (Gatsé Ebotéhouna et al., 2021). Ces âges sont similaires au groupe d'âge de moyenne 2895 Ma obtenu pour la plus grande population de zircons des gneiss à grenat et qui correspondrait à l'âge de leur protolite ; ainsi qu'à l'âge du protolite des micaschistes à grenat ( $2786 \pm 210$  Ma) de la localité de Bidou I. Ceci montre que les roches de ces entités proviendraient des protolites congénères.

---

Dans la partie Nord-Est de la RDC qui s'étend en RCA, à l'ouest de l'Ouganda et au Sud du Soudan, le Protérozoïque est constitué de micaschistes, de gneiss incluant les granitoïdes du super groupe de Mayombé (Mésoprotérozoïque) et de roches métamorphiques de faible degré du groupe de Sembe-Ouessou (Paléoprotérozoïques, [Thiart et De Wit, 2006](#)). Les formations paléoprotérozoïques de la localité de Bidou I comprennent les micaschistes à grenat et les gneiss à grenat marqués par un métamorphisme de haut degré, qui diffèrent du métamorphisme de faible degré des roches protérozoïques de Sembé Ouessou.

#### **VI.6.2.4. République Centrafricaine**

Le socle centrafricain est formé de trois unités structurales majeures ([Cornacchia et Giorgi, 1989](#); [Nzenti et al., 1999](#); [Rolin, 1992](#) ; [Danguéné, 2012](#) ; [Danguene et al., 2014, 2015](#)): (1) La partie Nord qui correspond à l'extension ouest de la Chaîne Panafricaine du Cameroun est constituée de granulites, d'orthogneiss et de granites et charnockites d'âge ( $833 \pm 66$  Ma, [Lavreau, 1990](#)), de roches archéennes constituées de metabasites, métasédiments, migmatites et granites ([Danguene et al., 2014](#); [Tanko Njiosseu et al., 2021](#)); (2) La partie médiane est formée d'une unité tectonique complexe résultant de la restructuration des gneiss, migmatites, métasédiments, metabasites, granites archéens et protérozoïque inférieur. Cette unité est séparée des granulites et des gneiss du protérozoïque supérieur par un cisaillement ductile Est-ouest dont la vergence sud à sud-ouest ([Rolin, 1992](#)) n'est pas clairement établie ; (3) La partie Sud qui comprend la partie nord du craton du Congo et ses bordures est constituée de micaschistes et quartzites archéens à paléoprotérozoïques ([Poidevin, 1991](#)), de metabasites archéens (2900 Ma , [Lavreau, 1990](#)), de séries charnockitiques et de gneiss semblables aux charnockites du Ntem au Cameroun; ces formations s'étendent vers le Sud-Est dans le socle archéen congolais (R.D.C.). Les roches de la localité de Bossangoa-Bossembélé ont subi un métamorphisme de HP - HT dans le faciès granulite pendant l'orogénèse éburnéenne/Transamazonienne vers 1952 Ma. Ces roches ont ensuite été affectées par l'orogénèse panafricaine autour de  $640,8 \pm 6,0$  Ma, formant une unité polycyclique dont l'évolution est complexe et correspond à l'évolution de l'âge de la roche. ([Danguene, 2012](#) ; [Danguene et al., 2014](#); [Tanko Njiosseu et al., 2021](#)).

Ces séries seraient les témoins d'une zone de collision entre le craton du Congo au sud et le socle de Bogoïn-Boali au Nord ([Cornacchia et Giorgi, 1989](#)). - de roches vertes (komatiites), itabirites, grauwackes, tuffis rhyodacitiques et de granitoïdes d'âge archéen ([Poidevin, 1991](#); [Cornacchia et Giorgi, 1989](#)). La partie centrale de ce domaine sud est occupée par des séries intermédiaires avec des intercalations d'orthogneiss et d'orthoamphibolites souvent migmatisées; ces formations ont un âge paléoprotérozoïque (2100 Ma, [Lavreau et al., 1990](#)). Les résultats des travaux de [Tanko Njiosseu et al. \(2022\)](#) montrent que les roches ultramafiques de la vallée de

---

Mbi se sont mises en place à 2099 Ma dans un contexte d'arc continental. Ces âges sont similaires à l'âge de l'évènement métamorphique paléoprotérozoïque (2067 Ma – 2000 Ma) ayant affecté les roches de la localité de Bidou I. Mais est proche de l'âge correspondant à la dernière phase de magmatisme-recristallisation dans les micaschistes à grenat (2170 Ma) ainsi que l'âge de dépôt des métasiliclastiques et BIF du Nyong (2100 – 2000 Ma, [Soh et al., 2022a](#)). Ceci montre que les reliques l'évènement de subduction de la croûte océanique paléoprotérozoïque et la fermeture ultérieure des bassins s'étendent de la RCA au Brésil en passant par le Cameroun ; et corroborent une fois de plus l'idée selon laquelle les séries de Bossangoa-Bossembélé, Nyong et Ogooué représenteraient les prolongements en Afrique centrale de la ceinture transamazonienne ([Danguene et al., 2014](#) ; [Tanko Njiosseu et al., 2021](#)).

### **VI.6.2.5. Guinée Equatoriale**

Trois différentes unités lithologiques peuvent être observées dans cette partie du craton du Congo : (i)- un complexe de base (gneissique) composé de gneiss granulitiques (2,8 Ga : âge U-Pb sur Zircon) à caractère charnockitique et de quelques gabbros ; (ii) -une ceinture de roches vertes qui comprend des roches métavolcaniques du faciès amphibolite (schistes granites et des granitoïdes indifférenciés); (iii)-un complexe de granitoïdes indifférenciés formé de roches intrusives (granites à diorites). Plusieurs granitoïdes intrudent les gneiss et les roches vertes tandis que d'autres seraient une partie du complexe de base, ce qui traduit deux stages différents d'intrusion ([Schlüter, 2006](#)). Les roches paléoprotérozoïques dans cette partie du craton sont constituées de métamorphites. Les métamorphismes granulitique et amphibolitique mis en évidence dans le complexe de base sont similaires à ceux subis par les roches de Bidou I.

### **VI.6.2.6. Ouganda**

Le craton du Congo couvre plus des 2/3 du pays. Il est composé d'un complexe de roches archéennes (granites-gneiss) au Nord et par trois ceintures protérozoïques que sont : la ceinture paléoprotérozoïque de Buganda-Toro, la ceinture mésoprotérozoïque de Karagwe-Ankolean et la ceinture néoprotérozoïque mozambicaine ([Schlüter, 2006](#)). Les formations protérozoïques y sont constituées de métasédiments de faible à haut degré métamorphique, de gneiss, de quartzites et de roches ultramafiques ([Muwanga et al., 2001](#)). Ainsi, les métasédiments, les gneiss, les quartzites et le métamorphisme de haut degré dans cette entité ont des similitudes avec ceux des roches de la localité de Bidou I.

### **VI.6.2.7. Soudan**

Le craton du Congo affleure sur une petite portion du sud-ouest du pays et est composé de roches précambriennes indifférenciées qui comprennent un socle métamorphique et des roches

---

intrusives (granites, syénites, pegmatites, granodiorites, roches basiques et ultrabasiques; Schlüter, 2006). Le Protérozoïque au Soudan comprend les métasédiments, les métavolcanites acides et basiques (Schlüter, 2006). Ces métasédiments datés au Paléoprotérozoïque comme ceux de la localité de Bidou I et le complexe du Nyong sont la preuve que le Paléoprotérozoïque correspond à l'âge de dépôt des métasédiments dans tout le craton du Congo.

#### **VI.6.2.8. Zambie**

La petite portion du craton du Congo est connue ici sous le nom de bloc de Bangweulu. Il comprend un socle de granitoïdes recouvert par une succession clastique continentale (conglomérats-quartzites-grès, De Waele et al., 2008). Le block de Bangweulu comprend trois unités lithologiques distinctes: (a) une série de métapélites de haut degré qui affleure au Nord-Est de la Zambie et dans la chaîne paléoprotérozoïque ubendienne. (b) une série schisteuse connue sous le nom de gneiss de Mulungwizi reconnu comme les vestiges de la chaîne ubendienne/paléoprotérozoïque dans le bloc de Bangweulu. Elle est constituée de migmatites, gneiss à biotite, gneiss à biotite-épidote muscovite et est associée aux micaschistes, amphibolites et quartzites (Van Tuijl et Verhoog, 1995). Les gneiss de Mulungwizi sont séparés par des granitoïdes datés à  $1877 \pm 55$  Ma (âge Rb–Sr : De Waele et al., 2006). (c) une suite de roches plutoniques et volcaniques datées à 1,88 et 1,82 Ga (âge U–Pb sur zircon), et recouvertes par la séquence métasédimentaire du groupe de Mporokoso (AndrewsSpeed, 1989). La séquence métasédimentaire, les micaschistes et les vestiges de la chaîne ubendienne/paléoprotérozoïque dans le bloc de Bangweulu ont des caractéristiques semblables à celles des métasédiments de la localité de Bidou I et des autres parties du Craton du Congo.

#### **VI.6.3. Chaîne orogénique Transamazonienne du NE Brésil**

Le craton du Congo est constitué d'un socle archéen à paléoprotérozoïque qui recoupe le Cameroun, le Gabon, la Guinée Equatoriale et la RCA, ce socle est de même âge que les terrains des parties Nord et Sud du craton de São-Francisco au Brésil (Teixeira et al., 2017 ; Rosière et al., 2021). Le craton du Congo et sa contrepartie brésilienne se seraient formés en un seul ensemble au cours du Paléoprotérozoïque au cours de l'orogénèse Transamazonienne entre 2200 et 1900 Ma (Ledru et al., 1994 ; Barbosa et Sabaté, 2002). Le continent africain et l'Amérique du Sud peuvent ainsi être comparés à cet effet en vue de dégager des corrélations entre les différentes plaques. L'évolution paléoprotérozoïque des cratons Ouest Africain, Congo et São-Francisco serait associée à une collision orogénique datée à 2 Ga et qui illustre une collision frontale entre le craton du Congo et les provinces de São-Francisco (Ledru et al., 1994). Les cratons Amazonien, Ouest-Africain, Congo-São-Francisco et les socles des provinces de

---

l'Araguaia, Borborema, Nigéria et Cameroun appartenait à un large bloc lithosphérique (Neves, 2003 ; Caxito et al., 2020), stabilisé à la fin du cycle Transamazonien-Eburnéen (vers 2 Ga). Les cratons du Congo et de São-Francisco ont fusionné pour former le grand craton du Congo-São/Francisco d'âge paléoprotérozoïque moyen pendant l'évènement eburnéen ou paléoprotérozoïque (Ledru et al., 1994 ; Barbosa et Sabaté, 2002). Ces faits montrent que l'orogénèse paléoprotérozoïque en Afrique centrale se prolonge dans la province de Borborema au NE Brésil par la chaîne transamazonienne.

La localité de Bidou I comprend les roches métasédimentaires tout comme la chaîne transamazonienne ou chaîne granulitique transamazonienne du Brésil. Cependant cette chaîne est constituée en plus des metabasites (gneiss, orthogneiss, migmatitiques), de roches plutoniques (granites, intrusions ignées), de roches supracrustales, de granitoïdes tardi- à pré-tectoniques mis en place dans les zones de cisaillement (Ledru et al., 1994 ; Barbosa et Sabaté, 2004 ; Teixeira et al., 2010) et de roches vertes et plutonites d'arrière-arc, qui montrent que la zone de subduction était active pendant l'orogénèse Transamazonien du NE Brésil (Ledru et al., 1994 ; Barbosa et Sabaté, 2002).

Sur le plan structural, la chaîne transamazonienne comprend deux principaux épisodes de déformation ductile d'âge paléoprotérozoïque (2,08-2,07 Ga, Silva et al., 2002) ayant évolué dans un régime de tectonique transpressive (Leite et al., 2009). Les indicateurs cinématiques soulignent le transport tectonique de l'ESE vers WNW qui est différente de la direction de transport NE-SW de la localité de Bidou I. Cependant l'évolution structurale de la chaîne transamazonienne montre des similitudes avec les éléments structuraux du complexe du Nyong (foliation régionale  $S_1$  ubiquiste, subhorizontale). Les directions majeures décrites dans les deux séries correspondent à une partie de la chaîne collisionnelle N-S reconnue dans la chaîne panafricaine et dans la chaîne transamazonienne du NE Brésil (Ledru et al., 1994 ; Van Schmus et al., 1995,2008 ; D'Agrella-Filho et al., 1996 ; Almeida et al., 2000 ; Barbossa et Sabate, 2002). De ce fait la localité de Bidou I avec ses deux principales phases de déformation, et qui fait partie du complexe du Nyong permettrait de considérer ce complexe comme une extension en Afrique centrale de la chaîne granulitique transamazonienne du Brésil. Tout comme les roches dans le complexe du Nyong, le Paléoprotérozoïque dans la chaîne transamazonienne est dominé par un métamorphisme de haut degré (800°C/7 kb; Barbossa et Sabaté, 2002 ; 2004 ; Leite et al., 2009). Ce métamorphisme paléoprotérozoïque est subdivisé en une phase précoce (2,25 à 2,17 Ga) qui est la principale période de formation de la croûte et de l'activité thermotectonique qui finit entre 2,17 et 2,1 Ga ; suivie par une phase tardive (2,1 à 2,04 Ga) qui s'étend jusqu'à 1,98 Ga (Neves, 2011). Ceci montre que l'effondrement de l'extension postorogénique de la chaîne paléoprotérozoïque dans le craton de São-Francisco a eu lieu à 1,9 Ga

---

(Teixeira et al., 2007).

Le métamorphisme granulitique paléoprotérozoïque de la chaîne transamazonienne a des similarités avec celui de Bidou I, ceci permet de conclure comme avec les domaines orogéniques de l'Ogooué, que le groupe du Nyong et la chaîne granulitique transamazonienne du Brésil ont un métamorphisme de haute pression et de haute température d'âge paléoprotérozoïque qui suppose qu'elles ont été enfouies profondément à la faveur d'un redoublement de la croûte, provoqué par un accident majeur analogue aux grands chevauchements himalayens.

Sur le plan géochronologique, la région de Bidou I comprend les métafelsiques paléoprotérozoïques des faciès granulite à amphibolite ( $2067 \pm 24$  Ma ;  $2403 \pm 24$  Ma ;  $2002 \pm 200$  Ma). Les âges obtenus dans le socle paléoprotérozoïque transamazonien au NE Brésil sont de 2000-1800 Ma (Brito de Neves et al., 2001 ; Neves et al., 2004, 2006). Les âges de  $2,1 \pm 0,1$  Ga (âges Rb-Sr sur roches totales) ont été enregistrés au Sud de la province de Borborema dans les gneiss granulitiques et les schistes (Van Schmus et al., 1995 ; Dantas et al., 1998). Neves et al. (2008) met en évidence les âges de 1,97–2,13 Ga des zircons hérités des orthogneiss de Jupi et des granites de Cabanas. Ces âges sont considérés comme l'âge de la formation crustale au Brésil et permettent de conclure que les régimes de déformation initiés au Paléoprotérozoïque et au Transamazonien se poursuivent jusqu'au Néoprotérozoïque.

La partie Nord du craton de São-Francisco contient 04 blocs archéens (Gavião, Serrinha, Jequié et Itabuna-Salvador-Curaça) qui étaient relié au craton du Congo durant l'orogénèse Eburnéo/transamazonienne (2,1-2,0 Ga, Barbosa et Sabaté, 2004) : le bloc de Gavião comprend granites, gneiss et roches vertes (3,7 – 2,56 Ga) recouverts de séquences métasédimentaires de deux groupes d'âge, ceux inférieures à 1,8 Ga et ceux de 550 Ma (Peucat et al., 2002 ; Barbosa et al., 2012). Le bloc de Serrinha est constitué de TTGs et gneiss (3,20–2,98 Ga) et de dykes (2,7–2,6 Ga) tous recouverts par des successions sédimentaires (2,3–2,1 Ga, Oliveira et al., 2013). Ces deux blocs sont intrudés par des granites (2,21 – 2,01 Ga) fortement métamorphisés et déformés (Baldim et Oliveira, 2021). Le bloc de Jequié comprend les granitoïdes de (2,81–2,69 Ga) ayant subis un métamorphisme de haut degré entre 2,08 and 2,03 Ga (Barbosa et Sabaté, 2004). La chaîne paléoprotérozoïque de Itabuna-Salvador-Curaça entoure les 3 autres blocs et contient les TTGs et suites charnockitiques (2,9–2,6 Ga et 2,2–2,1 Ga) et de complexes mafiques – ultramafiques (2,58 Ga et 2,06 Ga, Piaia et al., 2017). Ces formations présentent des similitudes avec les tranches d'âges obtenues pour les métasédiments de la localité de Bidou I et constituent ainsi un lien entre celles-ci dans la reconstitution de l'évolution du craton du Congo/São-Francisco.

---

## **CONCLUSION GÉNÉRALE**

---

L'objectif principal de ce travail était de caractériser l'évolution tectonométamorphique des formations de Bidou I ainsi que l'âge de leur mise en place. Les principaux résultats des études pétrographiques, structurales, géochimiques et géochronologiques réalisées dans le cadre de ce travail et qui permettent de reconstituer l'histoire géologique de cette localité conduisent aux conclusions suivantes :

**Sur le plan pétrographique**, les formations de Bidou I sont constituées d'un ensemble lithologique essentiellement métamorphique composé de gneiss grenat, micaschistes à grenat et quartzites à grenat. Les roches présentent toutes une microstructure granoblastique hétérogranulaire avec ubiquité des microstructures poécilitiques, hélicitiques, sigmoïdales, des textures en atoll et boules de neige traduisant une évolution tectono-métamorphique complexe. Elles sont marquées par des assemblages témoignant d'un métamorphisme dont les paragenèses granulitiques (Grt + Prx + Qz + kfs + Ru + Pl  $\pm$  Bt) pour les gneiss à grenat et amphibolitiques pour les gneiss à grenat (Ms + Op ; Bt + Ms + Qz ; Ms + Bt + Qz + Ru), les micaschistes à grenat (Grt + Bt + Ms + Qz + Kfs + Pl ; Ms + Qz + Pl) et les quartzites à grenat (Grt + Bt + Ms + Qz + Kfs + Pl; Qz + Cor + Bt) caractérisent un métamorphisme rétrograde de type HP-HT du faciès granulite à amphibolite.

Ces résultats présentent des différences et mais de nombreuses similitudes avec plusieurs autres résultats obtenus pour les métasédiments des groupes du Nyong et du Ntem, du groupe de Yaoundé, ainsi que des autres entités voisines du craton du Congo, et enfin avec ceux obtenus dans le prolongement du craton du Congo au Brésil le craton de São-Francisco. Ce qui montre que toutes ces localités formaient un seul bloc.

- **Sur le plan structural**, les formations rocheuses ont subi deux principales phases de déformation suivies d'une phase essentiellement cassante :

La phase D<sub>1</sub> est caractérisée par une foliation et une schistosité S<sub>1</sub> dont les pôles se regroupent en zone et traduisent son plissement ultérieur, des linéations minérales et d'étirement L<sub>1</sub> et des boudins  $\beta_1$ . Le régime de la déformation au cours de la phase D<sub>1</sub> est typiquement coaxial et ses éléments constitutifs qui pour la plupart sont des structures en compression, indiquent une phase de tectonique compressive de directions cinématiques N-S à NE-SW.

La phase de déformation D<sub>2</sub> comprend les plans de cisaillements C<sub>2</sub> à mouvement senestre qui induit la schistosité S<sub>2</sub>, les fractures f<sub>2</sub>, les petites failles F<sub>2</sub>, les filons, les boudins  $\beta_2$  et les plis P<sub>2</sub>. La présence des plis en fourreau et des plis couchés dans cette phase témoigne d'une tectonique en nappe ayant eu lieu dans cette localité.

La phase tardi\_D<sub>2</sub> composée essentiellement de fractures et de diaclases. Cette dernière a été identifiée comme une troisième phase de déformation dans les localités de Grand Zambézi et Edéa. L'évolution tectonique dans la région de Bidou I est donc polyphasée et la présence dans

---

ces différentes phases des structures cassantes indique une tectonique cisailante en régime ductile-fragile.

La présence des structures plates (tectonique tangentielle), des linéations d'étirement sur les plans de foliation et des plis couchés sont les manifestations d'une nappe dans la zone d'étude, ce qui est en accord avec les travaux antérieurs qui montrent que le complexe du Nyong a subi une déformation polyphasée marquée par la mise en place de la nappe du Nyong sur le craton du Congo, cette nappe coïncidant avec la zone de suture entre les cratons du Congo et São-Francisco.

La déformation de la localité de Bidou I s'apparente à celle décrite dans les groupes du Nyong et du Ntem, ainsi que les unités avoisinantes du complexe du Ntem. Elle présente des similitudes et des différences avec celle du groupe de Yaoundé.

- **Sur le plan géochimique**, les roches de la localité de Bidou I sont toutes des métasédiments à plusieurs protolites : Les micaschistes à grenat proviennent des grauwackes, tandis que les gneiss à grenat et quartzites à grenat proviennent des arkoses et arénites avec légère contribution des argiles. Ces protolites ont une origine à prédominance felsique et sont sédiments immatures à matures ayant subi une altération faible à intense. Ils ont subi une différenciation intra-crustale par fusion partielle et/ou par cristallisation fractionnée d'une ancienne croûte continentale supérieure avec accroissement du taux des sédiments anciens. Les métasédiments de Bidou I ont une origine post-archéenne. Les gneiss et les quartzites à grenat proviendraient d'une marge passive ; et les micaschistes d'un contexte d'arc continental et de marge continentale active. Cette fluctuation des paramètres tectoniques serait synonyme d'un changement progressif de la géométrie d'un bassin d'une marge continentale passive à une marge continentale active et le développement d'un arc insulaire continental. L'arc continental et la marge continentale actives étant des environnements sédimentaires similaires, car sont tous deux dominés par des mouvements convergents des plaques, des déformations orogéniques et le développement de complexes de subduction. Le contexte géodynamique décrit dans ces travaux est d'ailleurs celui de la subduction qui est le même contexte décrit pour la mise en place des roches du groupe de Yaoundé.

Les caractères géochimiques de la localité de Bidou I sont en accord avec ceux du groupe du Nyong et des entités voisines du craton, et présentent quelques similitudes avec les résultats obtenus dans le groupe de Yaoundé. Ces résultats confirment une fois de plus que le Groupe du Nyong correspondrait à une zone de suture paléoprotérozoïque entre le craton du Congo et le craton de São-Francisco au Brésil. Cette mégastructure s'étendrait depuis le Tibesti jusqu'au Cameroun en passant par le Darfour Occidental.

- **Sur le plan géochronologique**, les datations U-Pb sur zircon permettent de mettre en évidence plusieurs familles de zircons repartis en deux groupes d'âges qui retracent l'histoire des

---

métasédiments de la localité de Bidou I : - les âges archéens de 2895 Ma et 2700 Ma pour les gneiss à grenat et les micaschistes à grenat respectivement, marquent la mise en place des protolites de ces métasédiments ; - Et les âges paléoprotérozoïques compris entre 2423 - 1896 Ma (gneiss à grenat), et entre 2430 – 2170 Ma (micaschistes à grenat) correspondant aux âges de leur dépôt et du métamorphisme les ayant affecté. Ils sont similaires aux événements magmatiques-métamorphiques dans les groupes du Nyong et du Ntem et corroborent l'âge identifié comme âge de dépôt des roches métasédimentaires dans le Groupe du Nyong qui serait compris entre l'âge du plus jeune zircon détritique (2,4 Ga) et celui de la plus vieille population de Zircons recristallisés, modifiés ou formés au cours du métamorphisme Eburnéen (2,2 – 2,0 Ga).

L'âge Concordia des gneiss à grenat de  $2067 \pm 20$  Ma donne l'âge du métamorphisme de ces gneiss à grenat qui équivaut à la tranche d'âge ( $\sim 2,2 - 2,0$  Ga) marquant l'empreinte de l'activité magmatique-métamorphique d'âge paléoprotérozoïque documentée dans le groupe du Nyong, le craton du Congo et sa contrepartie le craton de São-Francisco au cours de l'orogénèse éburnéenne.

L'âge Concordia des micaschistes à grenat montre que leurs protolites ont été mis en place autour de  $2786 \pm 210$  Ma et ont subi un métamorphisme à  $2002 \pm 200$  Ma pendant l'orogénèse paléoprotérozoïque éburnéenne/transamazonienne ( $\sim 2,2 - 2,0$  Ga). Ces zircons ont connu une importante phase de dépôt autour de (2430 Ma) qui est similaire à l'âge minimum du début de la stabilisation du craton du Congo/São-Francisco (2600 - 2450 Ma) ; au début de l'évolution géodynamique du craton du Congo avec la formation et le développement des bassins sédimentaires archéens ; et à la période précoce de transition archéen-protérozoïque caractérisée par la dislocation des marges des cratons du Congo et de São-Francisco.

Les âges obtenus pour les métasédiments de la localité de Bidou I sont en accord avec les résultats obtenus dans le complexe du Nyong qui montrent que les protolites des métasédiments de ce groupe proviendraient d'un bouclier méso-néoarchéen ( $\sim 2,9 - 2,8$  Ga) du Congo; avec des âges de dépôt sont compris entre (2400 - 2000 Ma) contemporains à la mise en place de plusieurs BIFs dans ce groupe. Ces résultats diffèrent de ceux du groupe de Yaoundé dans lequel les métasédiments ont un âge de dépôt inférieur à 700 Ma, avec des protolites paléoprotérozoïques et un métamorphisme d'âge panafricain.

Les zircons des protolites des métasédiments de la localité de Bidou I ont cristallisé à une température d'environ  $848,56^\circ\text{C}$  qui est semblable à celle définie pendant la période ( $\sim 2100 - 2050$  Ma) comme température du pic du métamorphisme Eburnéen dans le groupe du Nyong, les provinces de l'Ogooué au Gabon et dans le craton de Sao-Francisco ; ainsi que du groupe de Yaoundé.

Les similitudes entre ces âges et ceux obtenus dans les complexes du Nyong et du Ntem,

---

le groupe de l'Ayna, les autres entités avoisinantes du craton du Congo et le craton de São-Francisco confirment que les cratons du Congo et de São-Francisco étaient soudés en un seul grand bloc : le grand craton de Congo/São-Francisco ; lequel forme avec les formations de même nature des ceintures orogéniques Ubendienne, de Luiza et Transamazonienne, un vaste domaine orogénique comprenant les ceintures d'Afrique centrale, occidentale et Transamazonienne.

L'analyse des différents caractères pétrographiques, structuraux, géochimiques et géochronologiques permettent de montrer que les roches de la localité de Bidou 1 seraient des hôtes de plusieurs minéralisations telles que l'Or, le Fer, les terres rares et autres.

---



**PERSPECTIVES**

---

Au terme de ce travail, plusieurs perspectives sont envisagées pour l'amélioration de la connaissance du secteur.

- **Sur le plan pétrographique**, la zone et ses environs regorgent de nombreux autres types lithologiques mis en évidence à la faveur de l'exploration par une compagnie de la notamment les amphibolites, roches vertes et BIFs qu'il faudra cartographier de façon détaillée, afin d'établir une meilleure corrélation entre la localité de Bidou I et les autres entités du craton du Congo, ainsi que le groupe de Yaoundé et le craton de São-Francisco au Brésil.

- **Sur le plan structural**, les structures et microstructures visibles dans les roches témoignent d'une évolution tectonique pluriphasée. L'association de chaque phase à un âge permettra de mieux caractériser la déformation au cours du temps dans la localité de Bidou I. Des travaux récents montrent que la répartition spatiale des minéralisations associées au roches de la localité serait contrôlée par les structures. Une étude plus poussée permettra de retracer les minéralisations associées à ces différentes lithologies.

**Sur le plan chimico-minéralogique**, une étude permettra de caractériser les différentes phases minérales ainsi que les conditions P et T de leur formation, en vue de mieux reconstituer l'évolution tectono-métamorphique de la région. Les grenats en atoll offrent la possibilité de par ses différentes microfractures et la circulation des fluides, de ressortir plus de marqueurs du métamorphisme de très haut degré dans la localité. De plus, l'assemblage atypique de quartz-corindon dans les quartzites à grenat remet en question l'existence d'une probable intrusion basique ou de xénolites dans cette localité.

- **Sur le plan géochronologique**, Des analyses complémentaires sont donc nécessaires pour dater les roches et les différents assemblages minéraux, afin de mieux retracer l'histoire et la chronologie des événements géologiques ayant eu lieux dans la localité de Bidou 1, afin de mieux l'intégrer dans la reconstitution de cette partie du craton Congo qui, malgré de nombreux travaux demeure sujette à de nombreuses controverses. Les anciens travaux assimilent cette partie du craton au groupe de Yaoundé qui a subi un dernier événement métamorphique panafricain mais non visible à Bidou 1.

- **Sur le plan métallogénique**, les roches de Bidou 1 tout comme les formations cratoniques seraient le siège de nombreuses minéralisations que des études détaillées et approfondies permettront de caractériser afin d'établir le potentiel métallogénique réel de cette localité dans le but de l'intégrer dans le contexte général du craton du Congo.

---

-



**REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

---

- 
- Adiri, Z., Harti, E.A., Jelouli, A., Lhissou, R., Maacha, L., Azmi, M., Zouhair, M., Bachaoui, E. M., 2017.** Comparison of Landsat-8, ASTER and Sentinel 1 satellite remote sensing data in automatic lineaments extraction: A case study of Sidi Flah-Bouskour inlier, Moroccan Anti Atlas. *Advances in Space Research* 60: 2355 - 2367.
- 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.
- Akame, J.M., Schulz, B., Owona, S., Debaille, V., 2021.** Monazite EPMA-CHIME dating of Sangmelima granulite and granitoid rocks in the Ntem Complex, Cameroon: Implications for Archean tectono-thermal evolution of NW Congo craton. *Journal of African Earth Sciences* 181 - 104268.
- Akame, J.M., Oliveira, E.P., Poujol, M., Hublet, G., Debaille, V., 2020a.** LA-ICP-MS zircon U Pb dating, Lu Hf, Sm Nd geochronology and tectonic setting of the Mesoproterozoic mafic and felsic magmatic rocks in the Sangmelima granite-greenstone terrane, Ntem Complex (South Cameroon). *Lithos* 372 - 373 : 105702.
- Akame, J.M., Assembe, S.P., Zo'o Zame, P., Owona, S., Ndougssa Mbarga T., Azia, G.A., Mvondo Ondo, J., 2018.** The Sangmelima granite-greenstone belts (South Cameroon): Integration of remote sensing and aeromagnetic data for structural interpretation *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences*, <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2018.11.005>.
- Alkmim, F.F., Marshak, S., 1998.** Transamazonian Orogeny in the Southern São-Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: Evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research* 90: 29 - 58.
- Almeida, F.F. M., Brito Neves, B.B., de Carneiro, C.D.R., 2000.** The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Reviews* 50: 77 - 111.
- Amajor L.C, 1987.** Major and trace elements geochemistry of Albin and Turonian shales from the southern Benue trough Nigeria. *Journal of African Earth Sciences* 6 : 633 - 641.
- Armstrong-Altrin, J.S., Verma, S.P., 2005.** Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic setting. *Sedimentary Geology* 177: 115 - 129.
- Armstrong-Altrin, J.S., Lee Y.I., Kasper-Zubillaga, J.J. and Ramírez, E.T., 2017.** Mineralogy and geochemistry of sands along the Manzanillo and El Carrizal beach areas, southern Mexico: implications for palaeoweathering, provenance and tectonic setting. *Geological journal. Mexico. Geological Journal* 52(4) : 559 - 582.
- Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Balaram, V., Natalhy-Pineda, O., 2015b.** Petrogra-
-

---

phy and geochemistry of sands from the Chachalacas and Veracruz beach areas, western Gulf of Mexico, Mexico: constraints on provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences* 64 : 199 - 216.

**Armstrong-Altrin, J. S., Madhavaraju J., Vega-Bautista, F., Ramos-Vazquez M.A., Perez-Alvarado, B.Y., Kasper-Zubillaga, J. J., Ekoa Bessa, A.Z., 2021.** Mineralogy and geochemistry of Tecolutla and Coatzacoalcos beach sediments, SW Gulf of Mexico. *Applied Geochemistry* 134: 105103.

**Andrews-Speed, C.P., 1989.** The Mid-Proterozoic Mporokoso basin, northern Zambia: sequence stratigraphy, tectonic setting and potential for gold and uranium mineralisation. *Precambrian Research* 44: 1 - 17.

**Atherton N.P. & Petford N., 1993.** Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature* 362 : 144 - 146.

**Ayonta, K.P., Tanko, N.E., Ganno, S., Ngnotue, T., Fossi, D. H., Ngoniri H. A., Nga Essomba, P., Nzenti, J.P., 2021.** Zircon trace element geochemistry and Ti-in-zircon thermometry of the Linté Pan-African granitoids, Central Cameroon: Constraints on the genesis of host magma and tectonic implications. *Geological Journal* 1 - 19.

**Azeuda Ndonfack, K.I., Yuling, X., Richen, Z., Bovari, S.Y., Kai, C, Xiaoyu, S., 2022.** Tectonic evolution of Neoproterozoic rocks, eastern Cameroon: implication for gold mineralization in the Bétaré Oya and Woumbou-Colomine-Kette districts. *Precambrian Research* 368:106–475.

**Ball, E., Bard, J.P., Soba, D., 1984.** Tectonique tangentielle dans la catazone panafricaine du Cameroun : Les gneiss de Yaounde. *Journal of African Earth Sciences* 2 :91 - 95.

**Baldim, M.R., Oliviera, E.P., 2021.** Northeast São-Francisco Craton and West-Congo Craton linked before the Rhyacian (2.10 – 2.04 Ga) orogeny: evidences from provenance and U-Pb ages of supracrustal rocks from the Rio Capim greenstone belt, Serrinha Block *Precambrian Research* 352 :105985.

**Bankole, O.M., El Abani, A., Meunier, A., Poujol, M., Bekker, A., 2020.** Elemental geochemistry and Nd isotope constraints on the provenance of the basal siliciclastic succession of the middle Paleoproterozoic Francevillian Group, Gabon. *Precambrian Research* 348 : 105874.

**Baratoux, L., Metelka, V., Naba, S., Jessell, M.W., Grégoire, M., Ganne, J., 2011.** Juvenile Paleoproterozoic crust evolution during the Eburnean orogeny (~2.2–2.0 Ga), western Burkina Faso. *Precambrian Research* 191 (1-2) :18 - 45.

**Barbosa, J. S., Barbosa, R. G., 2017.** The Paleoproterozoic Eastern Bahia Orogenic Domain. In: Heilbron M, Cordani UG, Alkmim FF (Eds.) São Francisco Craton, Eastern Brazil. *Tecto-*

---

nic Genealogy of a Miniature Continent. Springer Int. Publ. Co. Regional Geology Reviews 57 - 69.

- 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.
- 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.F.S., Cruz, S.P., Souza, J.S., 2012.** In: Barbosa, J.F.S. (Ed.), *Geologia da Bahia: pesquisa e atualização*, 1. CBPM, pp. 101 - 201.
- Barley, M.E., Krapez, B., Groves, D.I. and Kerrich, R., 1998.** The Archean bonanza: metallogenic and environmental consequences of the interaction between mantle plumes, lithospheric tectonics and global cyclicity: *Precambrian Research* 91: 65–90.
- Belousova, E.A., Griffin, E.W.L., O'Reilly, S.Y & Fischer, N.I., 2002.** Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143: 602 - 622.
- Belousova, E., Griffin W., O'Reilly S.Y., 2005.** Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from Eastern Australian granitoids. *Journal of Petrology* 47 : 329 - 53.
- Bhatia, M.R., 1983.** Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology* 91: 611 - 627.
- Bhatia, M.R., Crook, K.A.W., 1986.** Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92:181 - 193.
- Binam Mandeng, E.P., Ngo Bidjeck, L.M., Takodjou Wambo, J.D., Taku, A., Bineli Betsi, T., Ipan, S.A., Tchami Nfada, L., Bitom D. L., 2018.** Lithologic and structural mapping of the Abiete–Toko gold district in southern Cameroon, using Landsat 7 ETM+/SRTM. *Comptes Rendus Geosciences*. 350 : 130 - 140.
- Blazy, P. et El-Aid J., 2013.** Propriétés, économie et ressources de l'or. *Techniques de l'ingénieur*. m4730.
- Bokanda, E.E., Fralick, P., Ekomane, E., Tatah, C.T., Ashukem, E.N., Beling, B.E., 2021.** Geochemical constraints on the provenance, paleoweathering and maturity of the Mamfe black shales, west Africa. *Journal of African Earth Sciences* 175, 104078.
- Bonhomme, M. G., Gauthier-Lafaye, F. & Weber, F., 1982.** An example of Lower Proterozoic sediments: The Francevillian in Gabon. *Precambrian Research* 18: 87 - 102.
- Boniface, N., Schenk, V., Appel, P., 2012.** Paleoproterozoic eclogites of MORB-type Chemis-

---

try and three Proterozoic orogenic cycles in the Ubendian Belt (Tanzania): Evidence from monazite and zircon geochronology, and geochemistry. *Precambrian Research* 192-195 : 16 - 33.

**Bouyo Houketchang, M., Penaye, J., Mouri, H., Toteu, S.F., 2019.** Eclogite facies metabasites from the Paleoproterozoic Nyong Group, SW Cameroon: mineralogical evidence and implications for a high- pressure metamorphism related to a subduction zone at the NW margin of the Archean Congo craton. *Journal of African Earth Sciences* 149: 215 - 234.

**Bouyo Houtchekang, M.H., Toteu, S.F., Deloule, E., Penaye, J and Van Schmus, W.R., 2009.** U-Pb and Sm-Nd dating og high-pressure granulites from Tcholliré and Banyo regions: Evidence for a Pan-African granulite facies metamorphism in north-central Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 54 (5):144 - 154.

**Bouyo Houtchekang, M.H., Zhao, Y., Penaye, J., Zhang, S.H., Njel, U.O., 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 Reseach* 21: 40 - 53.

**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 Research* 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 Sciences* 116 : 9 - 41.

**Brito Neves, B.D., Van Schmus W.R., Fetter A., 2002.** North-Western Africa-North-Eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences* 34: 275-278.

**Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Angelim L.A.A., 2015.** Contribuição ao conhecimento da evolução geológica do Sistema Riacho do Pontal –PE, BA, PI. *Geologia USP, Série científica*, 15(1):57-93.

**Brito de Neves, B.B., Campos Neto, M. C., Van Schmus, W.R., Fernandes, T. M. G., Souza, S.L., 2001.** O terreno Alto Moxotó no leste da Paraíba (Maciço Caldas Brandão). *Revista Brasileira de Geociências* 31 :185 - 194.

- 
- 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.
- 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.
- Caen-Vachette, M., Vialette, Y., Bassot, J.-P., & Vidal, P. 1988.** Apport de la géochronologie à la connaissance de la géologie gabonaise. *Chronique de Recherche Minière* 491 : 35 - 54.
- Campos, J.C.S., Carneiro, M.A., Basei, M.A.S., 2003.** U–Pb evidence for late Neoproterozoic crustal reworking in the southern São-Francisco craton (Minas Gerais, Brazil). *Annals of the Brazilian Academy of Sciences* 75: 497 - 511.
- Castaing, C., Triboulet, C., Feybesse, J.L. and Chèvremont, P., 1993.** Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the light of the Pan-African/Brasiliano orogeny. *Tectonophysics* 218 : 323 - 347.
- Caxito F.A., Uhlein A., Dantas E.L., 2014b.** The Afeição augen-gneiss Suite and the record of the Cariris Velhos Orogeny (1000–960 Ma) within the Riacho do Pontal fold belt, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 51 : 12 - 27.
- Caxito F.A., Uhlein A., Stevenson R., Uhlein G.J., 2014d.** Neoproterozoic oceanic crust remnants in northeast Brazil. *Geology* 42(5): 387 - 390.
- Caxito F.A., Uhlein A., Dantas E.L., Stevenson R., Salgado S.S., Dussin I.A., Sial, Cull A.N. 2016.** A complete Wilson Cycle recorded within the Riacho do Pontal Orogen, NE Brazil : implications for the Neoproterozoic evolution of the Borborema Province at the heart of West Gondwana *Precambrian Research* 282 : 97 - 120.
- Caxito, F.A., Santos, L.C.M.L., Ganade, C.E., Bendaoud, A., Fettous E., Bouyo Houket-chang, M., 2020.** Toward an integrated model of geological evolution for NE Brazil–NW Africa: The Borborema Province and its connections to the Trans-Saharan (Benino-Nigerian and Tuareg shields) and Central African orogens. *Brazilian Journal of Geology* 50 (2): e20190122.
- Chauvet, A., 2019a.** Structural Control of Ore Deposits: The Role of Pre-existing Structures on the Formation of Mineralised Vein Systems. *Minerals* 9 : 56.
- Chauvet, A., 2019b.** Editorial for Special Issue "Structural Control of Mineral Deposits: Theory and Reality". *Minerals* 9 (3) : 171, [ff10.3390/min9030171](https://doi.org/10.3390/min9030171). [ffhal-02145962](https://doi.org/10.3390/min9030171)ff.
- Chebeu, C., Ngo Nlend, C.D. Nzenti J.P. & Ganno, S., 2011.** Neoproterozoic high-K Calcal-
-

- 
- kaline granitoids from Bapa-Batié, North Equatorial Fold Belt, Central Cameroon: petrogenesis and geodynamic significance. *The Open Geology Journal* 5 :1 - 20.
- Cheng, H., Nakamura, E., Kobayashi, K. & Zhou, Z., 2007.** Origin of atoll garnets in eclogites and implications for the redistribution of trace elements during slab exhumation in a continental subduction zone. *American Mineralogist* 92 : 1119 - 1129.
- Chen, M., Sun, M., Cai, K., Buslov, M.M., Zhao, G., 2014.** Geochemical study of the Cambrian-Ordovician meta-sedimentary rocks from the northern Altai-Mongolian terrane, northwestern Central Asian Orogenic Belt: implications on the provenance and tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences* 96: 69 - 83.
- Chombong, N.N., Suh, C.E., Ilouga, C.D.I., 2013.** New detrital zircon U-Pb ages from BIF-related metasediments in the Ntem Complex (Congo craton) of southern Cameroon, West Africa. *Natural Science* 5 (7) : 835 - 847.
- Chombong, N.N., Suh, C.E., Lehmann, B., Vishiti, A., Ilouga, D.C., Shemang, E.M., Tantoh, B.S., Kedia, A.C., 2017.** Host rock geochemistry, texture and chemical composition of magnetite in iron ore in the Neoproterozoic Nyong unit in southern Cameroon. *Applied Earth Sciences* 126(3):1-17.
- Cladouhos, T.T., 1999b.** A kinematic model for deformation within brittle shear zones. *Journal of Structural Geology* 21 : 437 - 448.
- Condie, K.C., 1993.** Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology* 104 : 1 - 37.
- Cooley, T., Anderson, G. P., Felde, G.W., Hoke, M. L., Ratkowski, A.J., Chetwynd, J.H., Gardner, J.A., Adler-Golden, S.M., Matthew, M. W., Berk, A., Bernstein, L.S., Acharya, P.K., Miller, D., Lewis, P., 2002.** Flaash, a Modtran4-based atmospheric correction algorithm, its application and validation. *Proceedings of the Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2002, IEEE International* 3:1414 - 1418.
- Corfu, F., 2004.** U-Pb geochronology of the Leknes Group: an exotic Early-Caledonian metasedimentary assemblage stranded on Lofoten basement, Norway. *Journal of the Geological Society of London* 161:619 - 627.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. & Kinny, P., 2003.** Atlas of zircon textures. In: Hanchar JM, Hoskin PWO (eds) *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53: 469 - 500.
- Cornacchia, M. et Giorgi, L., 1989.** Discordances majeures et magmatisme des séries précambriennes de la région de Bogoin. (Centre Ouest de la République Centrafricaine). *Journal of African Earth Sciences* 9 : 221 - 226.
- Cox R, Lowe, D.R, Cullers, R.L., 1995.** The influence of sediment recycling and basement
-

- 
- composition on evolution of mudrock chemistry in the south-western United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 : 2919 - 2940.
- 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.
- Danguene, P.E.Y., 2012.** Géologie de la région de Bossamgoa-Bossembélé au Nord-Ouest de la République Centrafricaine (chaîne panafricaine Nord Equatorial) : 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 TamkoroBossangoa Massif, along the Bossangoa-Bossembele Shear Zone in North-Western Central African Republic. *Journal of Geosciences and Geomatics* 2(4) : 151 - 164.
- Danguene, Y.P.E., Tanko Njiosseu, E.L., Ngnotue, T., Ganno, S., Kouankap Nono, G.D., Kankeu, B., Armstrong, Nzenti, J.P., 2015.** Paleoproterozoic High Grade metamorphism in the North Equatorial Fold Belt of Northern Central African Republic. *Episodes*.
- 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.*
- Da silva, L.C., Noce, C.M. and Lobato, L.M., 2000.** Dacitic volcanism in the course of the Rio Das Velhas (2800-2690 Ma) Orogeny: A Brazilian Archean Analogue (TTD) to the modern adakites. *Revista Brasileira de Geociências* 30(3): 384 - 387.
- De la Roche, H., 1965.** Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises. *Geologische Rundschau* 55 : 274 - 301.
- Delhal J. & Ledent L., 1975.** Données géochronologiques sur le complexe calcomagnésien du Sud Cameroun. *Musée Royal d'Afrique Centrale (Belgique), Rapp. Annuel* 71 - 75.
- Delhal, J., Ledent, D.&Torquato, J.R., 1976.** Nouvelles données géochronologiques relatives au Complexe gabbro-noritique et charnockitique du Bouclier du Kassai et son prolongement en Angola. *Annales de la Société Géologique de Belgique* 99 : 211 - 226.
- Delor, C., Lafon, J.M., Rossi, P., Cage, M., Pato, D., Chevrel, S., Le Matour, J., Matukov, D., Sergeev, S., 2006.** Unravelling Precambrian crustal growth of central west Angola: Neoproterozoic to Siderian inheritance, main Orosirian accretion and discovery of the "Angolan" Pan African Belt. In: *Abstract of the 21st Colloquium of African Geology, Maputo, Mozambique, 3 - 5.*
- Deng, C., Sun, G., Sun, D., Han, J., Yang, D., & Tang, Z., 2019.** Morphology, trace elements, and geochronology of zircons from monzogranite in the Northeast Xing'an Block,
-

---

northeastern China: Constraints on the genesis of the host magma. *Mineralogy and Petrology* 113: 651–666.

- Deshmukh, S.D., Hari, K.R., Diwan, P., Manu Prasanth, M.P., 2017.** Geochemistry and petrogenesis of felsic metavolcanic rocks of Baghmara formation, Sonokhan greenstone belt, Central. *Journal of Geosciences Research* 2(1): 69 - 74
- Devaraju, T. C., Sudhakara, T. L., Kaukonen, R. J., Viljoen, R. P., Alapieti, T. T., Ahmed SA and Sivakumar S., 2010.** Petrology and Geochemistry of Greywackes from GoaDharwar Sector, Western Dharwar Craton: Implications for Volcanoclastic Origin. *Journal Geological Society of India* 75: 465 - 487.
- De Waele, B., Johnson, S. P., Pisarevsky, S. A., 2008.** Palaeoproterozoic to Neoproterozoic growth and evolution of the eastern Congo Craton: Its role in the Rodinia puzzle. *Precambrian Research* 160: 127 - 141.
- De Waele, B., Liegeois, J.P., Nemchin, A.A., Tembo, F., 2006.** Isotopic and geochemical evidence of Proterozoic episodic crustal reworking within the Irumide Belt of south-central Africa, the southern metacratonic boundary of an Archaean Bangweulu Craton. *Precambrian Research* 148 : 225 - 256.
- De Wit, M.J., 1998.** On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: Does the evidence demand a verdict? *Precambrian Research* 91:181–226.
- De Wit, M. J., Stankiewicz, J., & Reeves, C., 2008.** Restoring Pan-African–Brasiliano connections: More Gondwana control, less Trans-Atlantic corruption. In R. J. Pankurst, R. A. J. Trouw, B. B. Brito Neves, & M. J. de Wit (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*, Geological Society of London, London, Special Publications 294: 399 - 412.
- De Wit M.J., Bowring, S., Buchwaldt, R., Dudas, F.Ö., Macphee, D., Tagne-Kamga, G., Dunn, N., Salet A.M. and Nambatingar, D.. 2021.** Geochemical reconnaissance of the Guéra and Ouaddaï Massifs in Chad: evolution of Proterozoic crust in the Central Sahara Shield. *South Afri. Journal of Geology* 124(2): 353 - 382.
- Dirks, P. H. G. M., Blenkinsop, T. G., Jelsma, H. A., 2006.** The geological evolution of Africa. *Geology*. Vol IV. <http://www.eolss.net/Sample-Chapters/C01/E6-15-07-02.pdf>.
- Djoukouo Soh, A.P., Ganno, S., Zhang, L., Soh Tamehe, L., Wang C., Peng, Z., Tong, X., Nzenti, J.P., 2021.** Origin, tectonic environment and age of the Bibole banded iron formations, northwestern Congo Craton, Cameroon: geochemical and geochronological constraints. *Geological Magazine* 158 : 2245 - 2263.
- Drummond, M. S., Defant, M. J., 1990.** A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Re-*

---

search 5 :21503 - 21521.

- Ekwueme, B.N. and Kröner, A., 2006.** Single zircon ages of migmatitic gneisses and granulites in the Obudu Plateau: Timing of granulite-facies metamorphism in southeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences* 44 : 459 - 469.
- El-Bialy, M., 2013.** Geochemistry of the Neoproterozoic metasédiments of Malhaq and Um Zarig formations, Kid metamorphic complex, Sinai, Egypt: implications for source-area weathering, provenance, recycling, and depositional tectonic setting. *Lithos* 175–176: 68 - 85.
- Etemad-Saeed, N., Najafi, M., Verges, J., 2020.** Provenance evolution of OligocenePliocene foreland deposits in the Dezful embayment to constrain Central Zagros exhumation. *Journal of Geological Society of London* 177 (4): 799 - 817.
- Eurico, P., Jose, R., Bernardo, R., 2003.** Synopsis of Lunda geology, NE Angola: Implications for diamond exploration: *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro* 1 (90): 189 - 212.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'nions, R.K., 1978.** Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42: 1199 - 1212.
- Ewing, T.A., Hermann, J., Rubatto, D., 2013.** The robustness of the Zr-in rutile and Ti-in-zircon thermometers during high-temperature metamorphism (Ivrea-Verbano Zone, northern Italy). *Contributions to Mineral and Petrology* 165 : 757 - 79.
- Faryad, S.W., Kláková, H. & Nosál, L., 2010.** Mechanism of formation of atoll garnet during high-pressure metamorphism. *Mineralogical Magazine* 74(1) : 111 - 126.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995.** Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23: 921 - 924.
- Fedo, C.M., Eriksson, K.A., Krogstad, E.J., 1996.** Geochemistry of shales from the Archean (3.0 Ga) Buhwa Greenstone Belt, Zimbabwe: implications for provenance and source area weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 : 1751 - 1763.
- Ferry, J., Watson, E., 2007.** New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154 : 429 - 37.
- Feumoe. A.N.S., Ndougsa Mbarga, T., Manguelle-Dicoum. E., Derek Fairhead, J., 2012.** Delineation of tectonic lineaments using aeromagnetic data for the South-East Cameroon area. *Geofizika* 29:175 - 192.
- 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 Ndong, J., 1998.** The West Central African belt: a model of 2.5–2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Research* 87 : 161 - 216.
- Floyd, P.A and Leveridge, B.E., 1987.** Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall; framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society London* 144: 531 - 542.
- Fossi, D.H., Dadjo Djomo, H., Takodjou Wambo, J.D., Ganno, S., Pour, A.B., Kankeu, B., Nzenti, J.P., 2021.** Structural lineament mapping in a sub-tropical region using Landsat-8/SRTM data: a case study of Deng-Deng area in Eastern Cameroon. *Arabian Journal of Geosciences* 14 : 1 - 22.
- Fossi D.H., Ganno, S., Nzepang Tankwa M., Soh Tamehe L., Ayonta Kene P., Kouayep Tchoundi C. L., Kankeu B., Nzenti Jean P., 2022.** Petrogenesis and tectonic setting of the Pan-African Deng-Deng intrusive complex in the Lom series, Eastern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 188 : 104484.
- François, C., Debaille, V., Paquette, J.-L., Baudet, D., Javaux, E.J., 2018.** The earliest evidence for modern-style plate tectonics recorded by HP–LT metamorphism in the Paleoproterozoic of the Democratic Republic of the Congo. *Sciences Republic* 8 :15452.
- Fu, B., Mernagh, T.P., Kita, N.T., Kemp, A.I., Valley, J. W., 2009.** Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: a case study from the Gidginbung high-sulphidation Au–Ag–(Cu) deposit, SE Australia. *Chemical Geology* 259:131 - 142.
- Fuanya, F., Bolarinwa, A.T., Kankeu, B., Yongue, R.F., Ngatcha, R.B. and Tangko, T.E., 2019.** Morphological and Chemical Assessment of alluvial gold grains from Ako'Ozam and Njalobe, South Western Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 154 : 11–119.
- Fuh, C. G., Nkoumbou, C., Tchakounte Numbem, J., Mukete, K. O., Tchouankoue, J. P., 2021.** Petrology, geochemistry, Ar-Ar isotopes of an arc related calc-alkaline pluton from Mamb (Pan-African Yaoundé Group, Cameroon): A testimony to the subduction of a hot oceanic crust. *Lithos* 384-385 : 105973.
- Fusseis F. & Handy M.R., 2008.** Micromechanisms of shear zone propagation at the brittle-viscous transition. *Journal of Structural Geology* 30 : 1242 - 1253.
- Ganno, S., Moudioh, C., Nchare, N.A., Kouankap Nono, G.D., Nzenti, J.P., 2016.** Geochemical fingerprint and iron ore potential of the siliceous itabirite from Palaeoproterozoic Nyong series, Zambi area, Southwestern Cameroon. *Resources Geology*. 66 (1) : 71 - 80.
- Ganno, S., Njiosseu Tanko, E. L., Kouankap Nono, G. D., Djoukouo Soh, A., Moudioh, C., Ngnotué, T., Nzenti, J.P., 2017.** A mixed seawater and hydrothermal origin of superior-type banded iron formation (BIF)-hosted Kouambo iron deposit, Palaeoproterozoic Nyong series,
-

---

Southwestern Cameroon: Constraints from petrography and geochemistry. *Ore Geology Review* 80: 860 - 875.

- Ganno, S., 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., Tsozué, D., Kouankap Nono, G.D., Tchouatcha, M.S., Ngnotué, T., Takam, G.R., Nzenti, J.P., 2018.** Geochemical constraints on the origin of banded iron formation hosted iron ore from the Archaean Ntem Complex (Congo Craton) in the Meyomessi Area, Southern Cameroon. *Resources Geology* 68 (3) : 287 - 302.
- Ganwa, A.A., Klötzli, U.S., Hauzenberger, C., 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., Klötzli, U. S., Kepnamou, A. D., Hauzenberger, C., 2018.** Multiple Ediacaran tectono-metamorphic events in the Adamawa-Yadé Domain of the Central Africa Fold Belt: Insight from the zircon U–Pb LAM-ICP-MS geochronology of the metadiorite of Meiganga (Central Cameroon). *Geological Journal* 1 - 14.
- 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 Géosciences* 340: 211 - 222.
- Ganwa A.A., Klötzli, U., Tchakounté Numbem, J., Klötzli, E., Ertl, A., Djom, B., 2022.** Structural and Chemical Characteristic of Tourmaline, and Mineralogy of Associated Micas from Tourmaline Bearing Quartzite of Kombé II (Bafia Group, Central Africa Fold Belt); Implication on the Metamorphic Conditions. *International Journal of Geosciences* 13 : 882-904.
- Ganwa, A.A., Frisch, W., Siebel, W., Shang, C.K., Mvondo Ondoa, J., Satir, M., Tchakounté Numbem, J. 2008b.** Zircon  $207\text{Pb}/206\text{Pb}$  evaporation ages of Panafrican metasedimentary rocks in the Kombé-II area (Bafia Group, Cameroon): Constraints on protolith age and provenance. *Journal of African Earth Sciences* 51:77 - 88.
- Gao, S., Rudnick, R.L., Yuan, H.L., Liu, X.M., Liu, Y. S., Xu, W.L., ...Wang, Q. H., 2004.** Recycling lower continental crust in the North China Craton. *Nature* 432 : 892 - 897.
- Garrels, R. M., Mackenzie, F.T., 1971.** *Evolution of Sedimentary Rocks*. New York, NY, USA: WW Norton and Company Inc. New York. Xvi + 397p.
- Garzanti, E., Resentini, A., 2016.** Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). *Sedimentary Geology* 336:81 - 95.

- 
- Gatsé Ebotehouna, C., Xie, Y.L., Adomako-Ansah, K., Qu, Y.W., 2021.** Petrology, geochemistry, and zircon U-Pb-Lu-Hf isotopes of granitoids from the Ivindo Basement Complex of the Souanké Area, Republic of Congo: Insights into the evolution of Archean continental crust. *Geological Journal* 56 (9) : 4861 - 4887.
- Ghosh, S.K., Sengupta, S., 1999.** Boudinage and composite boudinage in superposed deformation and syntectonic migmatization. *Journal of structural Géology* 21: 97 - 110.
- Girty, G.H., Ridge, D. L., Knaack, C., Johnson, D., Al-Riyami, R. K., 1996.** Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California. *Journal of Sedimentary Research* 66 :107 - 118.
- Gogoi, M.P., Mukherjee, S., 2019.** Synthesis of folds in 3D with B'ezier surface. In: Mukherjee, S. (Ed.), *Developments in Structural Geology and Tectonics*. Elsevier 5: 279–290.
- Goscombe, B.D., Passchier C.W., 2003.** Asymmetric boudins as shear sense indicators - an assessment from field data. *Journal of structural Géology* 25: 575 - 589.
- Goscombe, B.D., Passchier, C.W. et Hand, M., 2004.** Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures. *Journal of Structural Geology* 26 :739 - 763.
- Goussi Ngalamo, J.F.G., Bisso, D., Abdelsalam, M.G., Atekwana, E.A., Katumwehe, A.B., Ekodeck, G.E., 2017.** Geophysical imaging of metacratonization in the northern edge of the Congo craton in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 129 : 94 - 107.
- Grimes, C.B., John, B.E., Kelemen, P.B., Mazdab, F., Wooden, J.L., Cheadle, M. J., Han ghøj, K., Schwartz, J. J., 2007.** The trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology* 35: 643 - 646.
- Grimes, C.B., Wooden, J.L., Cheadle, M.J., John, B.E., 2015.** Fingerprinting tectonomagmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 170 : 1 - 26.
- Grimes, C.B., John, B.E., Cheadle, M.J., Mazdab, F.K., Wooden, J.L., Swapp, S., Schwartz, J.J., 2009.** On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 158 :757 - 783.
- Gu, X. X., Liu, J. M., Zheng, M. H., Tang, J. X., Qi, L., 2002.** Provenance and tectonic setting of the Proterozoic turbidites in Hunan, south China: geochemical evidence. *Journal of Sedimentary Research* 72(3): 393 - 407.
- 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.
- Haïmeur J., Chabane, A. et El Amrani, E. I., 2003.** Analyse pétro-minéralogique des inter-
-

- 
- actions granite-enclaves dans le pluton hercynien de Zaër (Maroc central); implications pétrogénétiques. Bulletin de l'Institut Scientifique de Rabat 25, Section Sciences de la Terre, pp 1 - 29.
- Hanchar, J.M., van Westrenen, W., 2007.** Rare earth element behavior in zircon-melt systems. *Elements* 3 : 37 - 42.
- Harlov, D.E. and Milke, R., 2002.** Stability of corundum + quartz relative to kyanite and sillimanite at high temperature and pressure. *American Mineralogist* 87 : 424-432.
- Harnois, L., 1988.** The CIW index : a new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology* 55 : 319 - 322.
- Harrison, T.M., Watson, E.B., Aikman, A.B., 2007.** Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks. *Geology* 35 : 635 - 638.
- Hawkesworth, C.J. and Kemp, A. I. S., 2006.** Using Hafnium and Oxygen Isotopes in Zircons to Unravel the Record of Crustal Evolution. *Chemical Geology* 226 :144 - 162.
- Hayashi, K.I., Fujisawa, H., Holland, H.D., Ohmoto, H., 1997.** Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61: 4115 - 4137.
- Heaman, L.M. and Parrish, R.R., 1991.** U-Pb geochronology of accessory minerals. *In* : Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology. Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook 19 : 59 - 102.
- Hoskin, P. W., 2005.** Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69 : 637–48.
- Hoskin, P.W.O & Schaltegger, U., 2003.** The composition of zircon in igneous and metamorphic petrogenesis. *Review of Mineralogy and Geochemistry* 53 : 27 - 62.
- Hou, K.J., Li, Y.H., Tian, Y.Y., 2009.** In situ U-Pb zircon dating using laser ablation-multiion counting-ICP-MS. *Mineral Deposits* 28 : 481 - 492.
- Hu, Z.L., Wang, X.W. & Qin, Z.P., 2012.** Basic Characteristics of zircon trace elements and their genetic significances in Jiama Copper Polymetallic Deposit. *Nonferrous Metals (Min. Sect.)* 64 : 58 - 63 (in Chinese with English Abstract).
- Iboum Kissaaka, J.B., Ntamak-Nida, M.J., Ngueutchoua, G., Mvondo, F., Djomeni, A. L., Fowe Kuetche, P. G., Bourquin, S., 2012.** Syn-rift tectonic markers from outcrops and offshore seismic data of the southern part of Kribi-Campo sub-basin (Cameroon, West African margin): *Comunicações Geológicas* 99 : 35–42.
- Iizuka, T., Horie, K., Komiya, T., Maruyama, S., Hirata, T., Hidaka, H., Windley, B.F., 2006.** 4.2 Ga zircon xenocryst in an Acasta gneiss from northwestern Canada: evidence for
-

---

early continental crust. *Geology* 34 : 245 - 248.

**Ishiga, H., Nakamura, T., Sampei, Y., Tokuoka, T., Takayasu, K., 2000.** Geochemical record of the Holocene Jomon transgression and human activity in coastal lagoon sediments of the San'in district SW Japan. *Global Planet Change* 25 : 223 - 237.

**Iwasaki, A., Tonooka, H., 2005.** Validation of a crosstalk correction algorithm for ASTER/ SW IR. *IEEE Transactions Geoscience and Remote Sensing* 43: 2747 - 2751.

**Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004.** The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211: 47 - 69.

**John, D.A., Vikre, P.G., du Bray, E.A., Mauk, J.L., Anderson, E.D. and Graybeal, F.T., 2018.** Descriptive models for Epithermal Silver Deposits; US Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5070-0, 247p.

**Kamguia Woguia, B., 2011.** Evolution tectono-métamorphique des formations de Mintanyé-Lolodorf (Sud-Cameroun). Mémoire de Master, Univ. Yaoundé I. 59p.

**Kamguia Woguia, B., Kouankap Nono, G.D., Azinwi Tamfuh, P., Embui Fonabe, V., Nforba Tamnta, M., Nzenti, J.P., 2021.** Identifying multi-metal prospect using regional soil and stream sediment geochemical data in Bidou, Nyong Series, North West of Congo Craton. *Arabian Journal of Geosciences* 14: 218.

**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. *Precambrian Research* 174: 258 - 272.

**Kankeu, B., Greiling, R. O., Nzenti J. P; Runge, J., Bassahak, J. and Hell, J. V., 2008.** Pan-African tectonic evolution along the Adamoua shear zone , central Cameroon: The southern Mbere-Djerem high strain zone. 22<sup>nd</sup> Colloquim on African Geology, Hammanet-Tunisia, 4 - 6: 69 - 71.

**Kankeu, B., Greiling R. O., Nzenti, J.P., Ganno, S., Danguene, P.Y.E., Bassahak, J., Hell, J.V., 2018.** Contrasting Pan-African structural styles at the NW margin of the Congo Shield in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 1 - 20.

**Kankeu, B., Nzenti, J.P., Greiling, R.O., Ganno, S., Ngnotué, T., Basahak, J., Hell, J.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 de la Faculté des Sciences, Série Sciences de la Terre* 38 (1) : 17 - 30.

**Kazimoto, E.O., Schenk, V., Appel, P., 2015.** Granulite-facies metamorphic events in the northwestern Ubendian Belt of Tanzania: Implications for the Neoproterozoic to Paleoproterozoic

---

crustal evolution. *Precambrian Research* 256 : 31 - 47.

- Kengne Fotso, B.H., Nomo Negue, E., Daouda, D., Fosso Tchunte, P.M., Saha Fouotsa, A.N., Tchameni R., 2022.** Petrography and geochemistry of the Letta PanAfrican plutonic and metamorphic rocks in eastern part of the Central African Fold Belt in Cameroon. *Arabian Journal of Geosciences* 15:1589.
- Kessi, C., 1992.** Le socle archéen et les formations ferrifères du Chaillu au Congo. Doctorat Thesis, University of Rennes, Rennes, France.
- Kerrich, R., 1989.** Geodynamic setting and hydraulic regimes: Shear zone hosted mesothermal gold deposits. In *Mineralisation and Shear Zones*; Bursnall, J.T., Ed.; Geological Association of Canada Short Course Notes; Mineralogical Association of Canada 6 : 89 - 128.
- Key, R.M., Liyungu, A.K., Njamu, F.M., Somwe, V., Banda, J., Mosley, P.N., Armstrong, R. A., 2001.** The western arm of the Lufilian Arc NW Zambia and its potential for copper mineralization. *Journal of African Earth Sciences* 33 (3 - 4): 503 - 528.
- Khattach, D., Mraoui, H.D., Sbibih, T., Chennouf., 2006.** Analyse multi-échelle par ondelettes des contacts géologiques : application à la gravimétrie du Maroc nord-oriental, *Compte Rendu des Géosciences* 338 : 521 - 526.
- 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 Ydé 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.
- Kouankap Nono G.D., Njiosseu Tanko, E.L., Takodjou Wambo, J.D., Kamguia Woguia Brice, Afahnwie Ngambu, A., Fomena Tchinda, H., Folah Mewa, C.L., 2018.** Petro-Structural Characterization of Bonguen Area, Nyong Series, Cameroon: Insight into the Northern Extension of Kribi-Campo Shear Zone. *West Ethiopia. Earth Sciences* 7 (5) : 236 - 241.
- Kouankap Nono, G.D., Bongsiysi F.E., Tamfuh A.P., Abolo Nyangono, A.J.B., Kehding, F., Kibong F.N., Suh C.E., 2021.** Gold deposit type and implication for exploitation in the Abiete-Toko Gold District, South Cameroon: constraint from morphology and microchemistry of alluvial gold grains. *Heliyon* 7 e06758.
- Kouankap Nono, G.D., Minyem, D., Nga Essomba Tsoungui, P.E., Kwamou Wanang, M. M., Ayonta Kenne, P., Kamguia Woguia, B., Nkouathio, D.G., 2022** Geochemistry and
-

- 
- U–Pb zircon geochronology of granitic gneisses in the Mewengo iron deposits: evidence of Archean fingerprints within the Paleoproterozoic Nyong Group, Cameroon . *Arabian Journal of Geosciences* 15:1498.
- Kranendonk, M.J.V., Hickman, A.H., Smithies, R. H and Nelson, D. R., 2002.** Geology and tectonic evolution of the Archean North Pilbara Terrain, Pilbara Craton, Western Australia: *Economic Geology* 97: 695 - 732.
- Kwamou Wanang, M.M., 2022.** Pétrographie, géochimie et géochronologie des formations précambriennes du secteur de Mewongo, complexe du Ntem, Cameroun. Thèse de Doctorat / Ph. D, Université de Dschang, 147p.
- Kwamou Wanang, M. M., Kouankap Nono, G. D., Nkouathio, D. G., Ayonta Kenne, P., 2021.** Petrogenesis and U–Pb zircon dating of amphibolite in the Mewengo iron deposit, Nyong series, Cameroon: fingerprints of iron depositional geotectonic setting. *Arabian Journal of Geosciences* 14 : 872.
- Lance Black, P., Sandra Kamo, L., charlotte Allen, M., John aleinikoff, N., Donald Davis, W., Russel Korsch, J., Chris Foudoulis, 2003.** A new zircon standard for phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology* 200: 155 - 170.
- Laplaine L., 1971.** Notice explicative sur la feuille Nola (partie Cameroun) de la carte de reconnaissance au 1:500 000, Dir. Mines et géologie. Cameroun, Yaoundé. 42 p.
- 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., Poidevin, J.L., Ledent, D., Liegeois, J.P., Weis, D., 1990.** Contribution to the geochronology of the basement of Central African Republic. *Journal of African Earth Sciences* 11(1–2): 69 - 82.
- Ledru, P., Eko NDong, J.E., Johan, V., Prian, J.P., Coste, B., Haccard, D., 1989.** Structural and metamorphic evolution of the Gabon orogenic belt: collision tectonics in the lower Proterozoic? *Precambrian Research* 44: 227 - 241.
- Ledru, P., Johan, V., Milési, J.P. & Tegye, M., 1994.** Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research* 69 :169-191.
- Leite C.M.M., 2002.** A evolução geodinâmica da orogênedo Paleoproterozóica nas regiões de Capim Grosso-Jacobina e Pintadas-Mundo Novo (Bahia-Brasil): metamorfismo, anatexia e tectônica. PhD. thesis, Universidade Federal da Bahia.;190p.
- Leite, C.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.
-

- 
- Lemdjou, Y.B., Tchaptchet, D.P.T., Li, H., Whattam, S. A., Soh Tamehe, L., Elatikpo S.M., Madayipu, N., 2022b.** Cambrian mafic magmatism in the K'ekem area, NW edge of the Adamawa-Yadé domain, Central African Fold Belt: Implications for Western Gondwana dynamics. *Precambrian Research* 380 : 106840
- Lemdjou, Y.B., Li, H., Whattam, S.A., Ndonfack, K.I.A., Tchaptchet, D.P.T., Ketchaya, Y. B., Quaye, J.A., Dongmo, F.W.N., 2022a.** Petrogenesis, tectonic setting and geodynamic implications of Ouaden, Doumba Bello, and Ngoura granitic plutons (Eastern Cameroon): Constraints from elemental and Sr- Nd- Hf isotopic data and zircon U- Pb ages. *Lithos* 418–419 : 106682
- 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.
- Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S.F., Penaye, J., Milési, J.P., Tchameni, R., Nsifa, E.N., Letouzey, R., 1985.** Notice explicative de la carte phytogéographique du Cameroun à l'échelle de 1/50 000. Fascicules 1,2,3,4 et 5. Institut de la carte Internationale de la végétation. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 240 p.
- Letouzey, R., 1985.** Notice explicative de la carte phytogéographique du Cameroun à l'échelle de 1/50 000. Fascicules 1, 2, 3, 4 et 5. Institut de la carte Internationale de la végétation. Université Paul-Sabatier, Toulouse, 240 p.
- Li, N., Chen, Y. J., Ulrich, T., Lai, Y., 2012.** Fluid inclusion study of the Wunugetu Cu-Mo deposit, Inner Mongolia, China. *Mineral Deposita* 47 : 467 - 482.
- Li, H., Watanabe, K. and Yonezu, K., 2014.** Zircon Morphology, Geochronology and Trace Element Geochemistry of the Granites from the Huangshaping Polymetallic Deposit, South China: Implications for the Magmatic Evolution and Mineralization Processes. *Ore Geological Review* 60 : 14-35.
- Li, X.H., Chen, Y., Li, J., Yang, C., Ling, X.X., Tchouankoue, J.P., 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 Research* 276 : 14 – 23.
- Li, X.H., Chen, Y., Tchouankoue, J.P., Liu, C.Z., Li, J., Ling, X.X., Tang, G.Q., Liu, Y., 2017.** Improving geochronological framework of the Pan-African orogeny in Cameroon: New SIMS zircon and monazite U-Pb age constraints. *Precambrian Research* 294 :307 - 321
- 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, C., Zhang, Y., Wang, Y., 2009.** Analysis of complete fold shape based in quadratic Bezier curves. *Journal of Structural Geology* 31 : 575 - 581.
- Liu, Y. S., Gao, S., Hu, Z. C., Gao, C. G., Zong, K. Q., Wang, D. B., 2010.** Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths. *Journal of Petrology* 51 : 537 - 571.
- Liu, Y.C., Deng, L. P., Gu, X. F., Groppo, C., Rolfo, F., 2015.** Application of Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers to constrain high temperature metamorphism in eclogites from the Dabie orogen, central China. *Gondwana Research* 27 : 410 - 23.
- Loose, D., Schenk, V., 2018.** 2.09 Ga old eclogites in the EburnianTransamazonian orogen of southern Cameroon: significance for Palaeoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research* 304 : 1–11.
- Lubala, R. T., Kabengele, M. & Rumvegeri, B. T., 2006:** Crustal Evolution of the Kasai Craton in Central D. R. Congo with Reference to the Archean Kanda Kanda T. T. G. Complex. – Colloquium African Geology Maputo, Abstract Volume 101 - 102.
- Ludwing, K. R., 2008.** User’s Manual for IsoPlot 4.0: A Geochronological Toolkit forMicrosoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA.
- Mac Daniel, D.K., Hemming, S.R., McLennan, S.M., Hanson, G.N., 1994.** Resetting of neodymium isotopes and redistribution of REEs during sedimentary processes: the Early Proterozoic Chelmsford Formation, Sudbury Basin, Ontario, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58 : 931 - 941.
- Madhavaraju, J., 2015.** Geochemistry of late Cretaceous sedimentary rocks of the Cauvery Basin, south India:constraints on paleoweathering, provenance, and end Cretaceous environments. *Chemostratigraphy* 185 - 214.
- Malibangar, A., Lang, J. & Censier, C., 2001.** Use of heavy minerals as indicators of diamantiferous (alluvial) paleo-placers in C A R.– *Pangea* 35/36:43 - 56.
- Malpas, J.G., Aydin, N.D., Aydine, A., 2001.** Behaviour of chemical elements during weathering of pyroclastic rocks, Hong Kong, *Environment International* 26(5-6):359-68.
- Maslov, J.M., Podkovyrov, V.N., Mizens, G.A., Noshkin, A.D., Fazliakhmetov, A.M., Malinovsky, A.I., Khudoley, A.K., Kovota, L.N., Kuptsova, A.V., Gareev, E.Z., Zainullin, R.I., 2016.** Tectonic setting discrimination diagrams for terrigenous rocks: a comparison. *Geochemistry International* 54 (7): 569 - 583.
- Maurizot P, Abessolo A, Feybesse JL, Johan V, Lecomte P., 1986.** Etude et prospection mini-
-

---

ère du Sud-Ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985. Rapport BRGM Orléans 85 CMR 066 274 p.

- Maurizot, P., 1986.** Carte Géologique du Sud-Ouest Cameroun. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, scale 1:500,000.
- 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.
- McCourt, S., Armstrong, R.A., Kampunzy, A.B., Mapeo. R.B. M., Morais, E., 2004.** New U-Pb SHRIMP ages on zircons from the Lubango region, southwest Angola: insights into the Proterozoic evolution of south-western Africa. In: Proceedings of the 20<sup>th</sup> Colloquium of African Geology, Orleans, France 438 - 439.
- McLennan, S.M., 1989.** Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy* 21:169 - 200.
- McLennan, S.M., Taylor, S. R., 1991.** Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *Journal of Geology* 99: 1 - 22.
- McLennan, S.M., Nance, W.B., Taylor, S.R., 1980.** Rare Earth element-thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44 :1833 - 1839.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., Maynard, J. B., 1990.** Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 2015 - 2050.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993.** Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnsson, MJ, Basu A (eds), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*, Geological Society of America Special Paper 284 (120): 21 - 40.
- Metang, 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.
- Metang, V., Nkoumbou, C., Tchakounté, N.J., Njopwouo, D., 2014.** Application of remote sensing for the mapping of geological structures in rainforest area: a case study at the Matomb-Makak area, Center-South Cameroon. *Journal of Geosciences and Geomatics* 2 (5): 196 - 207.
- Metang V., Nomo Negue, E., Ganno S., Takodjou Wambo, J. D., Ewolo Teme1 M. A., Teda**

- 
- Soh, A. C., Fossi D. H., Mbakam Nkamga, M.D., Tchameni, R., Nkoumbou, C., Nzenti J. P., 2022a.** Anatexis of metadiorite from the Yaoundé area, Central African Orogenic Belt in Cameroon: implications on the genesis of in-source granodiorite leucosomes. *Arabian Journal of Geosciences* 15: 359.
- Metang, V., Tassongwa, B., Nomo, N.E., Kenzo, H.A., Wandji, B.S.F., Domkam, B., Mboutchouang, D.C., Mbakam, K.M.D., Kengne, T.L.G., Mouafo, L., 2022b** Geological study of a Mewoulou-Nkolbisson ductile strike-slip fault segment (Western Yaoundé, Cameroon): evidence of hazards related to structural landforms. *Arabian Journal of Geosciences* 15 : 949
- Metang, V., Tassongwa B., Ngo Belnoun, R., Kenzo H. A., Toussi M.T., Mbakam Nkamga, D. M., Tene KengneLea Grace, Tchop L.J., Mouafo L., Tchouankoue J. P., 2022d.** Petrography and Geochemistry of Metasedimentary Rocks from the Southwestern Portion of the Yaoundé Group in Cameroon: Provenance and Tectonic Implications. *Earth Sciences*. 11(5): 232 - 249.
- Moudioh C.A.M.M., 2021.** Pétrogenèse et étude des minéralisations métamorphogènes de grand Zambé et ses environs (Region Sud Cameroun). Thèse de Doctorat/Ph.D, Université de Yaoundé I, 150p.
- Moudioh, C., Soh Tamehe, L., Ganno, S., Nzepang Tankwa, M., Soares, B. M., Rupam, G., Kankeu, B., Nzenti, J. P., 2020.** Tectonic setting of the Bipindi greenstone belt, northwest Congo craton, Cameroon: Implications on BIF deposition. *Journal of African Earth Sciences* 171 :103971.
- Mouri, H., Andreoli, M.A.G., Kienast, J.R., Guiraud, M. and de Waal, S.A., 2003.** First occurrence of the rare “corundum + quartz” assemblage in the high grade zone from the Namaqualand Metamorphic Complex, South Africa: evidence for higher P, T metamorphism? *Mineralogical Magazine* 67 (5) : 1015 - 1021.
- Moussango Iboh, A.P., Njom, B., Sep Nlomngan, J.P., Ntantoh, S., Mbog Bassong, S.P., Ekodeck, G.E., 2022.** Characterization and tectonic significance of the deformation in the northwestern edge of the Paleoproterozoic Nyong Complex and identification of the fault systems of the Sanaga Fault at Edéa (Cameroon, Central Africa). *Arabian Journal of Geosciences* 15 : 481.
- Muir, R.J., Weaver, S.D., Bradshaw, J.D., Eby, G.N., Evans, J.A., 1995.** The Cretaceous separation point batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. *Journal of the Geological Society of London* 152 : 689 - 701.
- Mukete, K.O., Minyem, D., Tamen, J., Nkoumbou, C., Fuh, C.G., Tchakounté Numbem, J., 2022.** Petrology of ophiolites of Memel, Nsimè-Kellé and Mapan (Yaoundé group): evidence
-

---

of the geodynamic evolution of the Pan-African orogeny in South Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 191:104537.

**Muwanga, A., Schumann, A. & Biryabarema, M., 2001.** Landslides in Uganda, Documentation of a Natural Hazard.– *Documenta Naturae* 136 : 111 - 115, Munich

**Mvodo, H., Ganno, S., Kouankap Nono, G.D., Fossi, D.H., Nga Essomba P.E., Nzepang Tankwa, M., Nzenti, J.P., 2022.** Petrogenesis, LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology and geodynamic implications of the Kribi metavolcanic rocks, Nyong Group, Congo craton. *Acta Geochimica* 41 (3) : 470–495.

**Mvondo, H., Den Brock, S.W.J., Mvondo Ondo, J., 2003.** Evidence for symmetric extension and exhumation of the Yaoundé 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. *Canadian Journal of African Earth Sciences* 44 : 433 - 444.

**Ndéma, 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 Mbongué, J.L., Aroke, E.A., 2020.** Petrology and Geochemical Constraints on the origin of Banded Iron Formation-Hosted Iron Mineralization from the Paleoproterozoic Nyong Serie (Congo Craton, South Cameroon), Pout Njouma Area (Edea North): Evidence for Iron Ore Deposits. *International Journal of Research and Innovation in Applied Sciences* 5 (8) : 57 - 72.

**Ndema Mbongué, J.L., Luku, O. I., 2020.** Geology and geochemistry of Messondo banded iron formationhosted iron ore from the northwestern Congo Craton, southern Cameroon: implication for iron ore deposits. *Global Scientific Journal* 8 (2) : 4684 - 4699.

**Ndema Mbongué, J. L., Signé, C., Nzenti, J.P., Suh, C. E., 2022b.** Mineral chemistry (EMPA) of monazites in metamorphic rocks from Edea region: implications of the monazite chemistry on the metamorphic evolution of the Nyong Complex. *Arabian Journal of Geosciences* 15:1665.

**Ndéma Mbongué J.L., Signé, C., Nzenti, J.P., Cheo Suh, E., 2019a.** Structural characterization of outcrop-scale in Edea and Eseka area: evidence for a complex polyphase deformation in the Paleoproterozoic Nyong Serie (Congo craton-South Cameroon). *Journal of Applied Geology and Geophysics* 7 (5): 01 - 09.

**Ndéma 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* 2 : 62 - 75.

- 
- Ndime Ekah, 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* 108 : 1551 - 1570.
- Ndong, B. F., 2017.** Études pétrographique, structural, géochimique et géochronologique de la chaîne de Ngovayang à Lolodorf-Bibindi (Sud Cameroun). Thèse de doctorat/Ph.D., Université de Yaoundé I, 159 p.
- Ndougsa Mbarga, T., Feumoe, A. N., Eliezer Manguelle-Dicoum, E., James Derek Fairhead, J., 2012.** Aeromagnetic Data Interpretation to Locate Buried Faults in South-East Cameroon. *Geophysica* 48(1-2): 49 - 63.
- Nédélec, A., Minyem, D., Barbey, P., 1993.** High P-High T anatexis of Archean tonalitic grey gneisses: the Eséka migmatites, Cameroon. *Precambrian Research* 62: 191 - 205.
- Nédélec, A., Nsifa, N. E., Martin, H., 1990.** Major and trace element chemistry of Archean Ntem complex: South Cameroon, Petrogenesis and crustal evolution. *Precambrian Research* 47 : 35 - 50.
- Nesbitt, H.W., Young, G., 1982.** Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299 : 715 - 717.
- Neves, S.P., 2003.** Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts, and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics* 22 : 1031.
- Neves, S.P., 2011.** Atlantica revisited: new data and thoughts on the formation and evolution of a long lived continent. *International Geology Review*, First article 1 - 11.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Bosch, D., Silva, J.M.R., 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., Mariano, G., 2006.** Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): Implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research* 149 : 197 - 216.
- Neves, S.P., Melo, S.C., Moura, C.A.V., Mariano, G., Silva, J.M.R., 2004.** Zircon Pb-Pb geochronology of the Caruaru area, northeastern Brazil: temporal constraints on the Proterozoic evolution of Borborema Province. *International Geology Review* 46: 52 - 63.
- Nga Essomba, T.P., 2011.** Etude tectono- métamorphique des migmatites ferrifères de Minlongo- Lolodorf (Région du Sud- Cameroun). Mémoire de Master, Univ. Ydé I. 58p.
- Nga Essomba, T.P.E., 2020.** Evolution tectono-métamorphique des formations précambriennes de minlongo-lolodorf (Région du Sud-Cameroun). Thèse de Doctorat PhD, Université de Ya-
-

---

oundé I, 205 p.

- Nga Essomba, T.P., Ganno, S., Tanko Njiosseu, E.L., Ndéma Mbongue, J.L., Kamguia Woguia, B., Soh Tamehe, L., Takodjou Wambo, J.D., Nzenti, J.P., 2020.** Geochemical constraints on the origin and tectonic setting of the serpentized peridotites from the Paleoproterozoic Nyong series, Eseka area, SW Cameroon. *Acta Geochimica* 39 (3): 404 - 422.
- Ngako, V., 1999.** Les déformations continentales panafricaines en Afrique Centrale. Résultat d'un poinçonnement de type himalayen. Thèse Doctorat D'Etat, Université de Yaoundé I, 241p.
- Ngako, V., Affaton, P., Njonfang, E., 2008.** Pan-African tectonics in northwestern Cameroon: Implication for the history of western Gondwana. *Gondwana Research* 14 : 509 - 522.
- Ngako, V., Affaton, P., Nnange, J.M., Njanko, T., 2003.** Panafrican tectonic evolution in central and southern Cameroon : transpression and transtention during sinistral shear movements. *Journal of African Earth Sciences* 36: 207 - 214.
- Ngako, V., Njonfang, E., 2011.** Plates Amalgamation and Plate Destruction, the Western Gondwana History. In: Closson, Damien (Ed.). *Tectonics*. INTECH, UK. p. 358.
- Ngnotué, T., Nzenti, J.P., Barbey, P., and Tchoua, F.M., 2000.** The Ntui-Betamba high-grade gneisses: a Northward extension of the Pan-African Yaounde gneisses in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 31 : 369 - 381.
- Ngnotué, T., Ganno, S., Nzenti, J.P., Schluz, B., Tchaptchet Tchato, D.I., Suh C.E., 2012.** Geochemistry and Geochronology of Peraluminous High-K Granitic Leucosomes of Yaoundé Series (Cameroon): Evidence for a Unique Pan-African Magmatism and Melting Event in North Equatorial Fold Belt. *International Journal of Geosciences* 3: 525 - 548.
- Ngo Bidjeck, L.M., 2004.** L'altération des roches basiques et ultrabasiques du Sud-Ouest Cameroun et ses implications métallogéniques. Cas du complexe d'Abiété-Yenjok. Thèse de Doctorat /Ph.D., Université de Yaoundé I, 267 p.
- Ngoniri, A.H., Ngnotue, T., Tanko Njiosseu, E.L., Kenne Ayonta, P., Ganno, S., Nzenti, J.P., 2020.** Geochemistry of the Neoproterozoic Mbondo-Ngazi Tina Metasédiments, Adamawa Area, Central Cameroon: Source Provenance and Tectonic Setting. *Journal of Geosciences and Geomatics* 8( 2) : 94 - 109.
- Ngueutchoua, G., Ngantchu, L.D., Youbi, M., Ngos III, S., Beyala, V.K.K., Yifomju, K.P., Tchamgoué, J.C., 2017.** Geochemistry of Cretaceous mudrocks and sandstones from Douala sub-Basin, Kumba area, South West Cameroon: constraints on provenance, source rock weathering, paleo-oxidation conditions and tectonic environment. *International Journal of Geosciences* 8 : 393 - 424.

- 
- Nguiessi Tchankam, C., Nzenti, J.P., Nsifa, E.N., Tempier, P., Tchoua, F. M., 1997.** Les granitoïdes calco-alcalins, syn-cisaillement de Bandja dans la Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale au Cameroun. *Compte Rendu Académie des Sciences* 325 : 95 - 101.
- Nikitina, L.P., Marin, Y.B., Skublov, S.G., Korolev, N.M., Saltykova, A.K., Zinchenko, V.N., Chissupa, H.M., 2012.** U–Pb Age and Geochemistry of Zircon from Mantle Xenoliths of the Katoka and Kat-115 Kimberlitic Pipes (Republic of Angola). *Dokl. Earth Sciences* 445 : 840 - 844.
- Njanko, T., Nedelec, A., Affaton, P., 2006.** Synkinematic high - K calc-alkaline plutons associated to the Pan-African Central Cameroon Shear Zone (W-Tibati area): Petrology and geodynamic significance. *Journal of African Earth Sciences* 44: 494 - 510.
- Njiekak, G., Dörr, W., Tchouankoué, J.P., Zulauf, G., 2008.** U-Pb zircon and microfabric data of (meta) granitoids of western Cameroon: constraints on the timing of pluton emplacement and deformation in the Pan-African belt of Central Africa. *Lithos* 102: 460-477.
- Nkoumbou, C., Barbey, P., Yonta-Ngouné, C., Paquette, J.L., Villiéras, F., 2014.** Precollisional geodynamic context of the southern margin of the Pan-African fold belt in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 99: 245 - 260.
- Nomo Negue, E., Tchameni, R., Vanderhaeghe, O. et al., 2017.** Structure and LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of syntectonic plutons emplaced in the Pan-African Banyo-Tcholliré shear zone (central north Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 131: 251 - 271.
- Nsangou, N.M., Owona, S., Mvondo Owono, F., Mpesse, J.P., Youmen, D., Lissom, J., Ekodeck, G.E., 2018.** Tectonics, lithology and climate controls of morphometric parameters of the Edea – Eseka region (SW Cameroon, Central Africa): Implications on equatorial rivers and landforms. *Journal of African Earth Sciences* 138: 219 - 232.
- Nsifa N.E., Tchameni, R., Nédélec, A., Siqueira, R., Pouclet, A., Bascou, J., 2013.** Structure and petrology of Pan-African nepheline syenites from the South West Cameroon; Implications for their emplacement mode, petrogenesis and geodynamic significance. *Journal of African Earth Sciences* 87: 44–58.
- 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, Univ de Yaoundé I, 297.
- Nyuongo Nayah C., 2020.** Petrochemical and structural characterization of a weathering mantle on micaschist in the North Bidou gold prospect (Nyong Series, South Cameroon)”. Department of Geology, Mining and Environmental Science of Faculty of Sciences, University of Bamenda Master of Science (M. Sc) Degree. 92p.
- Nzenti, J.P., Kapajika, B., Wörner, G. and Lubala T. R., 2006.** Synkinematic emplacement of
-

- 
- granitoids in a Pan-African shear zone in Central Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 45: 74 - 86.
- Nzenti, J.P., 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 - 109.
- 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., Ngako, V., Kambou, R., Penaye, J., Bassahak, J. et Njel, O.V., 1992.** Structures régionales de la chaîne panafricaine du Nord Cameroun. *Compte Rendu Académie des Sciences Paris* 315 : 209 - 215.
- 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., Njiosseu Tanko, E. L., Nzina, N. A., 2007.** The metamorphic evolution of the Paleoproterozoic high grade Banyo gneisses (Adamawa, Cameroon, Central Africa). *Journal Camerounais de l'Académie de Sciences* 7: 95 - 109.
- Nzenti, J.P., 1998.** 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 Cheik 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 Geological Review* 1 - 29.
- Nzeping Tankwa, M., 2020.** Petrochemistry and geochronology of greenstones belt and supracrustal rocks in Messondo area, Nyong group, SW Cameroon, implications for Fe, Cu and Au exploration. PhD thesis, University of Yaounde 1/Panafrican university. 282p.
- Nzeping Tankwa, M., Ganno, S., Akindeji, O.O., Tanko Njiosseu, E.L, Soh Tamehe, L., Kamguia Woguia, B., Motto Mbita, A.S. and Nzenti, J.P., 2021.** Petrogenesis and tectonic setting of the Paleoproterozoic Kelle Bidjoka iron formations, Nyong group greenstone belts, southwestern Cameroon. Constraints from petrology, geochemistry and LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology. *International Geological Review* 63(14) :1737–1757.
- 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* 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.
- Ogunyele, A.C., Obaje, S.O., Akingboye, A.S., Adeola, A.O., Babalola, A.O., Olunfunmi-layo. A. ., 2020.** Petrography and geochemistry of Neoproterozoic charnockite-granite association and metasedimentary rocks around okpella, southern Nigeria. *Arabian Journal of Geosciences* 13:780.
- Oliveira, E.P., Silveira, E.M., Soderlund, " U., Ernst, R.E., 2013.** U-Pb ages and geochemistry of mafic dyke swarms from the Uaua' Block, Sao-Francisco Craton, Brazil: LIPs remnants relevant for Late Archean break-up of a supercraton. *Lithos* 174: 308 - 322.
- Oliveira, E.P., Windley, B.F., McNaughton, N.J., Pimentel, M., Fletcher, I.R., 2004.** Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Palaeoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaca 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.
- Olivry, J.C., 1986.** Fleuves et rivières du Cameroun. Monographies hydrologiques. ORSTOM. N°9. Ed. MESRES-ORSTOM. 733 p.
- Ossa Ossa, F., Hofmann, A., Ballouard, C., Voster, C., Schoenberg, R., Fiedrich, A., Mayaga-Mikolo, F., Bekker, A., 2020.** Constraining provenance for the uraniferous Paleopro-terozoic Francevillian Group sediments (Gabon) with detrital zircon geochronology and geochemistry. *Precambrian Research* 343 : 105724.
- Owona, S., 2008.** Archean, Eburnean and Pan-African features and relationships in their junction zone in the South of Yaounde-Cameroon. 232p. Unpublished PhD Th., Univ. Douala.
- Owona S., Mvondo, O.J. & Ekodeck G. E., 2013.** Evidence of Quartz, Feldspar and Amphibole Crystal Plastic Deformations in the Paleoproterozoic Nyong Complex Shear Zones Under Amphibolite to Granulite Conditions (West Central African Fold Belt, SW Cameroon). *Journal of Geography and Geology* 5 : 3.
- Owona, S., Mvondo Ondo, J., Ratschbacher, L., Mbola Ndzana, S.P., Tchoua, M.F. & Ekodeck, G. E., 2011a.** The geometry of the Archean, Paleo- and Neoproterozoic tectonics in the Southwest Cameroon. *Comptes Rendus Geosciences*, 343, 312-322.
- Owona, S., Schulz, B., Ratschbacher, L., Mvondo Ondo, J., Ekodeck, G. E., Tchoua, M.**
-

- 
- F., Affaton, P., 2011b.** 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., Ratschbacher, L., Gulzar, M.A., Nsangou Ngapna, M., Mvondo Ondoa, J., Ekodeck, G.E., 2020.** New U-Pb zircon ages of Nyong Complex meta-plutonites: inferences on the Eburnean/Trans-Amazonian orogeny in SW Cameroon (Central Africa). *Geological Journal* 1 - 15.
- Owona, S., Ratschbacher, L., Nsangou Ngapna, M., Gulzar, A.M., Mvondo Ondoa, J., Ekodeck, G.E., 2021a.** New U-Pb zircon ages of Nyong Complex meta-plutonites: implications for the Eburnean/TransAmazonian Orogenyin southwestern Cameroon (Central Africa). *Geological Journal* 56 : 1741 - 1755.
- Owona, S., Ratschbacher, L., Nsangou Ngapna, M., Gulzar, A.M., Mvondo Ondoa, J., Ekodeck, G. E., 2021b.** How diverse is the source ? Age, provenance, reworking, and over-print of Precambrian metasedimentary rocks of West Gondwana, Cameroon, from zircon U-Pb geochronology. *Precambrian Research* 359: 106220.
- Owona, S., Schulz, B., Minyem, D., Ratschbacher, L., Tchamabe, B.C., Olinga, J.B., Ondoa, J.M., Ekodeck, G.E., 2022.** Eburnean/Trans-Amazonian orogeny in the Nyong complex of southwestern Cameroon: Metabasite geochemistry and metamorphic petrology, *Journal of African Earth Sciences* 190 : 104515.
- Owono Amougou, O.U.I., 2020.** Cartographie aéromagnétique et gravimétrique multi-échelle dans l'Est Cameroun. Thèse de Doctorat PhD. Université de Yaoundé 1. 185p.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J., 1998.** *Microtectonics*. Springer, Berlin, 289 p.
- Paul, S. K., 2001.** Geochemistry of bottom sediments from a riverestuaryshelf mixing zone on the tropical southwest coast India. *Bull Geol Survey Japan* 52 : 371 - 382.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Vidal, P., Monteiro, R.L.B.P., Leonardos O.H., 1992.** Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) belt. *Journal of South American Earth Sciences* 6: 33 - 47.
- 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., Tchameni, R., Van Schmus, W. R., Tchakounté, J., Ganwa, A., Miyem, D., Nsifa, E. N., 2004.** The 2.1 Ga west Central African Belt in Cameroon : extension and evolution. *Journal of African Earth Sciences* 39 :159 - 164.
- Pettijohn, F.J., 1963.** Chemical composition of sandstones - excluding carbonate and volcanic
-

- 
- sands. In: Data of geochemistry (6th Ed.), USGS. Prof. Paper, no. 440S, 19p.
- Pettijohn, F.J., 1975.** Sedimentary Rocks. Harper and Row, New York, N. Y., 3rd ed., 628p.
- Pettijohn, F.J., Potter P.E. & Siever R. 1972.** Sand and Sandstone. New York, Springer
- Peucat, J.J., Barbosa, J.S.F., Araújo Pinho, I.C., Paquette, J.L., Martin, H., Fanning C.M., Menezes Leal, A.B., Cruz, C.P.S., 2011.** Geochronology of granulites from the south Itabuna-Salvador-Curaçá Block, São-Francisco Craton (Brazil): Nd isotopes and U-Pb zircon ages. *Journal of South American Earth Sciences* 31: 397 - 413.
- Peucat, J.J., Mascarenhas, J.F., Barbosa, J.S.F., Souza, S.L., Marinho, M.M., Fanning, C. M., Leite, C.M.M., 2002.** 3.3 Ga SHRIMP U-Pb zircon age of a felsic metavolcanic rock from the Mundo Novo greenstone belt in the São-Francisco craton, Bahia (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 363 - 373.
- Piaia, P., Oliveira, E.P., Valeriano, C.M., 2017.** The 2.58 Ga São José do Jacuípe gabbroanorthosite stratiform complex, Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São-Francisco Craton, Brazil: Root of the Neoproterozoic Caraiba continental arc? *Journal of South American Earth Sciences* 79: 326 - 341.
- Pidgeon, R.T., 1992.** Recrystallization of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 463 - 472.
- Poidevin, J.L., 1991.** Les ceintures de roches vertes de la république centrafricaine (Mbomou, Bantas, Boufoyo, Bogoin). Contribution à la connaissance du Précambrien du Nord du craton du Congo. Thèse Doctorat Etat, université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 440p.
- Poucllet, A., Tchameni, R., Mezger, K., Vidal, M., Nsifa, E. N., Shang, C. K., Penaye, J., 2007.** Archaean crustal accretion at the northern border of the Congo craton (South Cameroon), The charnockite-TTG link. *Bulletin of the Geological Society of France* 178: 331 - 342.
- Prian J.P. 1992.** Synthèse géologique et géochimique, potentialités minières du degré carré Mouila (Archéen et Protérozoïque du Gabon central) avec carte géologique à 1/200.000, synthèse du district aurifère d'Etéké. Direction Générale des Mines et de la Géologie/Direction de la Géologie et de la Recherche Minière ; Gabon, Bureau de la Recherche Géologique et Minière. 212p.
- Rivera-Gómez, M.A., Armstrong-Altrin, J.S., Verma, S.P., Díaz-González, L., 2020.** APMdisc : An online computer program for the geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margins. *Turkish Journal of Earth Sciences* 29:550 - 578.
- Roger, P., Janet, H. and Jon, W., 2002.** Improving isochron calculations with robust statistics and the bootstrap. *Chemical Geology* 185:191 - 204.
-

- 
- 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.
- Rosengren, N.M., CAS, R.A.F, Beresford, S.W. and Palich, B.M., 2008.** Reconstruction of an extensive Archaean dacitic submarine volcanic complex associated with the komatiite hosted Mt Keith nickel deposit, Agnew-Wiluna Greenstone Belt, Yilgarn Craton, Western Australia. *Precambrian Research* 161 : 34 - 52.
- Roser, B. P., Cooper, R. A., Nathan, S., Tulloch, A. J., 1996.** Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand. *N. Z. Journal of Geology and Geophysics* 39: 1 - 16.
- Roser, B. P., Korsch, R. J., 1986.** Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology* 94: 635 - 650.
- Rosière, C.A., Santos, J.O.S., Silveira Braga, F., Hensler, A., Rolim, V.K., Bekker, 2021.** Multiple Hydrothermal Iron-Formation Upgrading Events in Southeastern São-Francisco Craton. *Journal of Geology* 129 (3) : 283 - 296.
- Rubatto, D., 2002.** Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184 :123 - 138.
- Ruiz Cruz, M.D., 2011.** Origin of atoll garnet in schists from the Alpujarride Complex (Central zone of the Betic Cordillera, Spain): Implication on the P-T evolution. *Mineralogy and Petrology* 101 : 245 - 261.
- Saha-Fouotsa, A.N., Vanderhaeghe, O., Barbey, P., Eglinger, A., Tchameni, R., Armin, Z., Tchunte, P.F., Negue Nomo, E., 2019.** The geologic record of the exhumed root of the Central African Orogenic Belt in the central Cameroon domain (Mbé – Sassa-Mbersi region). *Journal of African Earth Sciences* 151 : 286 - 314.
- Sakyi, A.P., Su, B., Kwayisi, D., Chen, C., Bai, Y. and Alemayehu, M., 2019.** Zircon trace element constraints on the evolution of the Paleoproterozoic Birimian Granitoids of the West African Craton (Ghana). *Journal of Earth Sciences* 29 : 43 - 56.
- Santos F.H., Amaral W.S., Uchôa Filho E., Martins D.T., 2017.** Detrital zircon U–Pb ages and whole-rock geochemistry of the Neoproterozoic Paulistana and Santa Filomena complexes, Borborema Province, northeastern Brazil: implications for source area composition, provenance, and tectonic setting. *International Geology Review* 59 (15): 1861 - 1884.
- Scaillet, B., Holtz, F., Pichavant, M., 2016.** Experimental constraints on the formation of silicic magmas. *Elements* 12 (2) : 109 - 114.
-

- 
- 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 pédol. 5(2) :137 - 187.
- Shackleton, R. M., 1986.** Precambrian tectonics in Africa. In: M. P. Coward and A.C. Ries (Editors), Collision Tectonics. Geological Society Special Publisher 19: 329 - 349.
- Shang, C.K., 2001.** Geology, geochemistry and geochronology of Archaean rocks from the Sangmelima Region, Ntem complex, NW Congo craton, South Cameroon. Ph.D Thesis, Univ. of Tübingen, Germany, 313p.
- 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., Siebel, W., Satir, M., Chen, F., Mvondo, J. O., 2004b.** Zircon Pb–Pb and U–Pb systematics of TTG rocks in the Congo craton: constraints of crustal formation, crystallization and Pan-African lead loss. Bulletin of Geosciences 79 : 205 - 219.
- Shang, C. K., Satir, M., Nsifa, E. N., Liégeois, J. P., Siebel, W., Taubald, H., 2007.** Archaean high-k granitoids produced by remelting of earlier Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) in the Sangmelima region of the Ntem complex of the Congo craton, southern Cameroon. International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsh) 96: 817 - 841.
- Shang C. K., Satir M., Siebel W., Taubald H., Nsifa E. N., Westphal M., Reitter E., 2001b.** Genesis of K-rich granitoids in the Sangmelima region, Ntem complex (Congo craton), Cameroon. Terra Nostra 5: 60 - 63
- Shang, C. K., Satir, M., Siebel, W., Nsifa, E. N., Taubald, H., Liegeois, J. P., Tchoua, F. M., 2004a.** 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. Journal of African Earth Sciences 40: 61 - 79.
- Shellnutt, J.G., Pham, N.H.T., Yeh, M.W., Lee, T.Y., 2020.** Two series of Ediacaran collision-related granites in the Gu'era Massif, South-Central Chad: tectonomagmatic constraints on the terminal collision of the eastern Central African Orogenic Belt. Precambrian Research 347 : 105823.
- Sibson, R.H. & Scott, J., 1998.** Stress / fault controls on the containment and release of overpressured fluids: Examples from gold-quartz vein systems in Juneau, Alaska; Victoria,
-

- 
- Australia and Otago, New Zealand. *Ore Geology Reviews* 13 : 293 - 306.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Pimentel, M., Scandolara, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Rizzoto, G., Quadros, M.L.E.S., Sander, A., Rosa, A.L.Z., 2002.** Reavaliação da evolução geológica em terrenos precambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Revista Brasileira de Geociências* 32 : 529 - 544.
- Simonet, C., Fritsch, E. and Lasnier, B., 2008.** A classification of gem corundum deposits aimed towards gem exploration. *Ore Geology Reviews* 34 : 127 - 133.
- Singh Y., 2001.** Geochemistry of Proterozoic Radioactive Arkoses in Khammam District, Andhra Pradesh, India: Evidence for K-rich Evolved Granitoid Upper Crust in the Late Archaean. *Gondwana Research* 4 (3) : 529 - 540.
- Soba, D., 1975.** Le granite intrusif de Nyibi et son aureole de contact (Cameroun). Centre de Recherche de l'Académie des Sciences, France 280 : 1935 - 1938.
- Soba, D., 1989.** La série de Lom : étude géologique et géochronologique d'un bassin volcano-sédimentaire de la chaîne panafricaine à l'Est du Cameroun. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris VI, 181p.
- Soh, T. L., Ganno, S., Kouankap Nono, G. D., Ngnotue, T., Kankeu, B., Nzenti, J. P., 2014.** Stream sediment geochemical survey of Gouap-Nkollo prospect, Southern Cameroon: implications for gold and LREE exploration. *American Journal of Mineralogy and Metallogeny* 2 (1): 8 - 16.
- Soh Tamehe, L., Wei, C., Ganno, S., Rosiere, C. A., Nzenti, J. P., Ebotehouna, C. G., Lu, G., 2021.** Depositional age and tectonic environment of the Gouap banded iron formations from the Nyong group, SW Cameroon: Insights from isotopic, geochemical and geochronological studies of drillcore sample. *Geoscience Frontiers* 12: 549 - 572.
- Soh Tamehe, L., Li, H., Ganno, S., Chen, Z., Lemdjou, Y. B., Elatikpo, S.M., 2022b.** Insight into the Origin of Iron Ore based on Elemental Contents of Magnetite and Whole-Rock Geochemistry: a Case of the Bipindi Banded Iron Formations, Nyong Complex, SW Cameroon. *Journal of Earth Sciences*. 28p. <https://doi.org/10.1007/s12583-022-1622-4>.
- Soh Tamehe, L., Wei, C., Ganno, S., Rosière, C. A., Li, H., Soares M. B., Nzenti, J. P., J.O.S., Bekker, A., 2022a.** Provenance of metasiliclastic rocks at the Northwestern margin of the East Gabonian Block : Implications for deposition of BIFs and crustal evolution in southwestern Cameroon. *Precambrian research* 376 : 106677
- Soh Tamehe, L., Wei, C.T., Ganno, S., Simon, S.J., Kouankap, N.G.D., Nzenti, J.P., Lemdjou, Y.B., Htun Lin, N., 2019.** Geology of the Gouap iron deposit, Congo craton,
-

---

southern Cameroon: implications for iron ore exploration. *Ore Geology Review* 107 : 1097 - 1128.

**Soh, T. L., Nzepang Tankwa, M., Chongtao, W., Ganno, S., Ngnotue, T., Kouankap Nono, G. D., Shaamu, J. S., Zhang, J., Nzenti, J. P., 2018.** Geology and geochemical constrains on the origin and depositional setting of the Kpwa–Atog Boga banded iron formations (BIFs), northwestern Congo craton, southern Cameroon. *Ore Geology Review* 95: 620 - 638.

**Srivastava, D.C., Lisle, R.J., 2004.** Rapid analysis of fold shape using Bézier curves. *Journal of Structural Geology* 26: 1553 - 1559.

**Srivastava, D.C., Rastogi, V., 2010.** HingeInflex: a MATLAB-based method for precise selection of the hinge and the inflection points in folds. *Geological Magazine* 147 : 233 - 241.

**Stendal, H., Toteu, S.F., Frei, R. et al., 2006.** Derivation of detrital rutile in the Yaoundé region from the Neoproterozoic Pan-African belt in southern Cameroon (Central Africa). *Journal of African Earth Sciences*. 44: 443 - 458.

**Suchel, J. B., 1987.** Les climats du Cameroun. Thèse de Doctorat ès-Lettres, Université de Bordeaux III, 1186p.

**Sun, S. S. et McDonough, W.F., 1989.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, vol. 42. Geological Society of London Special Publication 313 - 345.

**Swiffa Fajong, I., Nzepang Tankwa, M., Fossi, D.H., Ganno, S., Moudioh, C., Soh Tamehe, L., Suh, C.E., Nzenti, J.P., 2022.** Lithostratigraphy, Origin, and Geodynamic Setting of Iron Formations and Host Rocks of the Anyouzok Region, Congo Craton, Southwestern Cameroon. *Minerals* 12 : 1198.

**Tagne-Kamga, G., 2003.** Petrogenesis of neoproterozoic Ngondo plutonic complex (Cameroon West central Africa): a case of late collisional ferro-potassic magmatism. *Journal of African Earth Sciences* 36:149-171

**Takam, T., Arima, M., Kokonyangi, J., Dunkley, D.J., Nsifa, E.N., 2009.** Paleoarchean charnockite in the Ntem complex, Congo Craton, Cameroon: insights from SHRIMP zircon U-Pb ages. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 104 : 1 - 11.

**Takodjou Wambo, J. D., Ganno, S., Afahnwie, N. A., Nomo, N. E., Mvondo, O. J., Nzenti, J. P., 2016.** Use of Landsat 7 ETM+ data for the geological structure interpretation: case study of the Ngoura Colomines area, Eastern Cameroon. *Journal of Geoscience and Geomatics* 4: 61 - 72.

**Takodjou Wambo, J.D., Ganno, S., Djonthu Lahe, Y.S., Kouankap Nono, G.D., Fossi, D. H., Tchouatcha, M.S., Nzenti, J.P., 2018.** Geostatistical and GIS analysis of the spatial

---

variability of alluvial gold content in Ngoura-Colomines area, Eastern Cameroon: Implications for the exploration of primary gold deposit. *Journal of African Earth Sciences* 142: 138 - 157.

**Takodjou Wambo, J.D., Pour, A. B., Ganno, S., Asimow, P.D., Zoheir, B., dos Reis Salles, R., Nzenti, J.P., Pradhan, B., Muslim, A.M., 2020.** Identifying high potential zones of gold mineralization in a sub-tropical region using Landsat-8 and ASTER remote sensing data: a case study of the Ngoura-Colomines goldfield, Eastern Cameroon. *Ore Geology Reviews* 122: 103530.

**Talla Takam, F., Arima M., Kokonyangi, J., Okonyangi, J., Dunkley, D.J., Nsifa, N.E., 2009.** Paleoarchean charnockite in the Ntem Complex, Congo Craton, Cameroon: insights from SHRIMP zircon U-Pb ages. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 104:1 - 11.

**Tanko Njiosseu, E. L., Nzenti, J. P., Njanko, T., Kapajika, B., Nedelec, A., 2005.** New U-Pb Zircon ages from Tonga (Cameroon): Coexisting Eburnean Transamazonian (2,1 Ga) and Pan African (0.6 Ga) imprints. *Comptes Rendus Géoscience* 337 (6): 551 - 562.

**Tanko Njiosseu, E.L., Danguene, P.E., Ngnotue, T., Ganno S., Kouankap Nono, G.D., Ngo Nlend, C.D., Kankeu, B., Biandja, J., Nzenti, J.P., 2021.** Petrology and geochronology of metamorphic rocks from the Bossangoa-Bossembélé area, Northern Central African Republic—evidence for Palaeoproterozoic high-grade metamorphism in the North Equatorial Fold Belt. *Arabian Journal of Geosciences* 14:1660.

**Tanko Njiosseu, E.L., Danguene, P.E., Nga Esomba Tsoungui P., Ganno S., Tokodjou Wambo J. D., Takam Tchoupe B. G., Kouankap Nono, G.D., Ngnotue, T., Kankeu B. Ngo Nlend, C.D., Kankeu, B., Biandja, J., Nzenti, J.P., 2022.** Geochemistry and zircon U–Pb ages of the Paleoproterozoic ultramafic rocks of the Mbi Valley, Boali area, Central African Republic. *Acta Geochimica* <https://doi.org/10.1007/s11631-022-00540-3>.

**Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985.** *The Continental Crust: Its Composition and Evolution.* Blackwell Scientific Publications: Oxford, UK. 1 - 312.

**Tchakounté, J.N., Fuh, C.G., Kamwa, A.N., Metang, V., Mvondo, O.J., Nkoumbou, C., 2021.** Petrology and geochemistry of the Pan-African high-K calc-alkaline to shoshonitic - adakitic Bapé plutonic suites (Adamawa-Yade block, Cameroon): evidence of a hot oceanic crust subduction. *International Journal and Earth Sciences* 110:2067–2090

**Tchakounté, J., Eglinger, A., Toteu, F.S., Zeh, A., Nkoumbou, C., Mvondo Ondoa, J., Pé-naye, J., de Wit, M., Barbey, P., 2017.** The Adamawa-Yadé domain, a piece of Archaean crust in the Neoproterozoic Central African Orogenic belt (Bafia area, Cameroon). *Precambrian Research* 299: 210 - 229.

- 
- Tchameni, R., 1997.** Géochimie et géochronologie des formations de l'Archéen et de Paléoproterozoïque du Sud Cameroun (Groupe du Ntem, Craton du Congo). Thèse de Doctorat, Université d'Orléans, France, 395p.
- Tchameni, R., Mezger, K. & Nsifa, E.N., 1996.** Geochemical and Nd–Sr isotope composition of the Archaean Ntem granitoids (Southern-Cameroon): Evidence for rapid crustal growth. *Journal Conference Abstracts* 616.
- Tchameni, R., Mezger, K., Nsifa, N.E., Pouclet, A., 2000.** Neoproterozoic crustal 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., Mezger, K., Nsifa, N.E. and Pouclet, A., 2001.** Crustal origin of Early Proterozoic syenites in the Congo Craton (Ntem Complex), South Cameroon. *Lithos* 57 (1): 23 - 42.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Mezger, K., Nsifa, N.E & Vicat, J. P., 2004.** Monozircon and Sm–Nd whole rock ages from the Ebolowa greenstone belts: Evidence for the terranes older than 2.9 Ga in the Ntem Complex (Congo craton, South Cameroon). *Journal of Cameroon Academy Sciences* 4: 213 - 224.
- Tchameni, R., Lerouge, C., Penaye, J., Cocherie, A., Milesi, J.P., Toteu, S.F., Nsifa, N.E., 2010.** Mineralogical constraint for metamorphic conditions in a shear zone affecting the Archean Ngoulemakong tonalite, Congo craton (Southern Cameroon) and retention of U–Pb SHRIMP zircon dates. *Journal of African Earth Sciences* 58 : 67 - 80.
- Tchouankoue, J.P., Li, X.-H., Belnoun, R.N.N., Mouafo, L., Ferreira, V.P., 2016.** Timing and tectonic implications of the Pan-African Bangangte syenomonzonite, West Cameroon: Constraints from in-situ zircon U-Pb age and Hf-O isotopes. *Journal of African Earth Sciences* 124 : 94 - 103.
- Teixeira, J.B. G., Misi, A., Silva, M.G. 2007.** Supercontinent evolution and the Proterozoic metallogeny of South America. *Gondwana Research* 11 : 346 - 361.
- Teixeira, W., Oliveira, E.P., Marques, L.S., 2017.** Nature and Evolution of the Archean Crust of the São-Francisco. In: Heilbron et al. (Eds.), *São-Francisco Craton, Eastern Brasil. Regional Reviews* pp. 29 - 56.
- 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., Oliveira, E. P., Peng Peng, Dantas, E. I., Hollanda, M. H. B. M., 2017.** U–Pb geochronology of the 2.0 Ga Itapeçerica graphite-rich supracrustal succession in the São Francisco Craton: Tectonic matches with the North China Craton and paleogeographic
-

---

inferences. *Precambrian Research* 293: 91 - 111.

**Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1998.** *Applied Geophysics*, second edition, Cambridge University Press, 770 p.

**Teutsong, T., Bontognali, T.R.R., Ndjigui, P.-D., Vrijmoed, J.C., Teagle, D., Cooper, M., Vance, D., 2017.** Petrography and geochemistry of the Mesoarchean Bikoula banded iron formation in the Ntem complex (Congo craton), Southern Cameroon: implications for its origin. *Ore Geological Review* 80: 267 - 288.

**Teutsong, T., Temga, J.P., Ayissi Enyegue, A. et al., 2020.** Petrographic and geochemical characterization of weathered materials developed on BIF from the Mamelles iron ore deposit in the Nyong unit, South-West Cameroon. *Acta Geochimica* 40: 163–175.

**Thiart, C., Maarten J. de Wit., 2006:** Fingerprinting the metal endowment of early continental crust to test for secular changes in global mineralization. Geological Society of America, Memoir 198.

**Thiéblemont, D., Castaing, C., Billa, M., Bouton, P., Pr at, A., 2009.** Notice explicative de la carte g eologique et des ressources minérales de la République Gabonaise : Eds DGMC-Ministère des Mines, du P trole, des Hydrocarbures, Libreville 384 p.

**Thiéblemont, D., Callec, Y., Fernandez-Alonso, M., & Ch ne, F., 2018.** A geological and isotopic framework of Precambrian terrains in Western Central Africa: An introduction. In S. Siegesmund, M. Basei, P. Oyhant abal, & S. Oriolo (Eds.), *Geology of Southwest Gondwana* Berlin: Springer International Publishing 107–132.

**Toteu, S.F., Penaye, J. and Djomani Poudjom, Y., 2004.** Geodynamic evolution of the Pan-African belt in Central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41 : 73 - 85.

**Toteu, S.F., 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., Pénaye, J & Nyobe, J. B., 1994.** U–Pb and Sm–Nd evidence for Eburnean and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *In: Precambrian Research* 67: 321 - 347.

**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., Penaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W.R., Tchameni, R., 2006b.** Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: Insights from U-Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaoundé Groups (Cameroon). *Journal*

---

of African Earth Sciences 44: 428 - 442.

- Toteu, S.F., Yongue, R.F., Penaye, J., Tchakounte, J., Seme Mouangue, A.C., Van Schmus, W.R., Deloule, E., Stendal, H., 2006a.** U–Pb dating of plutonic rocks involved in the nappe tectonic in southern Cameroon: consequence for the Pan-African orogenic evolution of the central African fold belt. *Journal of African Earth Sciences* 44: 479–493.
- Toteu, S.F., de Wit, M., Penaye, J., Drost, K., Tait, A. J., Bouyo Houketchang, M., Van Schmus, W., Jelsma, R. H., Moloto-A-Kenguemba, G. R., da Silva Filho A. F., Lerouge, C., Doucouré, M., 2022.** Geochronology and correlations in the Central African Fold Belt along the northern edge of the Congo Craton: new insights from U-Pb dating of zircons from Cameroon, Central African Republic, and southwestern Chad. *Gondwana Research* 107 : 296–324.
- Toulkeridis, T., Clauer, N., Kroner, A., Reimer, T. and Todt, W., 1999.** Characterization, provenance and tectonic setting of Fig Tree greywackes from the Archaean Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Sedimentary Geology* 124 :113-129.
- Trail, D., Watson, E. B., Tailby, N.D., 2012.** Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 97 : 70 - 87.
- Trompette, R., 1994.** Geology of western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. A. A. Balkema edition, Rotterdam, 350p.
- Van Tuijl, M.M., Verhoog, B.J., 1995.** The geology of the Kalungu and Mututa Hills area; explanation of degree sheet 0932, SE and SW quarter. Report Geological Survey Department of Zambia 85.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Harcspacher, P., Babinsky, M., 1995.** U-Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions: *Journal of South American Earth Sciences* 8: 267 - 288.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E. P., Da Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J., & Guimarães, I. P., 2008.** Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society* 294: 69 - 99.
- Vanié, L.T.A., Khattach D., Houari M.R., 2005.** Apport des filtrages des anomalies gravimétriques à l'étude des structures profondes du Maroc oriental. *Bulletin Institut des Sciences de Rabat, section Sciences de la Terre* 27 : 29 - 40.
- Verma, S.P., Armstrong-Altrin, J.S., 2013.** New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chemical Geology* 355:117 - 133.
- Verma, S.P., Armstrong-Altrin, J.S., 2016.** Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings. *Sedimentary Geology* 332 : 1 - 12.

- 
- Verma, S.P., Díaz-González, L., Armstrong-Altrin, J.S., 2016a.** Application of a new computer program for tectonic discrimination of Cambrian to Holocene clastic sediments. *Earth Science Informatics* 9 (2): 151 - 165.
- Vicat, J. P., 1998.** Esquisse géologique du Cameroun. Collect. Géocam 1/1998, Vicat et Bilong éditeurs, Presses Universitaire, Yaoundé, 3 - 11.
- Vicat J.P., Pouclet, A., Nsifa E., 1998.** Les dolérites du groupe du Ntem (Sud Cameroun) et des régions voisines (Centrafrique, Gabon, Congo, Bas Zaïre): Caractéristiques géochimiques et place dans l'évolution du craton du Congo au Protérozoïque. In: J. P. Vicat, and P. Bilong, Eds. *Géologie et environnements au Cameroun. Collection GEOCAM*: 305 - 324.
- 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.
- Vosoughi Moradi, A., Sari, A., Akkaya, P., 2016.** Geochemistry of the Miocene oil shale (Hançilli Formation) in the Çankiri-Çorum Basin, Central Turkey: implications for paleoclimate conditions, source-area weathering, provenance, and tectonic setting. *Sedimentary Geology* 78 : 136 - 150.
- Wang, Q., Zhu, D.-C., Zhao, Z.-D., Guan, Q., Zhang, X.-Q., Sui, Q.-L., Hu, Z.-C., Miao, X.-X., 2012.** Magmatic zircons from I-, S- and A-type granitoids in Tibet: Trace element characteristics and their application to detrital zircon provenance study. *Journal of Asian Earth Sciences* 53 : 59 - 66.
- Wang, X. and Pupin, J. P., 1992.** Distribution Characteristics of Trace Elements in Zircons from Granitic Rocks. *Scientia Geologica Sinica* 2 :131 - 140.
- Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B., 2006.** Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151: 413 - 433.
- Watson, E.B., Cherniak, D.J., Hanchar, J.M., Harrison, T.M., Wark, D.A., 1997.** The incorporation of Pb into zircon. *Chemical Geology* 141 : 19 - 31.
- Whitney D.L. and Evans B.W., 2010.** Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185–187.
- Wimmenauer, W., 1984.** Das prävariskische Kristallin im Schwarzwald. *Fortschritt der Mineralogie* 62: 69 - 86.
- Xia, Q. X., Zheng, Y. F., & Hu, Z., 2010.** Trace elements in zircon and coexisting minerals from low-T/UHP metagranite in the Dabie orogen: Implications for action of supercritical fluid during continental subduction-zone metamorphism. *Lithos* 114 : 385 - 412.
-

- 
- Xu, X. S., Zhang, M., Zhu, K. Y., Chen, X. M., & He, Z. Y., 2012.** Reverse age zonation of zircon formed by metamictisation and hydrothermal fluid leaching. *Lithos* 150 : 256 - 267.
- Yang, J.H., Cawood, P.A., Du, Y.S., Huang, H., Huang, H.W. and Tao, P., 2012.** Large igneous Province and Magmatic Arc Sourced Permian-Triassic Volcanogenic Sediments. *China Sedimentary Geology* 261-262 :120-131.
- Yesou, H., Besnus, Y., Rolet, J., 1993.** Extraction of spectral information from Landsat TM data and merger with SPOT panchromatic imagery - a contribution to the study of geological structures. *ISPRS journal of photogrammetry and remote sensing* 48 : 23 - 36.
- Zhong, S., Feng, C., Seltnann, R., Li, D., & Qu, H., 2018.** Can magmatic zircon be distinguished from hydrothermal zircon by trace element composition? The effect of mineral inclusions on zircon trace element composition. *Lithos* 314 - 315 : 646 - 657.
- Zhu, Y.F., An F. and Tan J., 2011.** Geochemistry of Hydrothermal Gold Deposits. *Geoscience Frontiers* 2(3): 367 - 374.

---



**ANNEXES**

---

## Annexe 1. Mésures des plans de foliation $S_1$ dans la localité de Bidou I

N15E12ESE	N70E40E	N70E48SSE	N20E20NE	N20E88ESE	N175E40NNE	N40E10SE	N55E48NNW
N10E30E	N10E22E	N20E74E	N10E80SE	N40E50ESE	N180E60E	N50E54SE	N45E82NW
N35E5ESE	N20E24E	N45E32SE	N85E10NNE	N18E49E	N155E50ENE	N0E50E	N26E70NW
N50E15ESE	N0E50E	N20E88E	N4030NE	N0E60ESE	N140E62NE	N40E30NE	N180E20W
N20E62ESE	N10E52E	N25E44ESE	N5E40E	N10E56E	N170E70NE	N20E60ESE	N180E80W
N5E38E	N10E46NNE	N5E58E	N10E40E	N12E50ESE	N180E42SE	N180E78E	N180E50W
N15E45E	N0E44E	N80E80S	N10E40E	N20E78ESE	N180E50E	N20E40NW	N50E65NW
N35E30SE	N0E38E	N30E15ESE	N30E20E	N18E77E	N180E90E	N145E30W	N10E40W
N70E22SE	N20E35E	N10E30E	N10E40E	N05E14ENE	N170E40NE	N150E50WSW	N55E48NW
N10E42E	N10E20E	N10E30E	N20E20E	N7E10ENE	N170E50E	N105E68W	N10E5NW
N10E40E	N0E20E	N25E30ESE	N20E30E	N20E84SE	N180E50E	N180E40W	N0E10W
N30E39ESE	N24E60ESE	N25E40ESE	N10E25E	N25E76ESE	N170E30E	N20E82WNW	N20E50WNW
N10E49E	N0E80E	N20E25ESE	N10E50E	N10E53NNE	N168E18E	N20E30WNW	N23E40W
N62E20SE	N40E20ESE	N35E10SE	N20E60E	N0E77E	N178E24E	N30E68WNW	N40E23NW
N15E20E	N10E60ESE	N10E20E	N20E60SE	N20E82E	N160E30E	N45E70NW	N0E66W
N20E30E	N40E50SE	N30E60SE	N0E28E	N12E82SE	N155E56E	N60E42NNW	N10E55W
N5E50E	N70E60SSE	N50E50SE	N0E10E	N13E85S	N170E40E	N32E30NW	N20E78W
N5E30E	N40E28SE	N10E50E	N6E44E	N37E60ESE	N165E45NE	N50E30NW	N10E80W
N5E62E	N35E30ESE	N15E30E	N10E18ESE	N0E60E	N155E37NE	N10E74W	N40E35NW
N15E40E	N0E26ESE	N50E30NE	N0E20E	N24E40E	N140E30SE	N45E46NW	N20E70SW
N25E78SE	N20E40ESE	N10E55E	N35E32E	N24E60E	N160E74ENE	N2032-40NW	N10E20W
N50E80ENE	N0E70E	N60E30ESE	N15E25E	N0E80E	N115E10NE	N20E48NW	N29E76WNW
N5E20E	N10E70ESE	N20E20ESE	N5E30E	N0E70E	N130E32NE	N25E45NW	N20E40NW
N20E58ESE	N165E42E	N20E40ESE	N30E40SE	N40E60SE	N170E26E	N4012NW	N145E30W
N30E86E	N160E60NE	N30E50ENE	N0E40E	N40E70SE	N12078NNE	N10E44W	N150E50WSW
N25E56ESE	N18E42SE	N20E50ESE	N0E45E	N35E60SE	N160E40ENE	N70E24NNW	N105E68W
N20E70ESE	N30E60SE	N10E70E	N0E40E	N30E80SE	N180E40E	N20E46WNW	N180E40W
N10E45E	N90E80S	N20E50ESE	N0E41E	N40E70SE	N180E30E	N10E86W	N180E20W
N25E45SE	N20E40ESE	N10E60E	N60E42SE	N0E80SE	N170E40E	N0E56W	N180E80W
N30E40SE	N10E40NE	N0E60E	N0E85	N0E80SE	N175E40E	N40E38NW	N180E50W
N20E42SE	N20E60SE	N20E80E	N50E40SE	N170E38E	N170E24ENE	N5E42W	N20E90
N20E20SE	N10E48E	N50E20NE	N0E28E	N165E18E	N170E10ENE	N0E60W	N0E90
N30E32SE	N20E20E	N20E60SE	N15E48E	N17545E	N154E28ENE	N10E72W	N10E90
N10E50E	N30E30ESE	N30E20NE	N10E11E	N140E39NE	N168E50NE	N30E64W	N5E90
N20E30SE	N60E34SE	N20E20E	N15E46E	N175E42E	N150E40NE	N10E30W	N20E90
N10E40E	N60E60ESE	N15E40E	N15E39E	N17044E	N160E38NE	N20E40W	N0E90
N15E40E	N65E48SSE	N20E40NE	N20E60E	N155E34NE	N180E60E	N20E60WNW	N0E90
N155E62E	N55E70SE	N15E20SE	N12E52E	N160E52NE	N180E30E	N10E50NW	N16E90
N164E60E	N0E24E	N5E80NE	N6E52E	N160E38ENE	N170E30NNE	N10E40W	N20E90
N10E25NE	N10E45E	N20E50NE	N14E56NNE	N160E40E	N175E40E	N40E40NW	N10E90

**Annexe 2.** Mesures des plans de fractures, des cisaillements, des linéations minérales, linéations d'étirement minérales

<b>Fractures F<sub>2</sub></b>							
N70E80NNW	N40E20SE	N00E40W	N30E40E	N164E76N	N40E20SE	N70E60NNW	N95E10W
N50E68NW	N122E82SW	N00E20W	N30E32ESE	N96E68N	N28E24SE	N20E40NW	N100E90
N46E68NW	N134E60SE	N00E40W	N20E10ESE	N100E88N	N50E60SW	N30E42NW	N40E90
N130E60NE	N12E30SW	N150E54WSW	N135E62E	N64E60NNW	N100E45S	N10E52NW	N60E90
N70E40NNW	N125E58SW	N15E60WNW	N160E40E	N75E80N	N40E60SE	N20E20NW	N110E90
N65E50NNW	N130E40SW	N20E30WNW	N30E60E	N50E60NW	N160E46SW	N140E50NNE	N120E90
N60E47NNW	N65E87SE	N50E78WNW	N160E40E	N130E58NE	N98E80S	N180E20NE	N130E90
N80E70NNE	N60E80SE	N00E60W	N00E88E	N180E80W	N60E30SSE	N65E70NNW	N00E90
N100E72NNE	N80E88S	N170E60W	N20E10ESE	N140E52W	N20E44SE	N120E78N	N80E90
N50E54NW	N82E74S	N00E80W	N18E30ESE	N20E52WNW	N100E80S	N80E30N	N28E90
N68E72NW	N66E30SE	N18E70W	N22E26ESE	N180E30W	N110E55SSW	N64E60NNW	N50E90
N20E46NW	N97E86S	N15E32W	N35E85ESE	N170E20W	N80E80S	N92E85NNW	N38E90
N60E72NW	N90E40S	N00E74W	N100E40E	N10E58WNW	N123E58SW	N25E20NNE	N120E90
N16E70NE	N34E50SE	N110E48W	N180E45E	N85E88N	N10E15E	N70E45NW	N80E90
N125E84SSW	N110E70SSW	N30E50WNW	N34E90				
<b>Plans de cisaillement</b>							
N28E60SE	N48E20ESE	N48E30SE	N60E74NW	N30E54NW	N104E60SW		
<b>Lm1</b>							
N00E20S	N00E10S	N05E12S	N10E20S	N07E9S	N12E20S	N04E20S	N10E18S
<b>Lme</b>							
N22E20NNE	N20E10NNE	N35E20NNE	N00E22N	N10E24N	N05E20N	N10E37N	N08E10S
N00E15S	N007E12S	N00E8S	N118E55SE	N138E32SE	N150E70NNW	N120E50NW	N14E60SW
<b>Fractures F<sub>3</sub></b>							
N144E80ENE	N130E62NNE	N130E46ENE	N84E54SSE	N64E70NNE	N40E80W	N60E60NW	N50E80N
N110E70SSW	N72E40NNW	N64E50NNW	N60E44NNW	N40E90	N48E90		
<b>Veines</b>							
N10E50E	N00E70E	N50E50SE	N35E43SE	N24E50ESE	N20E79ESE	N22E55ESE	N124E80NE
N170E40E	N00E90	N20E90	N135E55SW	N150E30W	N60E40NW	N80E70N	N85E10E
N23E4SSW	N20E48NE						

---

**Annexe 3 : Article tiré de cette thèse**

