

RÉPUBLIQUE DU CAMEROUN
Paix-Travail-Patrie

UNIVERSITÉ DE YAOUNDÉ I

FACULTÉ DES SCIENCES

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



REPUBLIC OF CAMEROON
Peace-Work-Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCE

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCES, TECHNOLOGY AND
GEO SCIENCES

DÉPARTEMENT 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

PÉTROGENÈSE DES FORMATIONS FERRIFÈRES DE KOUAMBO (SUD CAMEROUN)

THÈSE DE DOCTORAT/Ph.D

Parcours : Géosciences des Formations Profondes et Applications
Option : Pétrologie et Géologie Structurale

Présentée et soutenue publiquement le 19 avril 2023

Par :

DJOUKOU SOH Arlette Pulchérie

Matricule : 10X0499

Master ès- Sciences de la Terre

Devant le jury composé de :

- PRÉSIDENT :** NDJIGUI Paul Désiré, Professeur, Université de Yaoundé I
- MEMBRES :** NZENTI Jean Paul, Professeur, Université de Yaoundé I
GANNO Sylvestre, Maître de Conférences, Université de Yaoundé I
- RAPPORTEURS :** YONGUE FOUATEU Rose, Professeur, Université de Yaoundé I
KAMGANG Pierre, Professeur, Université de Yaoundé I
GANWA Alembert Alexandre, Professeur, Université de Ngaoundéré

Année 2023





UNITE DE RECHERCHE ET DE FORMATION DOCTORALE
« GEOSCIENCES ET APPLICATIONS »

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

Option : **Géosciences des Formations Profondes et Applications**

Spécialité : **Pétrologie et Géologie Structurale**

Nom et Prénom de la candidate : **DJOUKOUO SOH Arlette Pulchérie**

Matricule : **10X0499**

Titre de la Thèse : **Pétrogenèse des formations ferrifères de Kouambo (Sud Cameroun).**

Date de soutenance : **mercredi, le 19 avril 2023.**

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

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

Yaoundé, le 23 mai 2023

Président du jury


Ndjigui Paul-Désiré
Professeur

Les Membres du Jury


R. YONGWE

P. KAM GATKE

« Pas de patience, pas de science. »

Jean-Pierre Jarroux

DÉDICACES

Je dédie cette thèse :

- à mon père **M. SOH Emmanuel** de regretté mémoire,
- et*
- à ma mère **Mme SOH née MAFFO NGAB Colette Carine**.

REMERCIEMENTS

L'aboutissement de cette thèse est le fruit d'un dur labeur. De ce fait, je prie tous ceux qui de près ou de loin ont participé à sa réalisation de trouver ici l'expression de ma sincère et profonde gratitude.

Je remercie donc particulièrement :

- le Chef de Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I, **Professeur Paul Désiré NDJIGUI**, pour tous les multiples conseils, les encouragements prodigués et pour cet exemple d'ardeur au travail qu'il transmet au travers de sa modeste personne ;
- le corps enseignant du Département des Sciences de la Terre, pour leurs connaissances et leurs savoirs faire transmis durant tout mon cursus universitaire ;
- mon Directeur de thèse, le **Professeur Sylvestre GANNO** pour l'intérêt qu'il a porté à mes travaux, pour ses enseignements, pour sa disponibilité sans faille, pour ses critiques bienveillantes, sa bonne humeur, ses conseils fructueux et pour m'avoir aidé à trouver une source de financement pour les analyses effectuées dans le cadre de ce travail ;
- le **Professeur Jean Paul NZENTI**, Chef du Laboratoire de Géosciences des Formations Profondes et applications de l'Université de Yaoundé I, pour m'avoir accepté dans son Laboratoire, pour avoir co-dirigé mes travaux, pour ses enseignements et sa rigueur au travail. Je lui suis reconnaissante de m'avoir fait bénéficier tout au long de ce travail de sa grande compétence, de sa rigueur intellectuelle, de son dynamisme et de son efficacité certaine que je n'oublierai jamais ;
- l'**Organisation des Femmes Scientifiques pour les pays en voie de développement (OWSD)** pour la bourse attribuée qui m'a permis d'effectuer des visites de recherche en Chine et de participer à la Conférence Internationale Goldschmidt 2019 à Barcelone ;
- le **Laboratoire des Ressources Minérales de l'Institut de Géologie et Géophysique de l'Académie Chinoise des Sciences de Beijing en Chine** pour m'avoir accueillie chaleureusement dans leur structure, pour avoir financé toutes les analyses nécessaires à la rédaction de cette thèse ;

Je suis reconnaissante envers mon superviseur de Chine le **Professeur Lianchang ZHANG** pour l'intérêt porté à mon travail et d'avoir accepté de m'encadrer durant mon séjour dans son Laboratoire. Je lui dis merci pour son accueil chaleureux, sa bonne humeur, ses conseils fructueux, les connaissances qu'il m'a transmises et surtout l'opportunité

d'apprendre d'avantages et de découvrir d'autres cultures. Je n'oublierai jamais ces merveilleux moments.

Le Laboratoire des Ressources minérales de l'Institut de Géologie et Géophysique de l'Académie Chinoise des Sciences de Beijing en Chine est constitué de personnes très agréables. Je remercie : **Dr Changle WANG, Dr Zidong PENG, Dr Xiaoxue TONG, Dr Banglu ZHANG, Dr Bai YANG, Dr Huang KE, Dr Zhiguo DONG, Dr Wenjun LI et Dr Bingyu GAO** pour leur assistance durant la réalisation de mes différentes analyses en laboratoire ainsi que dans l'interprétation des résultats obtenus.

Je dis merci au **Dr Landry SOH TAMEHE** pour sa collaboration scientifique et son soutien.

Mes sincères remerciements vont également à l'endroit de mes aînés et camarades du Laboratoire de Pétrologie et Géologie Structurale de L'Université de Yaoundé I à l'instar de : **Dr KOUANKAP NONO Djibril, Dr MOUDIOH Cyriel, Dr NGA ESSOMBA Philomène, Dr TAKODJOU Jonas, Dr NZEPANG TANKWA Marvine, M. KAMGUIA WOGUIA Brice, Mlle MVODO Hermine, M. TATCHUENG Robinson, M. FOSSI Donald, M. SEPWOUE Alex et Mlle KOUAYEP Lysiane** pour les discussions scientifiques que nous avons eues, leurs conseils et leur assistance dans la rédaction de ce travail.

Je n'oublie pas **la grande famille SOH**, mon feu père **M. SOH Emmanuel**, ma mère **Mme SOH Colette**, mes frères et sœurs **MBE SOH Armel Brice, TEDA SOH Arnaud Cédric, MAPAH SOH Alvine, TCHEUTCHOUA SOH Annick**, mes tantes et oncle **Mme MATCHINDA Jacqueline, Mme MBEKOU Béatrice et M. DEFFO TEDA Serges**. Je dis merci à **maman SOH Edwige** et à mon époux **M. TOUAKAM Yves** pour le soutien qu'ils me portent au quotidien.

Je tiens enfin à exprimer mes sincères remerciements à tous ceux-là qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce travail et dont les noms ne sont pas mentionnés ici.

*« Être expert, c'est tout l'art d'apprendre une science
à des vétérans, tout en étant débutant. »*

Jdan Noritiov

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACES	ii
REMERCIEMENTS.....	iii
TABLE DES MATIÈRES	vi
LISTE DES FIGURES.....	ix
LISTE DES TABLEAUX	xi
LISTE DES ABRÉVIATIONS	xii
RÉSUMÉ.....	xiii
ABSTRACT	xv
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
CHAPITRE I : CADRES GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE	6
I.1. MILIEU GÉOGRAPHIQUE	7
I.1.1. Localisation	7
I.1.2. Géomorphologie	8
I.1.2.1. Orographie.....	8
I.1.2.2. Hydrographie	9
I.1.3. Climat	9
I.1.4. Végétation et Faune.....	11
I.1.5. Sols	11
I.1.6. Géographie humaine et économique	12
I.2. CADRE GÉOLOGIQUE	12
I.2.1. Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale (CPNE)	12
I.2.2. Le domaine cratonique	16
I.3. TRAVAUX ANTÉRIEURS DU SECTEUR D'ÉTUDE ET SES ENVIRONS ..	18
CHAPITRE II : MATÉRIEL ET MÉTHODES	21
II.1. TRAVAUX DE TERRAIN	22
II.2. TRAVAUX DE LABORATOIRE.....	23
II.2.1. Système d'Information Géographique (SIG)	23
II.2.2. Études pétrographique et chimico-minéralogique	23
II.2.2.1. Étude pétrographique	23
II.2.2.2. Analyse chimico-minéralogique	24
II.2.3. Méthodes d'analyse géochimique sur roches totales.....	24
II.2.4. Méthodes d'analyse géochronologique.....	25

CHAPITRE III : INVENTAIRE LITHOLOGIQUE ET ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET CHIMICO-MINÉRALOGIQUE.....	26
III.1. FORMATIONS FERRIFÈRES RUBANÉES.....	28
III.1.1. BIFs à pyroxène.....	28
III.1.2. BIFs à trémolite.....	30
III.1.3. BIFs à chlorite et sulfures.....	33
III.2. ROCHES HÔTES.....	35
III.2.1. Schistes.....	35
III.2.1.1. Schistes à épidote et chlorite.....	35
III.2.1.2. Chloritoschistes.....	38
III.2.2. Gneiss.....	39
III.2.2.1. Gneiss à grenat et pyroxène.....	39
III.2.2.2. Gneiss à grenat et plagioclase.....	46
III.3. ESTIMATIONS DES CONDITIONS P-T.....	47
CHAPITRE IV : ÉTUDES GÉOCHIMIQUE ET GÉOCHRONOLOGIQUE.....	51
IV.1. ÉTUDE GÉOCHIMIQUE.....	52
IV.1.1. Caractères chimiques des formations ferrifères.....	52
IV.1.1.1. BIFs à trémolite.....	52
IV.1.1.2. BIFs à chlorite et sulfures.....	57
IV.1.1.3. BIFs à pyroxène.....	60
IV.1.2. Caractères chimiques des roches hôtes.....	62
IV.1.2.1. Éléments majeurs.....	62
IV.1.2.2. Éléments en traces.....	63
IV.1.2.3. Terres rares.....	65
IV.1.3. Effet du métamorphisme / altération hydrothermale sur la mobilité des éléments chimiques.....	67
IV.1.4. Reconstitution des protolites.....	70
IV.2. ÉTUDE GÉOCHRONOLOGIQUE.....	71
IV.2.1. Choix et étude des zircons.....	72
IV.2.1.1. Morphologie et structure des zircons analysés.....	72
1. Zircons des BIFs à chlorite et sulfures (BD5).....	72
2. Zircons des gneiss à grenat et pyroxène (KD7).....	74
IV.2.2. Signification de la morphostructure des zircons analysés.....	76
IV.2.3. Résultats des analyses radiométriques.....	76
IV.2.3.1. BIFs à chlorite et sulfures (BD5).....	76
IV.2.3.2. Gneiss à grenat et pyroxène (KD7).....	78
CHAPITRE V : INTERPRÉTATION – DISCUSSION ET CORRÉLATIONS RÉGIONALES.....	81
V.1. PÉTROGRAPHIE, MINÉRALOGIE ET CONDITIONS P ET T DU MÉTAMORPHISME.....	82

V.2. CARACTÈRES GÉOCHIMIQUES	83
V.2.1. Origine des formations ferrifères.....	83
V.2.2. ENVIRONNEMENT DE DÉPOT DES BIFS	87
V.3. SIGNIFICATION GÉOCHRONOLOGIQUE	89
V.4. CONTEXTE TECTONIQUE	91
V.5. CORRÉLATIONS RÉGIONALES	92
V.5.1. Corrélation avec le groupe de l'Ogooué au Gabon	92
V.5.2. Corrélation avec la chaîne de la RCA	93
V.5.3. Corrélation avec la chaîne orogénique transamazonienne du NE Brésil.....	94
CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES.....	97
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	100
ANNEXES.....	121

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Carte de localisation du secteur Kouambo – Bibolé.....	7
Figure 2: Bloc diagramme de la zone d'étude.	8
Figure 3: Carte du réseau hydrographique du secteur Kouambo-Bibolé.	10
Figure 4 : Diagramme ombrothermique appliqué aux données climatiques de la station météorologique de Kribi.	11
Figure 5: Carte géologique du Cameroun montrant la localisation de la localité de Kouambo - Bibolé et les principaux domaines lithotectoniques	13
Figure 6 : Carte géologique du Sud-Ouest Cameroun.....	19
Figure 8 : Caractéristiques macroscopiques et microscopiques des BIFs à pyroxène.....	29
Figure 10 : Caractéristiques macroscopiques et microscopiques des BIFs à trémolite...	31
Figure 11 : Diagramme de classification des amphiboles des BIFs à trémolite.....	32
Figure 12 : Caractéristiques macroscopiques et microscopiques des BIFs à chlorite et sulfures..	34
Figure 16 : Caractéristiques macroscopiques et microscopiques des gneiss à grenat et plagioclase.	47
Figure 17 : Diagramme P-T des gneiss à grenat et pyroxène de Kouambo.....	48
Figure 18 : Diagramme Pression-Température montrant les conditions du métamorphisme granulitique des gneiss à grenat et pyroxène de Kouambo.	49
Figure 19 : Carte géologique de Kouambo-Bibolé.	50
Figure 21 : Spectres des terres rares des BIFs de Kouambo.....	58
Figure 22 : Diagrammes binaires de quelques éléments majeurs des BIFs à chlorite et sulfures en fonction de Fe_2O_3	59
Figure 23 : Diagrammes binaires de quelques éléments majeurs des BIFs à pyroxène en fonction de Fe_2O_3	61
Figure 24 : Spectres des terres rares des gneiss normalisés par rapport à la chondrite .	65
Figure 25 : Diagramme d'altération ICCP vs IA.	68
Figure 26 : Diagrammes binaires de variation de quelques éléments majeurs et traces en fonction de Zr pour les gneiss de Kouambo.....	69
Figure 27 : Diagramme ternaire MgO-K ₂ O-Na ₂ O (De la Roche, 1965) montrant le protolite des gneiss du secteur Kouambo.	70
Figure 28 : Diagramme de classification des protolites des gneiss de Kouambo.....	71

Figure 29 : Images cathodoluminescence (CL) des zircons des BIFs à chlorite et sulfures (BD5).....	73
Figure 30 : Images cathodoluminescence (CL) des zircons des gneiss à grenat et pyroxène (KD7).	75
Figure 31 : Diagramme Concordia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) des zircons de l'échantillon de BIF à chlorite et sulfures.	77
Figure 32 : Diagramme Concordia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) des zircons de l'échantillon de gneiss à grenat et pyroxène.....	79
Figure 33 : Diagrammes binaires de variation des BIFs de Kouambo..	84
Figure 34 : Spectres des moyennes des REY des BIFs de Kouambo normalisés en fonction de PAAS (McLennan, 1989) et comparé avec la moyenne d'autres BIFs du Complexe du Ntem et du Craton au Nord de la Chine.....	86
Figure 35 : Modèles conservateurs de mélange à deux composants.....	86
Figure 36 : Diagramme des anomalies en Ce et Pr des BIFs de Kouambo.....	88
Figure 37 : Schéma montrant le modèle de dépôt probable des BIFs du secteur Kouambo-Bibolé.....	89
Figure 38 : Diagrammes de discrimination du contexte tectonique.....	92

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Rélevés climatiques mensuels moyens pour la période (2010-2020).	10
Tableau 2 : Composition chimique des magnétites des BIFs du secteur d'étude.....	31
Tableau 3 : Composition chimique des pyroxènes des BIFs et des gneiss du secteur d'étude.	32
Tableau 5 : Composition chimique des plagioclases des gneiss et des schistes du secteur d'étude.	42
Tableau 6 : Composition chimique des minéraux opaques et accessoires des gneiss et schistes.	43
Tableau 8 : Composition chimique des biotites des gneiss à grenat et pyroxène de Kouambo.	45
Tableau 9 : Caractéristiques pétrographiques des formations géologiques du secteur d'étude.	50
Tableau 10 : Composition chimique des éléments majeurs (%) des formations ferrifères de Kouambo.	53
Tableau 11 : Composition chimique des éléments traces (ppm) des formations ferrifères de Kouambo.	54
Tableau 12 : Composition chimique des éléments terres rares (ppm) des formations ferrifères de Kouambo.	55
Figure 20 : Diagrammes binaires de quelques éléments majeurs des BIFs à trémolite en fonction de Fe ₂ O ₃ (a, b et c) et TiO ₂ (d).	56
Tableau 13 : Matrice de corrélation des BIFs à trémolite.....	56
Tableau 14 : Matrice de corrélation des BIFs à chlorite et sulfures.....	59
Tableau 15 : Matrice de corrélation des BIFs à pyroxène.....	61
Tableau 16 : Composition chimique en éléments majeurs (%) des gneiss de Kouambo.	63
Tableau 19 : Données SIMS U-Pb sur zircon des BIFs à chlorite et sulfures (Echantillon BD5).	78
Tableau 20 : Données SIMS U-Pb sur zircon de l'échantillon de gneiss à grenat et pyroxène (KD7) associé au BIF à pyroxène.	80

LISTE DES ABRÉVIATIONS

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

Amp : Amphibole	Py : Pyrite	Ab : Albite
Bt : Biotite	Qz : Quartz	
Chl : Chlorite	Ser : séricite	
Ccp : Chalcopyrite	Spn : Sphène	
Ep : Épidote	Tr : Trémolite	
Grt : Grenat	Omp : Omphacite	
Ilm : Ilménite	Zo : Zoisite	
Kfs : Feldspath potassique	Mus : Muscovite	
Mag : Magnétite	Ky : Disthène	
Mar : Martite	Opq : Minéraux opaques	
Opx : Orthopyroxène	Hyp : Hypersthène	
Pl : Plagioclase	Aug : Augite	

- **Autres abréviations**

BIF : Formations Ferrifères Rubanées	SIG : Système d'Information Géographique
CCC : Cisaillement Centre Camerounais	
CPNE : Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale	
FA : Faille de l'Adamaoua	
FS : Faille de la Sanaga	
FTB : Faille de Tibati – Banyo	
HFSE : High Field Strength Elements (Eléments à fort potentiel ionique)	
HREE : Heavy Rare Earth Element (Terres Rares Lourdes)	
LREE : Light Rare Earth Element (Terres Rares Légères)	
RCA : République Centrafricaine	
REE : Rare Earth Element (Terres Rares)	
TTG : Trondjémite, Tonalite, Granodiorite	
ICCP : Index Chlorite-Carbonate- Pyrite	
IA : Index d'Altération	
PAAS : Post Archean Australian Shale	
GPS : Global Positioning System	

RÉSUMÉ

Le secteur Kouambo - Bibolé est situé dans la région du Sud Cameroun et appartient au Complexe du Nyong. Ce secteur est compris entre les parallèles 2°59'24''N et 3°04'48''N et les méridiens 10°20'24''E et 10°25'48''E. Le travail effectué dans ce secteur porte sur la pétrogenèse des formations ferrifères et de leurs roches hôtes et a pour but de déterminer l'origine, le contexte tectonique et l'âge de la minéralisation en fer. Afin d'atteindre cet objectif, 40 échantillons de roches ont été recoltés sur le terrain dont 15 pour les formations ferrifères et 25 pour les roches hôtes. En laboratoire, 20 lames minces de roche standard et 20 lames minces de roches polies ont été confectionnées. Les analyses chimico-minéralogiques ont été faites sur la magnétite, le pyroxène, l'amphibole, le grenat, le plagioclase, la biotite et les minéraux opaques. 30 analyses géochimiques sur roche totale ont été effectuées par Fluorescence aux Rayons X (XRF) pour les éléments majeurs, et par spectrométrie de masse couplée au plasma d'induction (ICP-MS) pour les éléments traces. 2 échantillons de roches (le gneiss à grenat et pyroxène et le BIF à chlorite et sulfures) ont été datés par la méthode SIMS U-Pb sur zircon.

Les résultats obtenus ont révélé que, sur le plan pétrographique, le secteur Kouambo - Bibolé est constitué d'un ensemble métamorphique composé de formations ferrifères rubanées ou Banded Iron Formation (BIF) de type oxyde (BIF à pyroxène et BIF à trémolite) et de type mixte oxyde-silicate (BIF à chlorite et sulfures), des gneiss à grenat et pyroxène, des gneiss à grenat et plagioclase, des chloritoschistes et des schistes à chlorite et épidote. Ces entités lithologiques ont toutes des microstructures granoblastiques hétérogranulaires et des associations minéralogiques allant du faciès schiste vert au faciès granulite. L'estimation des conditions thermodynamiques du pic métamorphique donne des températures comprises entre 777 et 982°C et des pressions de l'ordre de 4 à 5 Kb, soit un gradient HT-BP.

Sur le plan chimico-minéralogique, la magnétite est le principal minéral ferrifère avec des teneurs très élevées en FeO (87,82-92,54%) et des teneurs très faibles en Al₂O₃ (0,05 – 2,40 %) et TiO₂ (0,01 – 0,34 %). La trémolite est l'amphibole présente dans les BIFs à trémolite et est riche en FeO (12,60 -16,98 %), MgO (10,91-16,07 %) et CaO (8,67-12,41%). Les pyroxènes présents dans les BIFs à pyroxène sont en majorité des hypersthènes (En₅₇₋₅₈Fs₄₀₋₄₁Wo₁₋₂) et minoritairement de l'augite (En₃₇Fs₁₈Wo₄₄₋₄₆).

Sur le plan géochimique, les BIFs du secteur Kouambo ont des teneurs moyennement élevées en SiO₂ (39,49-56,21 %) et en Fe₂O₃ (36,37-55,97 %), caractéristiques des sédiments chimiques purs. Cependant, les teneurs en Al₂O₃ (1,17-1,27 %) et TiO₂ (0,05-0,12 %) indiquent un léger apport détritique dans le milieu du dépôt. Les spectres des terres rares des BIFs normalisés par rapport au PAAS sont caractérisés par des anomalies nulles à positives en Eu ((Eu/Eu*)_{PAAS} = 0,92-2,22). Les rapports moyens Y/Ho des BIFs à trémolite et des BIFs à pyroxène sont respectivement 33,09 et 29,26 tandis que les BIFs à chlorite et sulfures présentent un rapport Y/Ho moyen de 24,92. Ces valeurs suggèrent que les BIFs de Kouambo auraient été précipités à partir de solutions composées d'environ 30 % d'eau de mer et 70 % de composants hydrothermaux. La présence des anomalies négatives en Ce dans les BIFs à trémolite est attribuée à un environnement de dépôt oxydant tandis que l'absence d'anomalies en Ce dans les BIFs du faciès mixte oxyde-silicate et des BIFs à pyroxène suggère des conditions réductrices ou anoxiques. Les métavolcanites (gneiss à grenat et plagioclase) du

secteur d'étude ont une affinité calco-alkaline et dériveraient d'un contexte de marge continentale.

Sur le plan géochronologique, les BIFs à chlorite et sulfures ont un âge maximal de dépôt de 2466 ± 62 Ma et marqueraient le début de l'augmentation de l'oxygène atmosphérique connu sous le nom de "Grand Evènement d'Oxydation" dans le Craton du Congo. Ces BIFs ont subi un métamorphisme/métasomatisme à 2078 ± 10 Ma et à 688 ± 46 Ma correspondant aux orogénèses Eburnéenne/Transamazonienne et Panafricaine. Les zircons des gneiss à grenat et pyroxène quant à eux donnent un âge dominant Mésoarchéen de 2857 ± 47 Ma qui caractérise directement l'âge de dépôt des BIFs à pyroxène associés.

Mots clés : Kouambo, Pétrogenèse, Roches hôtes, BIFs, Craton du Congo, Complexe du Nyong.

ABSTRACT

The Kouambo area is located in the southern region of Cameroon and belongs to the Ntem complex, more precisely to the Nyong group (western part of the Ntem Complex). This sector lies between latitude 2°59'24"N and 3°04'48"N and longitude 10°20'24"E and 10°25'48"E. The work carried out in this sector focuses on the petrogenesis of the iron formations and their host rocks and aims to determine the origin, tectonic setting and age of the iron mineralization. In order to achieve this objective, a total of 40 rocks samples (15 from the iron formations and 25 from the host rocks) were collected in the field. In the laboratory, 20 standard and 20 polished rock thin sections were made. The Electro Probe Micro Analyses (EPMA) were done on magnetite, pyroxene, amphibole, garnet, plagioclase, biotite and opaque minerals. 30 whole rock geochemical analyses were performed by X-ray Fluorescence (XRF) for major elements, and by Induction Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS) for trace elements. 2 rock samples (garnet and pyroxene gneiss and chlorite - sulfide BIF) were dated by SIMS U-Pb on zircon method.

The results obtained revealed that, petrographically, this area consists of a metamorphic set made of oxide-type (pyroxene BIF and tremolite BIF) and mixed oxide-silicate type (chlorite-sulfide BIF) banded iron formations, as well as host rocks including garnet-pyroxene gneiss, garnet-plagioclase gneiss, phyllite, and epidote-chlorite schists. All these rocks have heterogranular granoblastic microstructures and mineralogical associations ranging from greenschist to granulite facies metamorphism. The thermodynamic estimation has revealed that of the P-T conditions of metamorphic peak range between 777 and 982°C and 4 to 5 Kb, implying a High Temperature-Low Pressure metamorphic gradient.

The EPMA data have revealed that magnetite is the main iron mineral with very high FeO contents (87.82-92.54%) and very low Al₂O₃ (0.05 - 2.40%) and TiO₂ (0.01 - 0.34%) contents. Tremolite is the amphibole present in the tremolite BIFs and shows high FeO (12.60 -16.98%), MgO (10.91-16.07%) and CaO (8.67-12.41%) contents. Pyroxene of the pyroxene BIFs has mostly the composition of hypersthene (En₅₇₋₅₈Fs₄₀₋₄₁Wo₁₋₂) with minor proportion of augite (En₃₇Fs₁₈Wo₄₄₋₄₆).

Geochemically, the BIFs of the Kouambo area have high SiO₂ (39.49-56.21%) and Fe₂O₃ (36.37-55.97%) contents, characteristic of pure chemical sediments. However, Al₂O₃ (1.17-1.27%) and TiO₂ (0.05-0.12%) contents indicate a slight detrital input into the depositional environment. The PAAS-normalized REE–Y patterns of the Kouambo BIFs are characterized by null to positive Eu anomalies ((Eu/Eu*)_{PAAS} = 0.92-2.22). The average Y/Ho ratios of tremolite BIFs and pyroxene BIFs are 33.09 and 29.26 respectively while the chlorite-sulfide BIFs have an average Y/Ho ratio of 24.92. These values suggest that the Kouambo BIFs would have precipitated from solutions composed of about 30% seawater and 70% hydrothermal components. The presence of negative Ce anomalies in tremolite BIFs is attributed to an oxic depositional environment while, the absence of Ce anomalies in the mixed oxide-silicate facies BIFs and pyroxene BIFs suggests reducing or suboxic conditions. The metavolcanites (garnet-plagioclase gneisses) associated with the studied BIFs have a calco-alkaline affinity and are thought to be derived from a continental margin setting.

Geochronologically, the chlorite-sulfide BIFs have a maximum depositional age (MDA) of 2466 ± 62 Ma and mark the onset of the rise of atmospheric oxygen, also known as

the "Great Oxidation Event" in the Congo Craton. These BIFs underwent metamorphism/metasomatism at 2078 ± 10 Ma and 688 ± 46 Ma corresponding to the Eburnian/Transamazonian and Pan-African orogenies. The zircons extracted from the garnet pyroxene gneisses gave a dominant Mesoarchean age of 2857 ± 47 Ma which directly constrains the depositional age of the associated pyroxene BIFs.

Key words: Kouambo, Petrogenesis, Host rocks, BIFs, Congo Craton and Nyong Complexe.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1. CONTEXTE DE L'ÉTUDE ET PROBLÉMATIQUE

Le socle cratonique de l'Afrique Centrale encore connu sous l'appellation « craton du Congo » est composé en majeure partie des roches archéennes (3186-2500 Ma) sur lesquelles reposent les roches paléoprotérozoïques et néoprotérozoïques (Feybesse et al., 1998 ; Shang et al., 2004a, 2010 ; Talla Takam et al., 2009). Ce craton est représenté au Cameroun par le Complexe du Ntem et le Complexe du Nyong (Bessoles et Trompette, 1980 ; Maurizot et al., 1986 ; Nédélec et al., 1990 ; Shang et al., 2010). ces deux complexes sont limités au nord par le groupe de Yaoundé (Nzenti et al., 1984, 1999 ; Barbey et al., 1990 ; Mvondo et al., 2003 ; Toteu et al., 2006) qui correspond à l'extrémité sud de la ceinture orogénique en Afrique Centrale. Ce groupe chevauche vers le sud, le Complexe du Ntem (Nzenti et al., 1984 ; Nédélec et al., 1986 ; Mvondo et al., 2007 ; Owona et al., 2012). Ces Complexes sont constitués de charnockites paléo- à méso-archéens et tardi-archéens, de roches vertes d'âge Mésoarchéen, de Tonalites Trondhjémites Granodiorites (TTG) d'âge Paléo-archéen, de dykes doléritiques, de granites hyperpotassiques (Nédélec et al., 1990 ; Tchameni et al., 2001 ; Shang et al., 2001, 2004b, 2010) de granitoïdes et syénites montrant des affinités calco-alcaline et alcaline (Kornprobst et al., 1976 ; Tchameni et al., 2000, 2001 ; Pouclet et al., 2007). Les roches vertes constituent un composant principal des terrains cratoniques. Dans ces domaines anciens, plusieurs processus géologiques ont oblitéré les caractéristiques primaires de ces roches volcano-sédimentaires, qui constituent de véritables cibles d'exploration des ressources minérales (eg. Milési et al., 2006 ; Suh et al., 2008). La ceinture de roches vertes de ces Complexes du Ntem et du Nyong qui s'étend sur près de 500 km, de Mbalam à Kribi, semble être une bonne cible pour le minerai le fer (Ganno et al., 2018). C'est ainsi que depuis deux décennies, cette ceinture est très attractive comme en témoigne l'importante mobilisation des sociétés minières nationales et internationales qui y détiennent des permis de recherche. C'est ainsi que plusieurs indices/gites/gisements de fer ont ainsi été découverts, notamment à Mbalam (Suh et al., 2008 ; Nforba et al., 2011 ; Chombong et al., 2013 ; Ilouga et al., 2013), Nkout (Anderson et al., 2014 ; Ndime et al., 2018, 2019), Bikoula (Teutsong et al., 2017), Meyomessi et Elom (Ganno et al., 2015, 2018) dans le Complexe du Ntem ; à Kouambo (Ganno et al., 2017), Kpwa-Atog Boga (Soh Tamehe et al., 2018), Gouap-Nkollo (Soh Tamehe et al., 2019, 2021), Grand Zambi (Ganno et al., 2016, Moudioh et al., 2020), Kelle Bidjoka (Nzepang Tankwa et al., 2021) et au Sud de Kribi (gisement des Mamelles, Teutsong et al., 2020) pour ce qui est du Complexe du Nyong.

Le secteur Kouambo - Bibolé appartient au Complexe du Nyong qui résulterait de la collision des cratons du Congo et de São-Francisco entre 2400-1800 Ma (Feybesse et al., 1998 ; Penaye et al., 2004 ; Lerouge et al., 2006; Owona et al., 2020). Les travaux récents sur le Complexe du Nyong mettent en exergue les éclogites, les serpentinites, les granulites mafiques, la suite TTG, les métasyénites, les amphibolites, les quartzites, les schistes et les formations ferrifères rubanées ou BIFs (Loose et Schenk, 2018 ; Nga Essomba et al., 2020 ; Moudioh et al., 2020 ; Owona et al., 2020, 2021 ; Soh Tamehe et al., 2021). La bordure nord-ouest du Complexe du Nyong à Eséka quant à elle met en évidence des roches métasédimentaires et des métavolcanites (Ndema Mbongue et al., 2014), des granulites mafiques et des éclogites (Loose et Schenk, 2018), des roches serpentinisées associées aux éclogites metabasites paléoproterozoïques (Bouyo Houketchang et al., 2019), des péridotites serpentinisées à Song-Hot au Sud d'Eséka (Nga Essomba et al., 2019). Des travaux préliminaires dans le secteur Kouambo (Djoukouo Soh, 2016 ; Ganno et al., 2017) ont montré qu'il est constitué de gneiss divers, de schistes et de formations ferrifères qui ont subi un métamorphisme dans les faciès amphibolite de haut degré et schiste vert. Les BIFs de Kouambo sont marqués par une alternance de lits clairs riches en quartz et de lits sombres riches en magnétite/hématite et appartiennent au faciès oxyde. Les éléments structuraux enregistrés par les entités rocheuses ont permis de distinguer trois (03) phases de déformation. La première phase de déformation (D_1) est de tectonique compressive et est marquée par la foliation S_1 d'attitude moyenne $N070^\circ E 52^\circ SW$ et par les boudins β_1 . La deuxième phase de déformation (D_2) est également de tectonique compressive et est marquée par les plans de cisaillement C_2 et par les plis P_2 . La troisième phase de déformation (D_3) est essentiellement cassante et caractérisée par les fractures (filons, diaclases et linéaments hydrographiques). Les études géochimiques des BIFs de Kouambo ont révélé des teneurs assez élevées en Fe_2O_3 (52,42% en moyenne) et en SiO_2 (42,82 % en moyenne). Les teneurs en éléments contaminants ou stériles (Al_2O_3 , P_2O_5 , MgO , CaO et Ti_2O , MnO) sont faibles voire nulles. Les fortes teneurs en fer et silice sont caractéristiques des sédiments chimiques purs. Ces analyses ont aussi révélé que les BIFs de Kouambo sont caractérisés par des rapports Si/Al compris entre 35,84 et 70,32, similaires aux sédiments chimiques d'origine hydrothermale. Les spectres des terres rares sont peu fractionnés et montrent des anomalies positives en Eu ($Eu/Eu^* : 1,29 - 1,75$) et négatives en Ce ($Ce/Ce^* : 0,58 - 0,84$) ; un appauvrissement en LREE ($La_N/Yb_N : 0,65 - 1,37$) par rapport au HREE ($Tb_N/Yb_N : 1,36 - 1,83$) et des rapports

Y/Ho compris entre 27,4 - 33 (moyenne : 29,47). Ces comportements des terres rares sont la caractéristique des gisements hydrothermaux.

Ces résultats préliminaires nous ont permis de mieux cerner le métamorphisme, la déformation et les minéralisations en fer associées à ce secteur. Cependant, le secteur Kouambo faisant partie intégrante du Complexe du Nyong, la stratigraphie de ses différentes entités lithologiques ainsi que la pétrogenèse des formations ferrifères et de leurs roches hôtes n'est pas connue ; ce qui limite les corrélations entre les formations ferrifères de Kouambo et les autres formations ferrifères les mieux étudiées (Mbalam, Nkout, Gouap) du craton du Congo au Cameroun. De plus, l'étude des BIFs aide à reconstituer l'évolution de l'atmosphère et des océans archéens (Sessions et al., 2009). C'est ainsi que peu de données géochimiques et aucune donnée géochronologique de la région de Kouambo n'existent dans la littérature. Le modèle génétique ainsi que le contexte tectonique et l'environnement de dépôt des formations ferrifères ne sont pas encore caractérisés.

2. Objectifs

Afin de comprendre les points obscurs sus-évoqués, le présent travail sur la pétrogenèse des formations ferrifères de Kouambo et de leurs roches hôtes a pour but de déterminer l'origine, le contexte tectonique et l'âge de la minéralisation en fer. Les objectifs spécifiques sont :

- 1) déterminer les relations entre les roches hôtes et les formations ferrifères ;
- 2) donner la minéralogie des formations ferrifères et de leurs roches hôtes ;
- 3) déterminer la source de la silice et du fer de ces roches afin de clarifier leur origine et leur environnement de dépôt ;
- 4) déterminer l'âge de la minéralisation et des roches associées pour des fins lithostratigraphiques ;
- 5) comparer les formations ferrifères de Kouambo - Bibolé avec celles mieux étudiées.

3. Structure du mémoire

L'ossature de ce travail comprend, en plus de l'introduction et de la conclusion générale, cinq (05) chapitres :

- le chapitre 1 présente les cadres géographique et géologique de la zone d'étude ;
- le chapitre 2 est consacré à la méthodologie du travail, que ce soit sur le terrain ou en laboratoire, ainsi que le matériel ayant servi à l'acquisition des données ;

- le chapitre 3 porte sur l'inventaire lithologique et l'étude pétrographique et minéralogique des différentes formations rencontrées dans la zone d'étude ;
- le chapitre 4 traite des caractères géochimiques et de l'étude géochronologique des différentes formations, la nature des protolites et de l'environnement de dépôt ;
- le chapitre 5 est consacré à l'interprétation et discussion des résultats obtenus et aux corrélations locale et régionale.

CHAPITRE I : CADRES GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

I.1. MILIEU GÉOGRAPHIQUE

I.1.1. Localisation

Le secteur d'étude est situé dans la région du Sud-Cameroun. Il appartient au département de l'Océan, arrondissement de Bipindi. Sur le plan géographique, le secteur est compris entre les parallèles 2°59'24''N et 3°04'48''N et les méridiens 10°20'24''E et 10°25'48''E. Il s'étend du village Kouambo au nord au village Bibolé au sud et couvre une superficie d'environ 77 km². Dans la suite du travail, l'appellation "Kouambo - Bibolé" a été retenue pour désigner notre secteur d'étude.

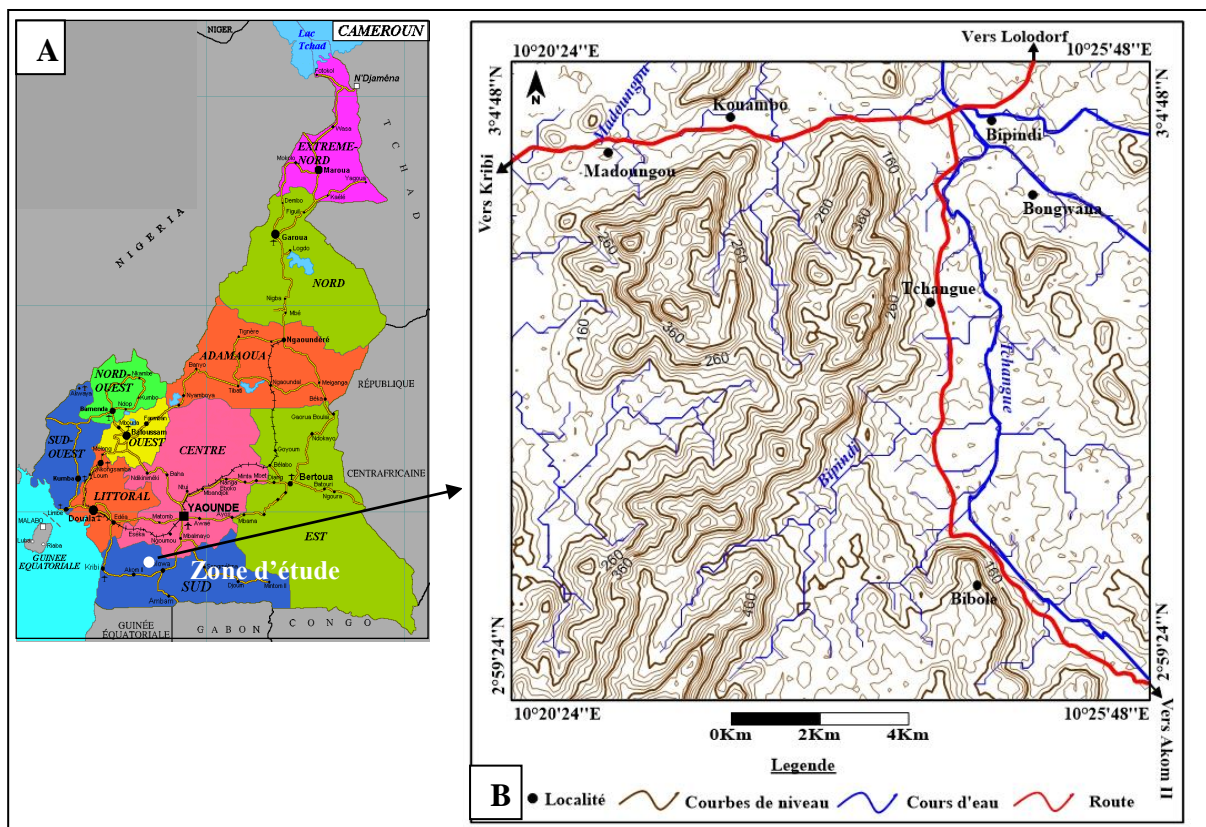


Figure 1: Carte de localisation du secteur Kouambo - Bibolé. A) Carte administrative du Cameroun montrant la localisation du secteur d'étude dans la région du sud. B) Carte topographique du secteur d'étude (extraite de la carte forestière d'Edéa). Courbes de niveaux générées à partir de l'image satellite SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) N° f03_n00e010.

I.1.2. Géomorphologie

I.1.2.1. Orographie

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

Les observations faites sur le terrain couplées à l'analyse de la carte topographique (Figure 1) et du bloc diagramme (Figure 2) indiquent que le secteur Kouambo-Bibolé est fait de pénéplaines et de plateaux. La morphologie des pénéplaines montre des altitudes comprises entre 50 et 180 mètres ; celles des plateaux varient entre 400 et 650 mètres environ. Les pénéplaines et les plateaux sont séparés entre elles par une zone intermédiaire d'altitude comprise entre 180 et 400 mètres. En conséquence, trois unités géomorphologiques ont été mises en évidence :

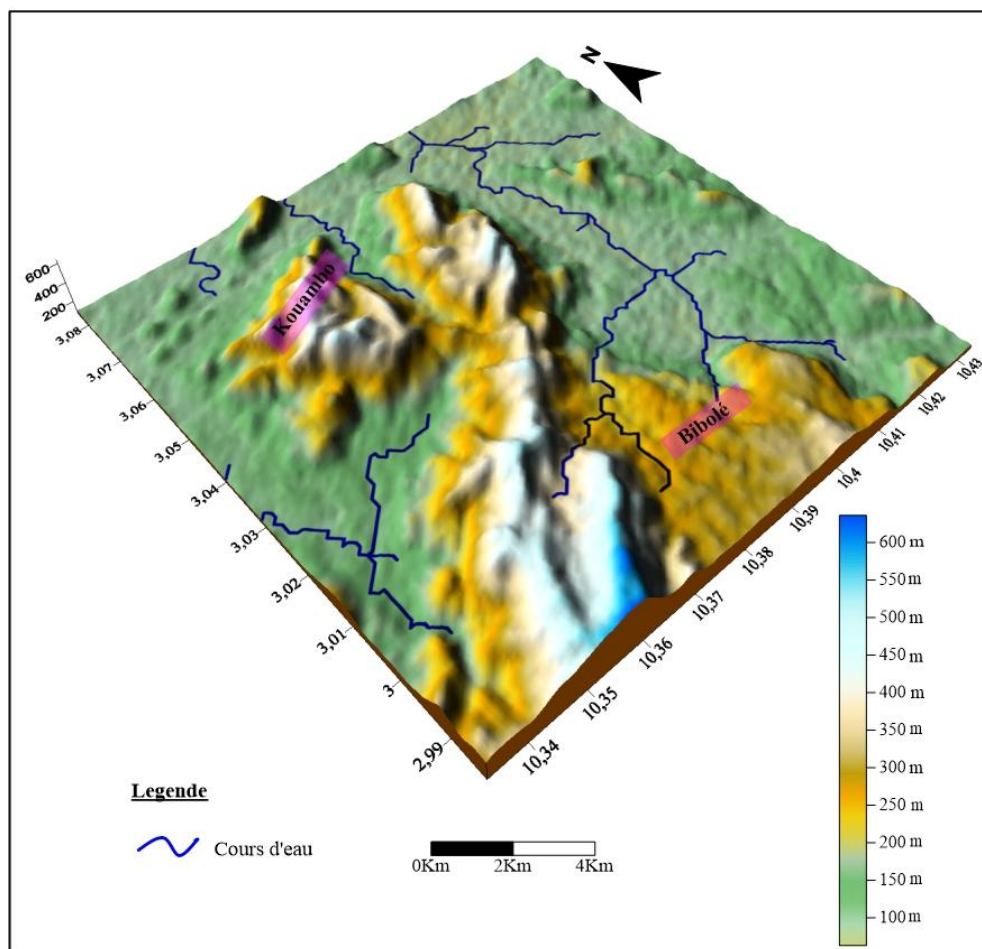


Figure 2: Bloc diagramme de la zone d'étude (généralisé à partir de l'image SRTM à l'aide du logiciel Surfer 11bits).

- l'unité morphologique basse (50 - 180 m) rencontrée principalement au nord, à l'ouest et à l'est de la zone d'étude ;
- l'unité morphologique intermédiaire (180 – 400 m) s'étendant au nord-ouest, au sud-est et au sud-ouest ;
- l'unité morphologique haute (400 - 650 m) rencontrée principalement au sud-ouest du secteur d'étude. Dans cette unité, les altitudes varient très peu et les interfluves très resserrés entre elles ont des pentes raides.

I.1.2.2. Hydrographie

Le secteur Kouambo-Bibolé appartient au bassin versant des fleuves côtiers sud, principalement dans le sous bassin de la Lokoundjé qui couvre une superficie de 5200 km² avec un débit de 28,2 m³/s (Olivry, 1986). Ce secteur est drainé par un cours d'eau principal nommé *Tchangué* qui traverse les villages Bipindi, Bongwana, Tchangué, Bibolé, Doum, et Melomba (Figure 3). Le réseau hydrographique est dendritique avec des ordres allant de 1 à 3. Les cours d'eau d'ordre 1 sont à régime saisonnier avec des lits pratiquement secs en période de sécheresse et en crue pendant la saison de pluie ; il s'agit de sources ou émergences. Les cours d'eau d'ordre 2 à 3 ont un régime permanent ou annuel.

I.1.3. Climat

Le climat du secteur Kouambo-Bibolé s'intègre dans celui du Sud Cameroun qui est équatorial de type guinéen. Situé à 40 km de Kribi, les données climatiques du secteur sont donc similaires à celles de Kribi. Les relevés climatiques sur une période de 10 ans (2010-2020) sont consignés dans le tableau I. Ces données qui représentent les moyennes mensuelles des températures et des précipitations montrent que les précipitations moyennes annuelles durant cette période s'élèvent à 228,33 mm. La température moyenne annuelle est de 25,7°C. La température moyenne mensuelle maximale est de 27°C et est enregistrée au mois de janvier tandis que la température moyenne mensuelle (24,5°C) est obtenue au mois de juillet- août. Ces variations de température sont fortement influencées par la présence de la forêt équatoriale et les courants d'air provenant de l'océan atlantique.

L'analyse du diagramme ombrothermique (Figure 4) montre un régime climatique à 4 saisons :

- une grande saison des pluies (mi-août à mi-novembre) ;
- une grande saison sèche (mi-novembre à mi-mars) ;
- une petite saison des pluies (mi-mars à mi-juillet) ;
- une petite saison sèche (mi-juillet à mi-août) ;

Toutes ces données sont caractéristiques du climat équatorial de type guinéen (Olivry, 1986).

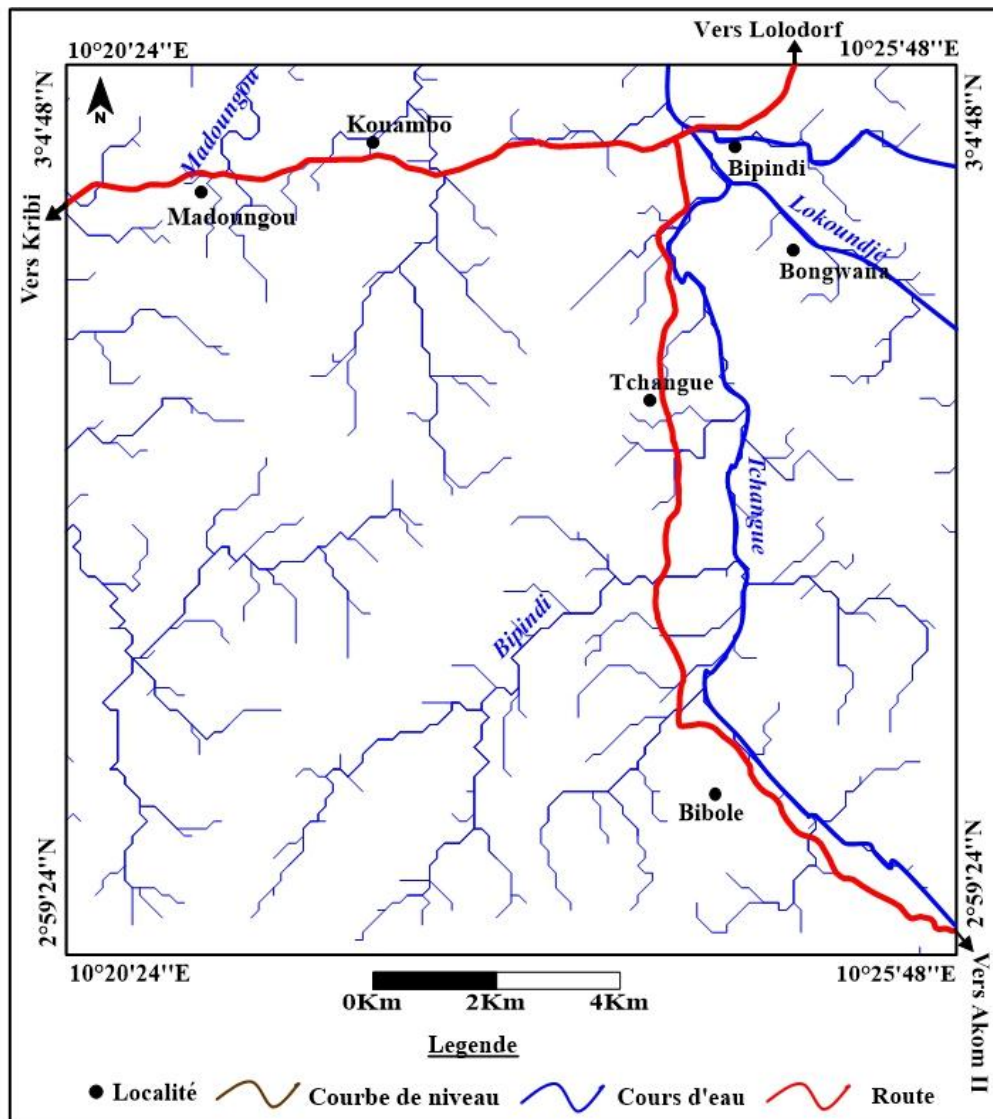


Figure 3: Carte du réseau hydrographique du secteur Kouambo-Bibolé.

Tableau 1 : Relevés climatiques mensuels moyens pour la période (2010-2020).

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

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

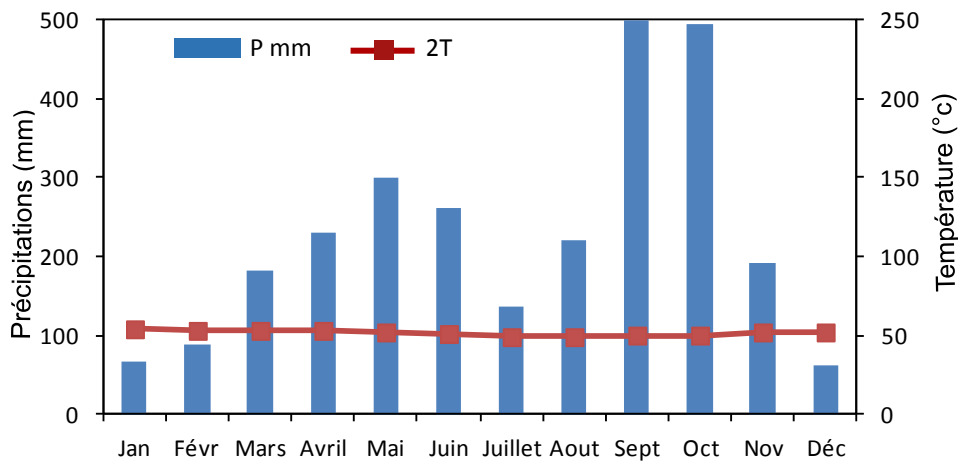


Figure 4 : Diagramme ombrothermique (Bagnouls et Gaussen, 1957) appliqué aux données climatiques de la station météorologique de Kribi.

I.1.4. Végétation et Faune

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

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

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

I.1.5. Sols

De manière générale, le Sud du Cameroun est dominé par deux types de sols : les sols ferrallitiques qui couvrent la quasi-totalité de la région et les sols hydromorphes qui sont moins répandus (Anonyme, 2009). Les sols ferrallitiques ont un horizon sableux en surface et argileux en profondeur. L'on distingue deux types de sols ferrallitiques en fonction de la couleur (Anonyme, 2008).

- les sols ferrallitiques rouges qui proviennent des roches ferrifères, des granites et des migmatites ;
- les sols ferrallitiques jaunes issues de l'altération des gneiss. Ils sont caractérisés par un faible enrichissement en humus et une texture sablo-argileuse. Ces derniers couvrent la majeure partie de la région.

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

I.1.6. Géographie humaine et économique

La population du Cameroun est répartie en plus de deux cents (200) ethnies et sa classification courante se fait essentiellement sur la base linguistique. D'après les informations recueillies à la sous-préfecture de Bipindi en 2016, la population est estimée à environ 14118 habitants avec une densité de 11 habitants au km². Cette population est essentiellement autochtone, constituée des Ngoumba, des Fangs et des Bakola (pygmées) que l'on retrouve dans les villages Kouambo, Tchangué, Bibolé, Doum et Bibindi. Les peuples allochtones ici sont représentés par les Bassa et les Bamilékés.

Les populations locales pour leur consommation cultivent les ignames (*Dioscoreasp.*), le manioc (*Manihotesculenta*), le maïs (*Zeamays*). Comme cultures de rente, l'on y rencontre des agrumes et le cacao. Les essences forestières exploitées sont : Bubinga (*Guibourtiatesmanii*), Doussier (*Afzeliiafricana*), Padou (*Afzeliabipindensis*) et Ebène (*Diospyroscassiflora*). L'élevage est peu développé, destiné essentiellement à la consommation. L'on y élève entre autres : la volaille (*Gallus gallusdomesticus*), les porcs (*Sus scrofadomesticus*), les caprins (*Capra aegagrushircus*) et les ovins (*Ovisaries*).

I.2. CADRE GÉOLOGIQUE

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

1. la Chaîne Panafricaine Nord Équatoriale (Nzenti et al., 1988, 1994) qui couvre les deux tiers du territoire depuis le groupe de Yaoundé jusqu'à l'extrême Nord ;
2. le domaine cratonique représenté par le Complexe du Ntem et le Complexe du Nyong qui constitue la bordure nord-ouest du craton du Congo (Maurizot et al., 1986 ; Tchameni et al., 2001 ; Shang et al., 2004a-b, 2007, 2010 ; Pouclet et al., 2007).

I.2.1. Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale (CPNE)

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

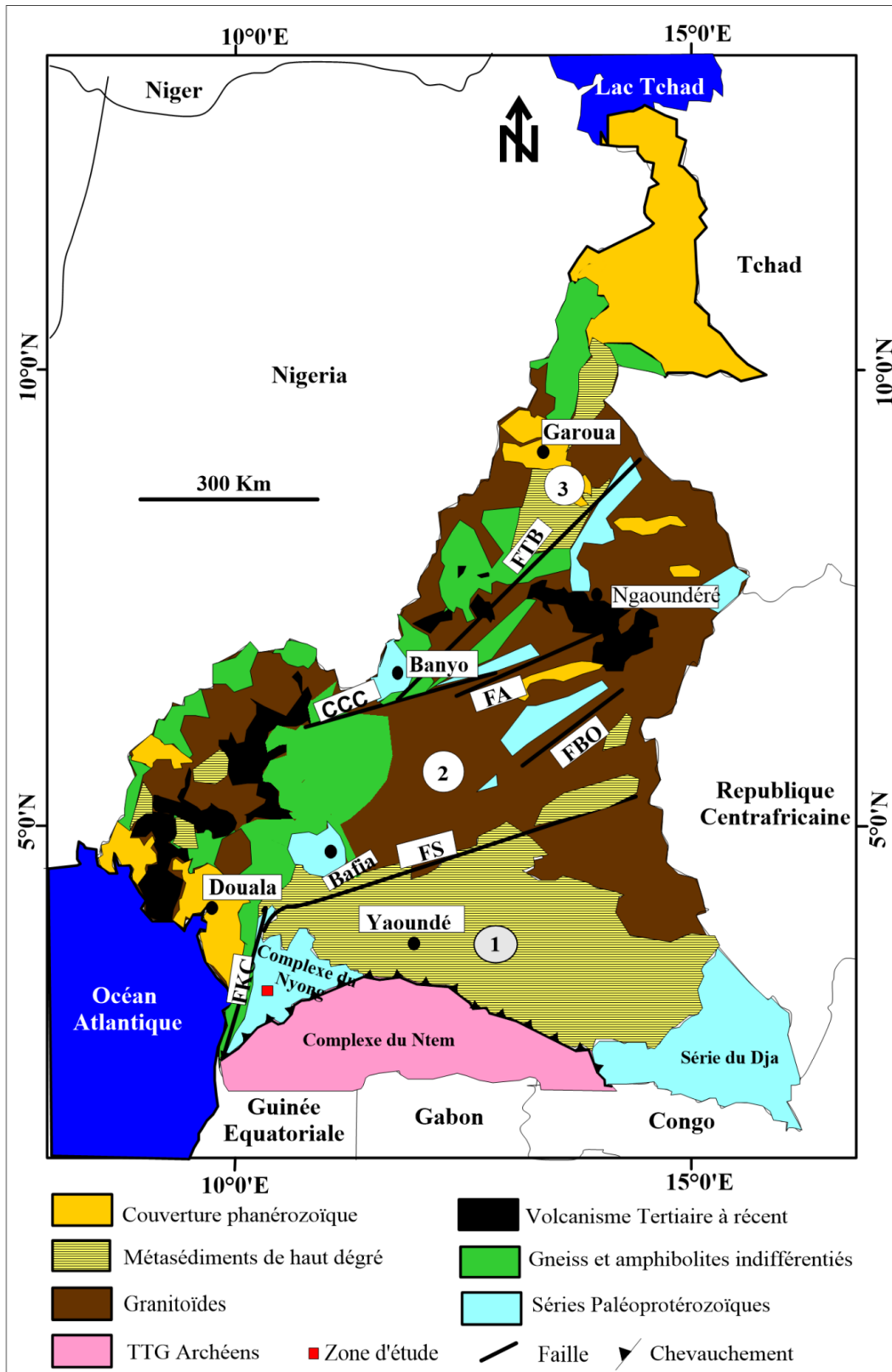


Figure 5: Carte géologique du Cameroun (Nzenti et al., 2011) montrant la localisation de la localité de Kouambo - Bibolé et les principaux domaines lithotectoniques : (1) domaine sud ; (2) domaine central ; (3) domaine nord ; CCC : Cisaillement Centre Camerounais ; FS : Faille de la Sanaga ; FTB: Faille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

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

Les travaux récents de Bouyo Houketchang et al. (2013, 2015, 2016) mettent en évidence dans les secteurs de Tcholliré-Banyo, Rey Bouba de Sinasi des granulites qui s'individualisent en métapelites et metabasites. Ces granulites ont recristallisé sous des conditions de pression et température très élevées ($P = 13-14\text{Kbar}$; $800-900^\circ\text{C}$). Ces auteurs mettent également en évidence la ceinture de roches vertes de nature calco-alcaline datée à 670 Ma (âge U- Pb sur zircon).

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

Trois phases de déformation ont été mises en évidence dans ce domaine par les travaux de ; Nzenti et al. (1994, 1999, 2007) ; Nzenti, 1998 ; Toteu et al. (2001) ; Ngako et al. (2003) ; Tanko Njiosseu et al. (2005) ; Njanko et al. (2006) ; Tchakounté et al. (2007) ; Kankeu, 2008. Ces phases sont marquées par des structures ductiles. D'autres auteurs (Ganno, 2010 ; Kouankap Nono, 2011 et Saha Fouotsa et al., 2018) distinguent quatre phases de déformation accompagnées de grands décrochements à savoir: le Cisaillement Centre Camerounais (C.C.C), la Faille de Fouban-Tibati-Banyo (FFTB) qui est un accident transcurent ductile (Nzenti et al., 1988; Ngako et al.,1991 ; 2003, Nomo Negue et al., 2017), la Faille de Bétaré-Oya (FBO) qui est un accident ductilo-fragile (Kankeu, 2008 ; Kankeu et al., 2010) et la Faille de la Sanaga (FS) qui est un accident fragile (Dumont, 1986). De nombreux auteurs (Toteu et al., 2001, 2004, 2006; Van Schmus et al., 2008; Ganwa et al.,

2016 et Nomo Negue et al., 2017) considèrent le cisaillement de Tibati-Tcholliré-Banyo comme une discontinuité majeure qui sépare le domaine Nord du domaine central.

Tchakounté et al. (2017) ont montré à partir des âges U-Pb sur zircon que les protolites de certains orthogneiss de la limite entre le domaine Nord et le domaine Sud (Adamaoua-Yadé) se seraient mis en place au cours de trois périodes distinctes: - la suite TTG dans la localité de Makénéne date de 3.0 – 2.5 Ga, elle a été affectée par une fusion partielle à 2.08-2.07 Ga durant l'orogénèse éburnéenne et par un événement magmatique avec emprunte 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.

- **Le domaine Sud-Cameroun** s'étend du Sud de Bafia jusqu'à la bordure nord du craton du Congo. Il est caractérisé par une évolution synchrone d'un métamorphisme polyphasé et monocyclique avec deux phases majeures de déformation (Nzenti et al., 1988, 1998, 1999 ; Nzenti et Tchoua, 1996 ; Ngnotué et al., 2000). Ce domaine est représenté par les formations volcano-sédimentaires du groupe de Yaoundé d'âge néoproterozoïque chevauchant vers le Sud du craton du Congo (Nédélec et al., 1986 ; Soba, 1989 ; Nzenti, 1998 ; Penaye et al., 1993 ; Nzenti et al., 1984, 1988, 1999). Le groupe de Yaoundé comprend la série de Yaoundé au centre, la série d'Ayos-Mbalmayo-Bengbis au sud, la série de Yokadouma à l'est et la série de Bafia au nord tous de formations métasédimentaires (Nzenti et al., 1984, 1998, 1999; Penaye et al., 1993; Soba, 1989 ; Nédélec et al., 1986). Les travaux de Nzenti et al. (1984, 1988) et Ngnotué et al. (2000) ont montré que ces métasédiments ont subi un métamorphisme de haute pression et haute température ($T= 750^{\circ}\text{C}-800^{\circ}\text{C}$, $P=900 - 1300 \text{ Kb}$). Toteu et al. (1994) ; Penaye et al. (1993) ; Owona et al. (2013) ont daté respectivement ce métamorphisme à $620 \pm 10 \text{ Ma}$ (âge U-Pb sur zircon), à 616 Ma (âge U-Pb sur zircon et Sm-Nd) et/ou entre $613 \pm 33 \text{ Ma}$ et $586 \pm 15 \text{ Ma}$ (âge Th-U-Pb sur monazite). Les travaux de Ngnotué et al. (2012) ont montré que le groupe de Yaoundé est composé de métasédiments et de metabasites qui ont été affecté par un métamorphisme d'âge Tonien à Sténien (911 Ma à 1122 Ma ; âge U-Pb sur zircon des métapélites). D'après Nzenti et al. (1988) et Ngnotué et al. (2000), les protolites de ces roches sont des grauwackes et des shales déposés dans un contexte de rift intracontinental ou de marge amincie. Les roches ont été affectées par deux phases de déformations associées au métamorphisme (Nzenti et al., 1988 ; Ngnotué et al., 2012). La

phase D₁ est marquée par une foliation S₀/S₁ caractérisée par un rubanement lithologique parallèle à l'orientation préférentielle des phyllosilicates dans le faciès granulite à haute température ; cette phase marque le début de la fusion partielle. Le deuxième événement D₂ est de nature compressive et est souligné par l'intrusion des roches mafiques, l'injection quartzo-feldspathique le long des cisaillements C₂, la fusion partielle in situ et le chevauchement des formations géologiques du domaine sud panafricain sur le craton du Congo. La migmatisation se développe principalement durant la seconde phase (Ngnotué et al., 2012). En plus des deux phases de déformations définies par Nzenti et al. (1988) et Ngnotué et al. (2012) dans le domaine sud panafricain; d'autres auteurs (Mvondo et al., 2003, 2007 ; Owona et al., 2010, 2013) mettent en évidence quatre (04) phases de déformation. D'après ces auteurs (Mvondo et al., 2003, 2007 ; Owona et al., 2010, 2013), les trois premières phases de déformations sont ductiles et sont associées au métamorphisme régional rétrograde à haute pression au panafricain allant du faciès granulite à amphibolite avec des conditions de pression et température variant de 800 à 575°C et 12 à 9 Kbar dans les métapélites et de 750 à 550°C et 10 à 7 Kbar dans les métadiorites (Nzenti, 1998 ; Mvondo et al., 2003 ; Owona et al., 2010). La D₁ est caractérisée par un cisaillement pur souligné par une foliation sub-horizontale S₀/S₁ et des plis P₁ observés seulement dans les quartzites et les amphibolites. La déformation D₂ est dominée par un cisaillement simple au cours de laquelle la foliation S₀/S₁ est transposée dans les métapélites et la foliation S₂ dans les métadiorites associées à la linéation L₂, cette phase est responsable du chevauchement de la nappe SSW de Yaoundé sur le complexe du Ntem (Nzenti et al., 1984, 1988 ; Nedelec et al., 1986). La D₃ est caractérisée par les plis P₃ avec des axes N-S et NE-SW parallèles à la linéation L₂ ; et des cisaillements tels que le cisaillement centre camerounais (Ngako et al., 2003). La D₄ est post-panafricaine et est caractérisée par une tectonique cassante.

I.2.2. Le domaine cratonique

Le craton du Congo et celui de São-Francisco au Brésil constituaient un seul bloc au paléoprotérozoïque au cours de l'orogénèse transamazonienne entre 2200 et 1900 Ma (Ledru et al., 1994 ; Barbosa et Sabaté, 2004). Ce bloc s'est disloqué vers 2500 Ma (Feybesse et al., 1998) en deux blocs (le craton de São-Francisco au Brésil et le craton du Congo en Afrique Centrale) séparés entre eux par l'océan atlantique durant l'ouverture de l'atlantique sud. La bordure Nord-Ouest du craton du Congo affleure au Cameroun et est représentée par deux

complexes (Figure 5) à savoir : le complexe du Ntem et complexe du Nyong (Maurizot et al., 1986).

(i) Le complexe du Ntem se caractérise par :

(1) le cycle orogénique libérien qui est marqué par la mise en place entre 3600 et 3300 Ma des protolites des roches vertes, suivie par l'intrusion de TTG (Tonalite, Trondhjemite, Granodiorite) entre 2900 et 2800 Ma (âge U/Pb sur zircon ; Toteu et al., 1994 ; Shang et al., 2004b). Ce cycle s'achève par l'intrusion entre 2600 et 2500 Ma (âges U-Pb sur zircon) de granitoïdes anatectiques de nature potassique (Feybesse et al., 1987 ; Toteu et al., 1994, 2004 ; Tchameni et al., 2000 ; Shang et al., 2001, 2010). Ce Complexe du Ntem porte l'empreinte d'une déformation D_1 exprimée par une foliation S_1 verticale orientée E-W et les plis isoclinaux P_1 le tout associé au faciès métamorphique M_1 de haut degré caractérisé par la présence de l'orthopyroxène (Shang et al., 2010);

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

- un épisode magmatique caractérisé par l'intrusion des syénites alcalines autour de 2300 Ma ;
- une deuxième phase marquée par la mise en place des dolérites vers 2100 Ma et enfin ;
- un épisode métamorphique allant des faciès des amphibolites aux granulites vers 2050 Ma. Ce cycle s'achève par des évènements thermiques et hydrothermaux autour de 1800 Ma (âges U-Pb sur zircon, Toteu et al., 1994 ; Vicat et al., 1998 ; Tchameni et al., 2001 ; Shang et al., 2007).

(ii) Le Complexe du Nyong auquel appartient le secteur d'étude comprend à la fois les matériaux archéens et paléoprotérozoïques remaniés vers 2000 Ma (Lerouge et al., 2006). Ces matériaux sont marqués dans la région d'Eséka par trois phases de déformations (Nédélec et al., 1993 ; Nga Essomba, 2001 ; Ndema Mbongue et al., 2014) associées à un métamorphisme polycyclique avec dans la partie Ouest de la série des assemblages granulitiques panafricains (600 Ma):

- la phase D_1 soulignée par une foliation S_1 horizontale à caractère régional et associée à une linéation d'étirement d'orientation variable, de larges plis ouverts et des décrochements sénestres N-S (Vicat et al., 1998) ;

- la phase D₂ à caractère transcurent ou cisailant développe des plis P₂, une schistosité S₂ associée à une linéation d'étirement L₂ et des cisaillements C₂ injectés par les mobilisats et des dolérites plus ou moins déformés ;
- la phase D₃ est marquée par des cisaillements, une schistosité, une linéation et parfois des boudins et exsudats de quartz.

Les travaux d'Owona et al. (2021) ont montré que les roches métasédimentaires du complexe du Nyong ont un âge de dépôt compris entre 2,2 et 2,4 Ga (~Rhyacien, Paléoproterozoïque précoce-moyen) et qu'elles proviennent localement du bouclier Méso-Néoarchéen du Congo (~2,8 Ga) ; elles ont été affectées par l'orogénèse Paléoproterozoïque Eburnéenne entre 2,2 et 2,0 Ga.

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

Les travaux antérieurs qui ont abouti à la carte géologique de reconnaissance dans le Sud-Ouest du Cameroun sont ceux de Maurizot et al. (1986). Ces travaux mettent en évidence les différents ensembles lithologiques du socle. A la suite de ces travaux, plusieurs auteurs ont entrepris des études plus détaillées permettant ainsi de définir les unités lithologiques du socle dans le Sud du Cameroun (Feybesse et al., 1987 ; Nzenti et al., 1988 ; Nédélec et al., 1990 ; Tchameni, 1997 ; Vicat et al., 1998 ; Shang et al., 2001, 2004a, b ; 2007 ; Ndong Bidzang et al., 2016a, b).

Le Complexe du Nyong, auquel appartient notre secteur d'étude, s'intègre dans le Complexe du Ntem. Plusieurs travaux ont déjà été menés dans ce Complexe. Ces travaux révèlent que le Complexe du Nyong est constitué des roches magmatiques et métamorphiques. Les roches magmatiques sont composées de massifs syénitiques à Akongo Lolodorf (Edimo, 1985), de TTG gneissifiés à Eséka-Makak (Nédélec et al., 1993), de TTG, des syénites méta-alumineuses et hyperalcalines à Ngomezap et à Ebolowa (Vicat, 1998 ; Tchameni et al., 2001) et d'un réseau filonien particulièrement basique à ultrabasique à Abiété-Yenjok constitué de deux familles dont l'une péridotitique à hazburgite et dunitite et l'autre gabbroïque (Ngo Bidjeck, 2004). Les migmatites et des micaschistes affleurent à Eséka-Makak (Nédélec et al., 1993). Plusieurs roches métamorphiques ont été mises en exergue dans le Complexe du Nyong.

Ces roches sont faites de quartzites ferrifères qui ont été signalés dans la localité de Lolodorf-Ngomezap (Tchameni, 1997) ; de micaschiste, de gneiss et de pyroxénite qui affleurent à Ngomezap et à Ebolowa (Vicat, 1998 ; Tchameni et al., 2001) ; de gneiss à

orthopyroxène, de gneiss à biotite et hornblende, de gneiss à grenat et orthopyroxène, de gneiss à biotite et hornblende, de pyroxénites à amphibole et grenat (Maurizot et al., 1986 ; Lerouge et al., 2006). Des travaux récents révèlent des minéralisations en fer dans le Complexe du Nyong (Ganno et al., 2016, 2017 ; Soh Tamehe et al., 2018, 2019, 2021 ; Moudioh et al., 2020 ; Nzepang Tankwa et al., 2020 ;). Outre les ensembles lithologiques rencontrés dans ce complexe, une multitude de travaux ont été entrepris au cours de ces dernières années. Ces travaux stipulent que le secteur d'Eséka est constitué de (1) roches métasédimentaires (schiste, micaschiste à grenat) et méta-ignées (gneiss, amphibolites, pyribolite et pyrigarnite ; Ndema Mbongue et al., 2014) ; (2) granulites mafiques et des éclogites (Loose et Schenk, 2018) ; (3) roches serpentinisées associées aux éclogites metabasites paléoprotérozoïques (Bouyo Houketchang et al., 2019) ; (4) péridotites serpentinisées à Song-Hot au sud d'Eséka (Nga Essomba et al., 2020).

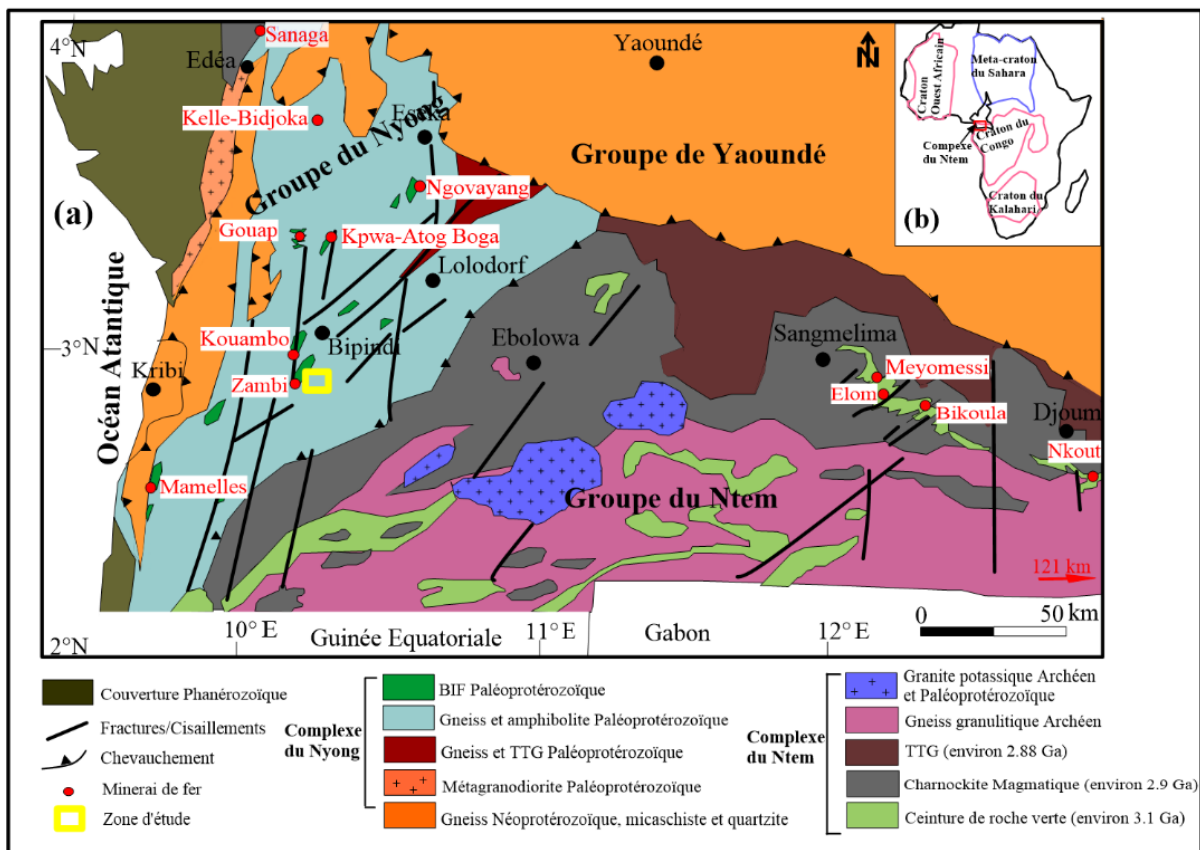


Figure 6 : Carte géologique du Sud-Ouest Cameroun [adapté d'après Maurizot et al. (1986); Feybesse et al. (1998) ; Tchameni et al. (2000, 2001); Shang et al. (2001, 2004a,b, 2010) et Pouclet et al. (2007)].

En plus des travaux pionniers sus-évoqués, la région du Sud Cameroun en général et le Complexe du Nyong en particulier a fait l'objet, ces dernières années, de plusieurs

investigations géologiques. Ces investigations mettent en exergue dans ce complexe un ensemble lithologique essentiellement métamorphique composé de metabasites et de métasédiments. En particulier, ces roches sont à prédominance des complexes basiques (pyribolites, les gneiss à pyroxène et amphibole et les gneiss à pyroxène, les pyrigarnites, les gneiss à grenat, les amphibolites à grenat et les quartzites à grenat, les pyrigarnites à amphibole) caractérisées par des assemblages typomorphiques de faciès granulite montrant une évolution rétrograde dans le faciès amphibolites et des assemblages coronitiques à Opx+Grt +Op et à Opx + Hbl + Op (Nga Essomba, 2020 ; Ndema Mbongue et al., 2014).

Dans la localité de Kpwa-Atog Boga, les formations pétrographiques (pyribolites litées, gneiss, pyrigarnites, biotites et formations ferrifères) montrent une évolution métamorphique prograde puis rétrograde due à la déstabilisation de la paragenèse granulitique dans les faciès amphibolites et schiste vert (Nzepang Tankwa, 2013). Les analyses SHRIMP sur des zircons détritiques de métasédiments (BIFs, gneiss à orthopyroxène, gneiss à grenat) donnent des âges mésoarchéens et paléoprotérozoïques, avec les plus jeunes zircons datés à 2423 ± 4 Ma au sein du Complexe du Nyong, caractérisant ainsi l'âge de mise en place de celle-ci. Les métadiorites de Bonguen et les métasyénites de Lolodorf sont datées à 2066 ± 4 Ma et 2055 ± 5 Ma respectivement, avec un héritage archéen (2836 ± 11 Ma) dans les métasyénites (Lerouge et al., 2006).

Les travaux préliminaires (Djoukouo Soh, 2016) effectués dans le secteur Kouambo - Bibolé (zone d'étude) ont montré que ce secteur est constitué d'un ensemble métamorphique composé de gneiss (gneiss à biotite, gneiss à amphibole et grenat et gneiss à pyrite), des chloritoschistes et de formations ferrifères du type Banded Iron Formations (BIFs). Les formations ferrifères de ce secteur sont des métasédiments qui ont été métamorphisés dans le faciès des schistes verts à granulite. Les études géochimiques effectuées sur ces formations ferrifères ont montré que ces formations ont été formées dans un environnement volcanique sous-marin et les éléments chimiques (Fe et Si) constitutifs de ces dernières ont précipité du mélange entre l'eau de mer et des fluides hydrothermaux à basse température (Ganno et al., 2017).

Le présent travail qui porte sur la pétrogenèse des formations ferrifères du secteur Kouambo et de leurs roches hôtes est donc la poursuite des études entreprises depuis 2016. Ce travail vise à combiner les analyses pétrographiques, géochimiques et géochronologiques afin de déterminer la nature des roches, leur protolite, le paléoenvironnement, le contexte de mise en place de ces roches ainsi que l'âge des formations ferrifères du secteur Kouambo.

CHAPITRE II : MATÉRIEL ET MÉTHODES

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

II.1. TRAVAUX DE TERRAIN

La bonne conduite des travaux de terrain est la condition principale pour toute bonne interprétation des données en sciences de la terre et par conséquent pour une meilleure étude géologique. Les travaux de terrain sont donc primordiaux et exigent un matériel approprié qui dépend du type d'étude à réaliser. Dans le cadre du présent travail, nous avons utilisé : la boussole du géologue, le GPS, le marteau du géologue, la masse, le burin, la loupe de minéralogie, l'appareil photo, les marqueurs, le stylo magnétique, le mètre ruban, le carnet de terrain, le sac du géologue et les cartes diverses.

La technique la plus adéquate pour entreprendre les travaux de terrain a consisté à faire au préalable une synthèse bibliographique de la région d'étude. Cette synthèse nous a permis de se faire une idée sur les différentes unités lithologiques présentes sur le secteur. Par la suite, nous avons quadrillé le secteur d'étude en vue de la cartographie détaillée par la méthode du layonnage. C'est ainsi qu'une grille de prospection d'intervalle de maille 500 m a été adoptée. La longueur des layons était variable, entre 2 et 6 Km. Pour le cas de cette thèse, 3 campagnes de terrain d'une durée de un mois chacune ont été organisées entre février et juin 2018.

Pour atteindre les objectifs assignés aux travaux de terrain, nous avons utilisé une approche qui a consisté à l'observation de tous les objets se trouvant sur notre terrain. Il s'agit notamment des roches et du couvert végétal. Les observations sont consignées au détail près dans un carnet de notes. Pour chaque affleurement rencontré, nous procédions méthodiquement à l'enregistrement des coordonnées GPS (latitude, longitude et altitude), à esquisser l'objet observé et enfin aux prises de vue et nous avons achevé par l'interprétation des données obtenues qui nous a permis de distinguer les différents types pétrographiques qui constituent notre zone d'étude.

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

II.2. TRAVAUX DE LABORATOIRE

Ici, le matériel et les techniques utilisés dépendent du type d'analyse et des objectifs poursuivis. Les travaux effectués au laboratoire ont consisté d'abord à la réalisation des cartes à l'aide des logiciels SIG (Système d'Information Géographique) tels que ArcGis, Global Mapper et Surfer. Ensuite, les lames minces ont été confectionnées pour les études pétrographiques et chimico-minéralogiques. Les échantillons représentatifs ont fait l'objet des analyses géochimiques sur roche totale et enfin, les datations radiométriques ont permis de caler l'âge des événements.

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

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

II.2.2. Études pétrographique et chimico-minéralogique

II.2.2.1. Étude pétrographique

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

En effet, l'étude microscopique nécessite au préalable la confection des lames minces. Ainsi, quinze lames minces standards (15) et vingt (20) lames minces polies (10 μm) ont été confectionnées à partir des échantillons représentatifs au Laboratoire de préparation et d'analyse des minéraux de roche de l'Institut de Géologie et Géophysique de l'Académie Chinoise des Sciences (IGGCAS) à Beijing (Chine) en utilisant les techniques conventionnelles.

L'observation de ces lames a été faite au Laboratoire des Ressources Minérales de l'Institut de Géologie et Géophysique de l'Académie Chinoise des Sciences (IGGCAS) à Beijing (Chine), grâce au microscope binoculaire de marque AXIOSKOP 40. Les observations ont été faites successivement en lumière naturelle ou lumière polarisée non analysée (LPNA), en lumière polarisée analysée (LPA) et en lumière réfléchie (LR). En LPNA, les minéraux ont été distingués grâce à leur forme, leur relief, leur clivage et leur pléochroïsme. En LPA, les minéraux ont été distingués avec plus de précision grâce à leurs macles, leurs teintes de polarisation et à leurs angles d'extinction tandis que la lumière réfléchie a été utilisée pour distinguer les différents oxydes.

II.2.2.2. Analyse chimico-minéralogique

Les données chimiques quantitatives et qualitatives des minéraux ont été obtenues à l'aide de la microsonde électronique au Laboratoire des Ressources Minérales de l'Institut de Géologie et Géophysique de l'Académie Chinoise des Sciences (IGGCAS) à Beijing (Chine). Les lames minces polies ont été métallisées et induites d'iodure de carbone pendant 24h pour la rendre sensible au spectromètre. Ensuite, le choix automatisé des phases minérales à analyser a été fait. Ce choix s'est opéré à l'aide d'un pétroscope connecté à un ordinateur. Le dosage a ensuite été réalisé à la microsonde électronique.

II.2.3. Méthodes d'analyse géochimique sur roches totales

Les analyses géochimiques sur roche totale ont été réalisées sur des échantillons représentatifs de BIFs, gneiss et schistes au Laboratoire des Ressources Minérales de l'Institut de Géologie et Géophysique de l'Académie Chinoise des Sciences (IGGCAS) à Beijing (Chine). Les échantillons de roches ont été taillés pour éliminer les surfaces altérées, et nettoyés à l'eau pure. Ensuite, les roches fraîches ont été broyées et réduites en poudre avec un moulin à agate jusqu'à une taille de 200 meshes. Les éléments majeurs ont été analysés à l'aide d'un spectromètre à fluorescence XRF-1500 séquentiel sur des billes de verre fondu, le FeO et la perte au feu étant analysés par des méthodes chimiques humides. Les incertitudes analytiques étaient inférieures à 0,5 % pour tous les éléments majeurs. Les teneurs en éléments traces et terres rares (REE) ont été déterminées par spectrométrie de masse couplée au plasma d'induction (ICP-MS) après dissolution d'environ 40 mg de poudre d'échantillon à l'aide d'un mélange $\text{HNO}_3 + \text{HF}$ dans un récipient en téflon. Les analyses ont été réalisées avec un spectromètre Element, Finnigan MAT en utilisant les échantillons standards nationaux chinois GSR-1 (granite) et GSR-3 (basalte) pour le contrôle de la qualité analytique. Les incertitudes basées sur des analyses répétées des standards internes sont de \pm

5% pour les terres rares et de \pm 5-10% pour les éléments en trace.

II.2.4. Méthodes d'analyse géochronologique

Afin de dater les différents évènements tectono-métamorphiques, la méthode SIMS (U-Pb sur zircon) a été appliquée sur les gneiss à grenat et pyroxène et BIFs à chlorite et sulfures. L'analyse a consisté dans un premier temps à séparer les grains de zircon de 5 kg d'échantillon de chaque roche à dater en utilisant les techniques conventionnelles de séparation par densité et par magnétisme. Les grains de zircon représentatifs ont été cueillis à la main sous un microscope binoculaire, montés avec des standards de zircon sur des lames epoxy et polis jusqu'à ce que la section interne soit exposée. Ensuite, des microphotographies ont été réalisées en lumière transmise et réfléchie, puis par des images de cathodoluminescence (CL) à l'aide d'un microscope électronique à balayage JSM 6510 (SEM; JEOL) à Beijing CreaTech Testing Technology Co., Ltd. Les mesures de U, Th et Pb ont été effectuées à l'aide de la microsonde ionique Cameca IMS-1280 au Laboratoire SIMS de l'IGGCAS à Beijing en Chine, en suivant les procédures d'exploitation et de traitement des données décrites en détail par [Li et al. \(2009\)](#). Chaque mesure est constituée de 7 cycles, et le temps total d'analyse est d'environ 12 min. Le spot ellipsoïdal a une taille d'environ $20 \times 30 \mu\text{m}$. Les rapports U-Th-Pb et les abondances absolues ont été déterminés par rapport au zircon standard 91500 qui permet de contrôler l'état de l'appareillage. La résolution massique utilisée pour mesurer les rapports isotopiques Pb/Pb et Pb/U était de 5400 pendant les analyses. Les compositions mesurées ont été corrigées pour le Pb commun en utilisant le ^{204}Pb non radiogénique, et une composition de Pb modèle (Stacey et Kramers, 1975) en supposant que le Pb commun est en grande partie une contamination de surface introduite pendant la préparation de l'échantillon. L'âge moyen pour les analyses U/Pb (et Pb/Pb) regroupées est calculé avec un intervalle de confiance de 95%. Les âges U-Pb moyens pondérés et les diagrammes de concordance ont été obtenus à l'aide du logiciel Isoplot/Ex v.2.49 ([Ludwig, 2001](#)).

**CHAPITRE III :
INVENTAIRE LITHOLOGIQUE ET ÉTUDE
PÉTROGRAPHIQUE ET CHIMICO-
MINÉRALOGIQUE**

Le présent chapitre est consacré à l'inventaire lithologique et à l'étude pétrographique et chimico-minéralogique des différentes formations du secteur d'étude.

Les travaux de cartographie géologique ont abouti à l'identification des différentes formations géologiques affleurantes.

Les études pétrographiques mettent en évidence un seul ensemble lithologique, exclusivement métamorphique composé de formations ferrifères rubanées (BIFs) et de leurs roches hôtes constituées de gneiss (gneiss à grenat et pyroxène et gneiss à grenat et plagioclase) et de schistes (schistes à épidote et chlorite et chloritoschistes). Ces roches affleurent principalement sur les lits des cours d'eau et sur les versants des collines (Figure 7). Les proportions modales des minéraux ont été obtenues à l'aide de l'abaque et les abréviations des minéraux sont celles de [Whitney et Evans \(2010\)](#).

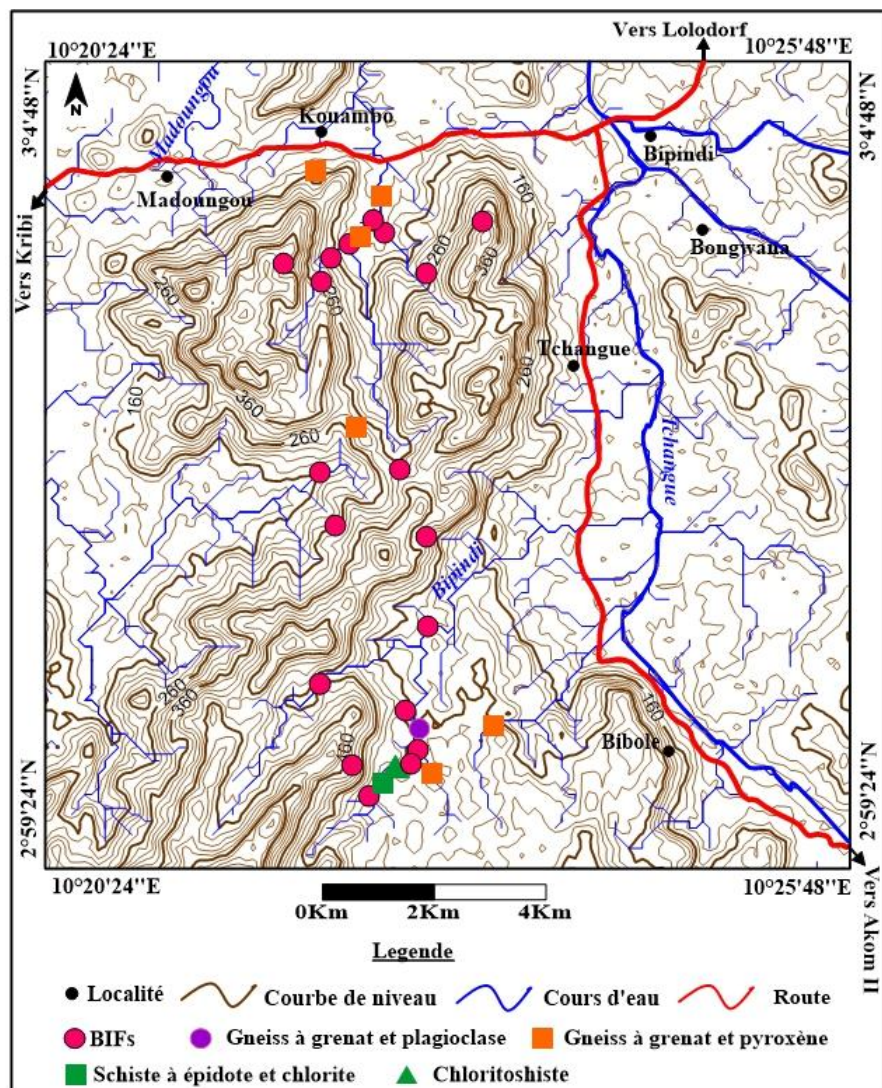


Figure 7: Carte d'échantillonnage du secteur d'étude (échantillons KD1, KD2, KD3, KD4, KD5, KD6, BD1, BD2, BD3, BD4, BD5, BD6, BD7, BD8).

III.1. FORMATIONS FERRIFÈRES RUBANÉES

Sur la base de la composition minéralogique, trois types de formations ferrifères rubanées ont été distinguées dans le secteur d'étude à savoir : les BIFs à pyroxène, les BIFs à trémolite et les BIFs à chlorite et sulfures.

III.1.1. BIFs à pyroxène

Les BIFs à pyroxène (Echantillons KD3 et KD4) affleurent en dalle sur le lit de la rivière Kouambo (Figure 8A). A l'affleurement, la roche présente un aspect bleuâtre et une structure massive (Figure 8B). Elle est très dense, fortement magnétique et présente différents degrés d'enrichissement en magnétite.

Au microscope, les BIFs à pyroxène présentent une microstructure granoblastique hétérogranulaire composée de magnétite (55%), quartz (35%) et pyroxène (10%).

- La magnétite est très abondante dans la roche et se présente sous forme de grains et de rubans formant des bandes sombres d'épaisseur variant de 0,5 mm à 1,2 mm (Figures 8C et 8D). La plupart des cristaux xénomorphes montrent des inclusions de pyroxène et de quartz. L'analyse chimique de la magnétite des BIFs à pyroxène (Tableau 2) révèle de fortes teneurs en FeO (87,82 – 91,84 %) et des teneurs très faibles en Al₂O₃ (0,15 - 2,40 %) et TiO₂ (0,08 - 0,34 %).
- Le quartz est sous forme de rubans associés à la magnétite et au pyroxène. L'on note des cristaux automorphes généralement en inclusion dans la magnétite (Figure 8C).
- Les pyroxènes sont en majorité des hypersthènes (En₅₇₋₅₈ Fs₄₀₋₄₁ Wo₁₋₂, Fig. 9, Tab. 3). L'on observe également quelques cristaux d'augite (En₃₇ Fs₁₈ Wo₄₄₋₄₆, Figure 9, Tableau 3). Ils sont sous forme de cristaux automorphes dont la taille moyenne est de 0,5 mm et se trouvent parfois en inclusion dans la magnétite (Figure 8C). Les cristaux de pyroxène sont associés à la magnétite et au quartz.

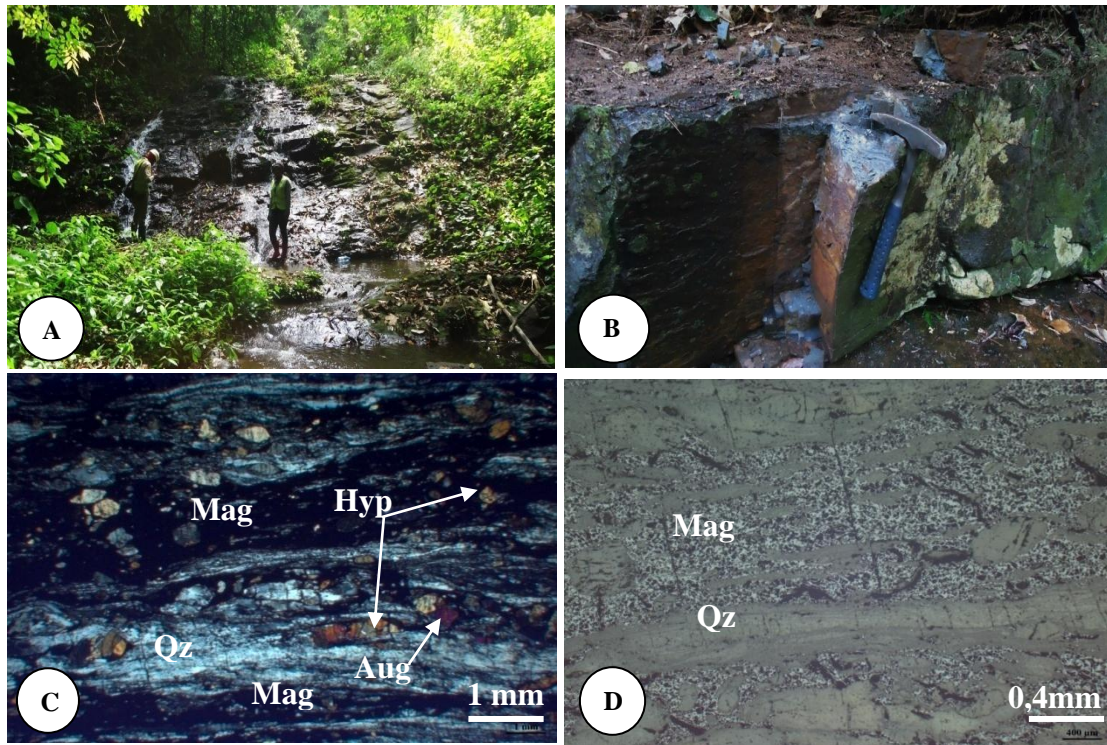


Figure 8 : Caractéristiques macroscopiques et microscopiques des BIFs à pyroxène. A : Affleurement en dalle des BIFs à pyroxène de Kouambo. B : Structure massive et aspect bleuâtre. C : Microstructure granoblastique hétérogranulaire et assemblage minérale Mag+Qz+Hyp+Aug (LPA). D : Vue de (C) en lumière réfléchie (LR).

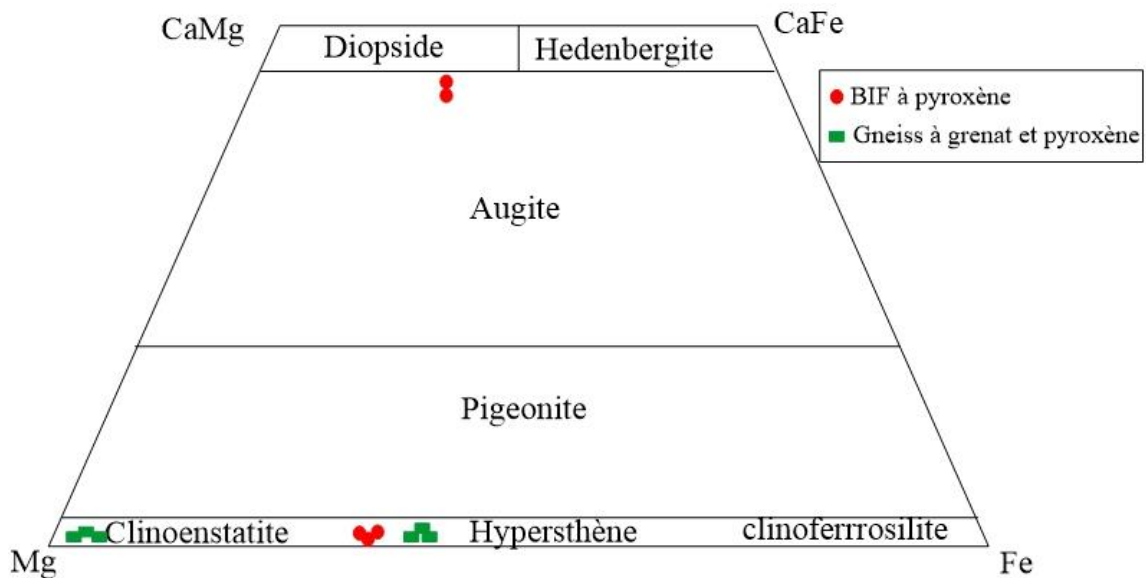


Figure 9 : Composition des pyroxènes dans le diagramme ternaire Ca-Mg-Fe d'après Morimoto et al. (1988).

III.1.2. BIFs à trémolite

Les BIFs à trémolite (Echantillons BD4 et BD8) affleurent en dalle et en blocs sur le lit de la rivière Bibolé (Figure 10 A). A l'échelle de l'échantillon, la roche est à grains moyens et consiste en une alternance de lits riches en fer et en silice dont l'épaisseur varie de 1 mm à 3 mm (Figure 10 B). Le litage est généralement rectiligne et discontinu mais n'est pas bien défini. Les lits riches en fer sont de couleur verte foncée et composés de magnétite, de martite et d'amphibole (trémolite) tandis que les lits riches en silice sont de couleur blanche et principalement composées de quartz.

- La magnétite est le principal minéral présent dans la roche. Elle est présente en tant que composant dominant dans les lits sombres (>70%) et en quantité mineure (<10%) dans les lits clairs. Dans les deux cas, la magnétite est de couleur gris foncé et se présente sous forme de cristaux automorphes et xénomorphes dont la taille varie de 0,1 à 0,5 mm (Figure 10 D). Les cristaux de magnétite sont souvent interconnectés pour former des agrégats irréguliers ou dispersés sous forme de grains individuels dans le quartz (Figure 10 D). Certains grains de magnétite contiennent des inclusions de quartz et de trémolite (Figure 10 C). Le remplacement de la magnétite par de la martite est également visible en lumière réfléchie (Figure 10 D). L'analyse chimique de la magnétite des BIFs à trémolite (Tableau 2) montre des teneurs très élevées en FeO, variant de 91,53 à 92,54 % et des teneurs très faibles en Al₂O₃ (0,05 % en moyenne) et TiO₂ (0,01 % en moyenne).
- La martite est présente le long des bordures de la magnétite (Figure 10 D). Elle est de couleur gris clair et se présente sous forme de cristaux xénomorphes de taille inférieure à 0,1 mm. La transformation de la magnétite en martite est probablement liée à l'oxydation comme cela a été observé au sein des BIFs de Mbalam et de Gouap (Ilouga et al., 2013 ; Soh Tamehe et al., 2019). Sa teneur moyenne en FeO est de 88,24% (Tableau 2),
- Le quartz est le minéral dominant des lits clairs et se présente sous forme de cristaux automorphes et xénomorphes dont la taille peut atteindre 0,25 mm. Les cristaux de quartz forment fréquemment des agrégats irréguliers et sont rarement trouvés sous forme de grains individuels dans les lits sombres (Figure 10 C).
- L'amphibole dans ces BIFs est de la trémolite (Tableau 4). Elle est de teinte jaune à rose en lumière polarisée analysée (LPA) et se présente sous forme de cristaux sub-automorphes à xénomorphes développés à l'interface des agrégats de magnétite. La taille des cristaux varie de 0,1 à 0,6 mm. Certains cristaux de trémolite contiennent des inclusions mineures de quartz (Figure 10 C). Elle appartient au groupe des amphiboles

calciques [(Figure 11, Nomenclature Internationale des Amphiboles de Hawthorne et al. (2012)]. L'analyse chimique (Tableau 4) révèle que la trémolite est riche en FeO (12,60 - 16,98 %), MgO (10,91-16,07 %) et CaO (8,67-12,41%).

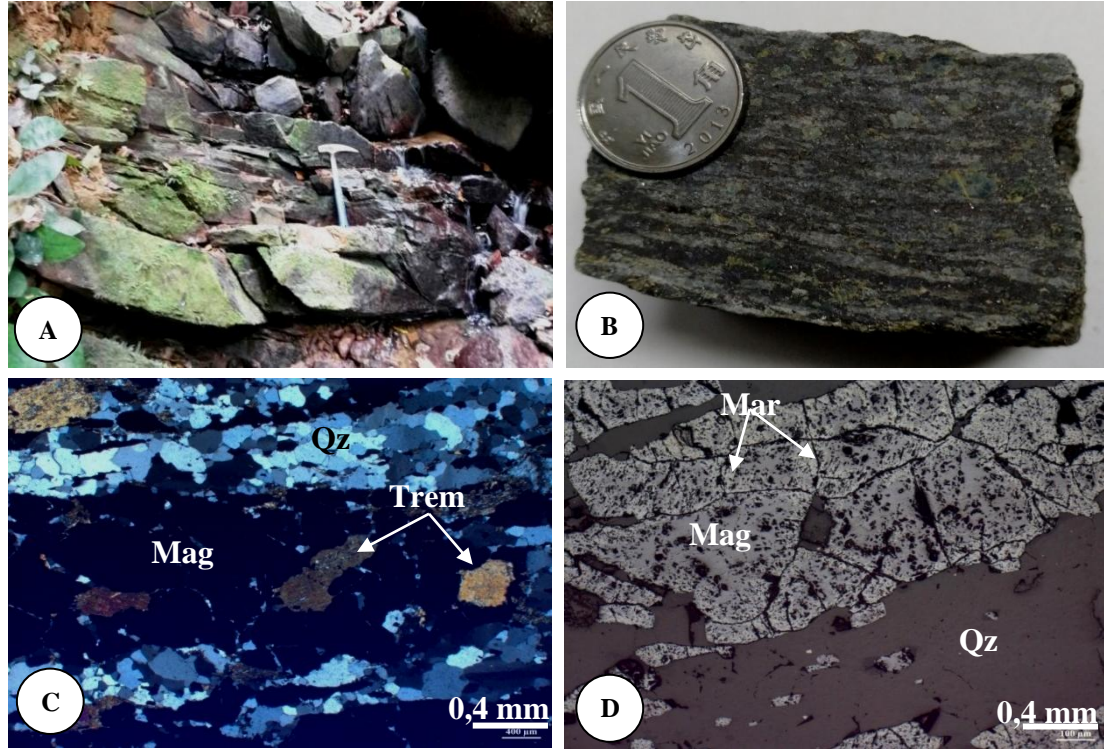


Figure 10 : Caractéristiques macroscopiques et microscopiques des BIFs à trémolite. A : Affleurement en dalle et blocs dans la rivière Bibolé. B : Détail d'un échantillon présentant une alternance de lits riches en fer et en silice. C : Microstructure granoblastique hétérogranulaire et assemblage minérale Qz+Mag+Trem±Mar en lumière polarisée analysée (LPA). D : Remplacement de la magnétite par de la martite de la bordure vers le centre du minéral (Vue en LR).

Tableau 2 : Composition chimique des magnétites des BIFs du secteur d'étude.

	Mt1	Mt2	Mt3	Mt4	Mt5	Mt6	Mt7	Mt8	Mt9	Mt1	Mt2	Mt3	Mt4	Mt5	Mt6	Mt7	Martite	
	BIF à pyroxène (KD3, KD4)									BIF à trémolite (BD8, BD4)								
SiO ₂	0,04	0,68	0,10	0,50	0,01	0,05	0,03	0,04	0,05	0,00	0,02	0,03	0,02	0,04	0,05	0,04	0,05	0,66
TiO ₂	0,12	0,15	0,15	0,15	0,15	0,14	0,34	0,18	0,08	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,46	2,40	2,24	0,98	0,57	0,47	0,19	0,15	0,30	0,06	0,04	0,05	0,06	0,06	0,04	0,03	0,05	0,24
Cr ₂ O ₃	0,03	0,06	0,05	0,06	0,04	0,05	2,21	0,82	1,61	0,02	0,02	0,06	0,05	0,03	0,01	0,13	0,05	0,05
FeO	91,75	89,66	89,24	89,40	91,41	91,84	87,82	90,45	89,80	91,53	92,33	92,18	92,54	92,47	91,95	91,63	88,04	87,02
MnO	0,02	0,00	0,03	0,02	0,02	0,01	-0,02	-0,01	0,04	0,02	0,08	0,03	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03
MgO	0,02	0,22	0,31	0,18	0,04	0,04	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	-0,01	0,18
CaO	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	-0,01	0,01	0,01	-0,01	0,00	0,01
Na ₂ O	0,02	0,03	0,05	0,00	0,02	-0,01	0,01	0,00	-0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,04
K ₂ O	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	-0,02	0,00	-0,01	-0,01	0,00	0,00	-0,01	0,04
NiO	0,00	0,01	0,03	0,01	-0,02	0,02	0,04	0,04	0,05	0,00	-0,02	0,02	0,00	-0,02	0,00	0,06	0,00	-0,01
Total	92,48	93,24	92,21	91,34	92,26	92,62	90,65	91,72	91,96	91,64	92,55	92,42	92,71	92,67	92,12	91,93	88,20	88,29

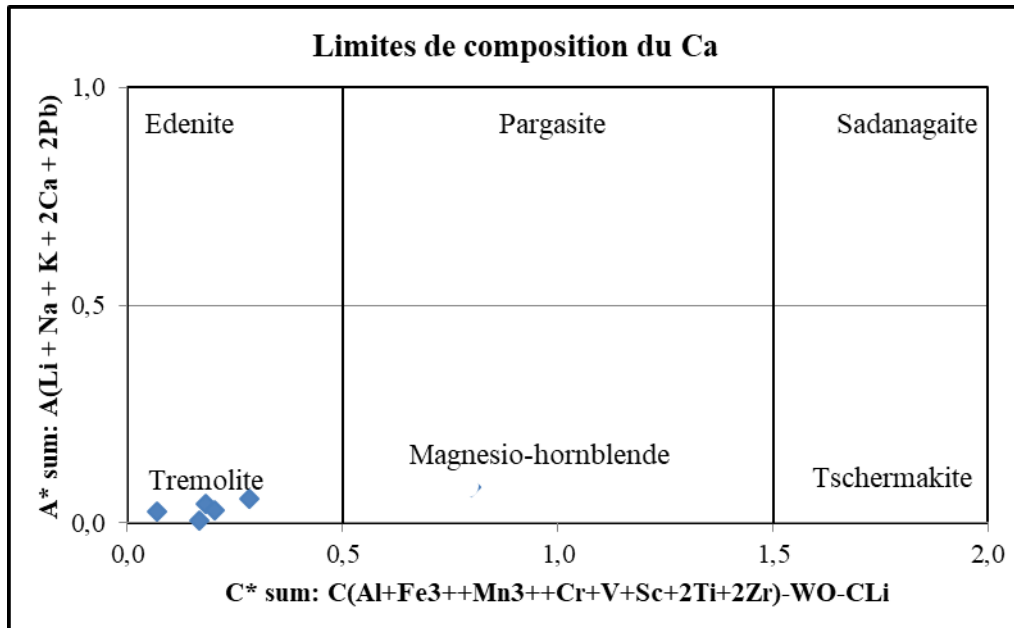


Figure 11 : Diagramme de classification des amphiboles des BIFs à trémolite d'après Hawthorne et al. (2012).

Tableau 3 : Composition chimique des pyroxènes des BIFs et des gneiss du secteur d'étude.

N°	Px1	Px2	Px3	Px4	Px5	Px1	Px2	Px3	Px4	Px5	Px6	Px7	Px8	Px9	Px10	Px11	Px12	Px13	Px14	Px15	
	BIF à pyroxène					Gneiss à grenat et pyroxène															
SiO ₂	52,43	51,25	52,04	52,98	52,82	49,86	49,58	50,14	49,50	50,35	49,95	50,42	51,24	50,38	50,72	50,68	51,06	50,45	50,39	50,48	
TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,01	-0,01	0,05	0,05	0,06	0,20	0,07	0,05	0,04	0,05	0,08	0,06	0,07	0,04	0,08	0,08	0,09	
Al ₂ O ₃	0,36	0,45	0,43	0,34	0,31	3,36	3,44	3,09	3,58	3,28	3,05	3,09	2,84	3,70	3,26	2,22	1,40	1,91	2,59	2,06	
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,07	0,08	0,10	0,09	0,11	0,10	0,11	0,10	0,12	0,10	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	
FeO	24,46	10,86	11,37	26,07	25,73	24,60	25,55	25,32	24,96	24,64	24,92	24,81	24,51	24,04	25,48	24,13	23,44	23,72	23,81	23,29	
MnO	0,22	0,09	0,12	0,24	0,20	0,10	0,12	0,10	0,12	0,07	0,15	0,13	0,09	0,07	0,08	0,33	0,32	0,36	0,32	0,36	
MgO	19,99	12,86	12,92	20,67	19,77	20,16	19,79	19,62	19,01	20,02	19,99	20,10	20,40	20,40	19,82	20,75	21,56	21,30	21,00	21,48	
CaO	0,65	22,10	21,49	0,40	0,99	0,20	0,13	0,21	0,10	0,18	0,14	0,17	0,12	0,16	0,18	0,36	0,30	0,43	0,41	0,44	
Na ₂ O	0,01	0,41	0,37	0,00	0,04	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	-0,01	0,02	0,00	0,00	
K ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,00	-0,01	0,00	0,01	0,00	0,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01	-0,01	0,01	-0,01	0,00	
NiO	0,00	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,06	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,06	0,06	0,04	0,04	0,01	0,04	0,04	0,05	
Total	98,15	98,06	98,76	100,71	99,89	98,46	98,84	98,70	98,53	98,80	98,39	98,93	99,41	99,06	99,74	98,64	98,15	98,35	98,70	98,28	
Formule structurale sur la base de 6 oxygènes																					
Si	2,01	1,97	1,98	1,99	2,00	1,91	1,90	1,92	1,91	1,92	1,92	1,92	1,94	1,91	1,92	1,93	1,95	1,93	1,92	1,93	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08	0,08	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,06	0,08	0,07	0,05	0,03	0,04	0,06	0,05	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe	0,78	0,35	0,36	0,82	0,81	0,79	0,82	0,81	0,81	0,79	0,80	0,79	0,77	0,76	0,81	0,77	0,75	0,76	0,76	0,74	
Mn	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Mg	1,14	0,74	0,73	1,16	1,12	1,15	1,13	1,12	1,10	1,14	1,14	1,14	1,15	1,15	1,12	1,18	1,23	1,21	1,19	1,22	
Ca	0,03	0,91	0,88	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	
Na	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	3,98	3,99	3,98	4,00	3,99	3,94	3,94	3,94	3,94	3,93	3,94	3,94	3,93	3,92	3,93	3,96	3,98	3,98	3,96	3,98	
Fs	40,14	17,50	18,36	41,10	41,34	40,47	41,89	41,81	42,32	40,69	41,03	40,77	40,17	39,65	41,75	39,19	37,66	38,12	38,55	37,48	
En	58,49	36,92	37,19	58,09	56,62	59,10	57,83	57,75	57,46	58,94	58,68	58,88	59,58	60,00	57,88	60,07	61,73	61,00	60,60	61,62	
Wo	1,37	45,59	44,46	0,80	2,04	0,43	0,28	0,44	0,23	0,38	0,28	0,35	0,25	0,35	0,37	0,75	0,61	0,88	0,85	0,90	

Tableau 4 : Composition chimique des amphiboles des BIFs de Bibolé.

N°	BIF à trémolite				
	Amp1	Amp2	Amp3	Amp4	Amp5
SiO ₂	53,33	58,55	54,29	53,36	54,04
TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,04	0,02
Al ₂ O ₃	1,31	1,00	0,39	2,22	1,70
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,00	0,04	0,05
FeO	15,13	12,63	12,72	14,59	12,61
MnO	0,21	0,21	0,16	0,20	0,21
MgO	14,80	14,59	16,07	14,29	15,54
CaO	10,84	10,42	12,16	11,83	12,20
Na ₂ O	0,38	0,25	0,17	0,50	0,31
K ₂ O	0,06	0,03	0,02	0,08	0,04
NiO	-0,03	0,00	0,00	0,07	0,05
Total	96,09	97,68	95,98	97,21	96,76
Formule structurale sur la base de 23 oxygènes					
Si	7,87	8,27	7,94	7,79	7,84
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,23	0,17	0,07	0,38	0,29
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ²⁺	1,87	1,49	1,56	1,78	1,53
Mn	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03
Mg	3,25	3,07	3,51	3,11	3,36
Ca	1,71	1,58	1,91	1,85	1,90
Na	0,11	0,07	0,05	0,14	0,09
K	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
sum Si to K	15,08	14,68	15,05	15,10	15,05
sum Si to Ca (+Sr, +Li)	14,96	14,61	15,00	14,94	14,96
sum Si to Mg (+Li)	13,24	13,03	13,09	13,09	13,06
sum Si to Na	15,07	14,68	15,05	15,08	15,05

III.1.3. BIFs à chlorite et sulfures

Les BIFs à chlorite et sulfures (Echantillon BD5) affleurent en dalles sur le lit de la rivière Bibolé (Figure 12 A). A l'échelle de l'échantillon, la roche est de couleur verte foncée (en raison de la teneur élevée en chlorite), à grains fins à moyen et présente une structure schisteuse (Figure 12 B). Les plans de clivage sont remplis par des cristaux de magnétite et de sulfures (Figure 12 B), ce qui suggère que ces BIFs ont subi une altération hydrothermale. Les

principaux minéraux sont la chlorite, la hornblende verte, la magnétite et le quartz avec de proportions mineures de pyrite et de chalcopryrite (Figures 12 C et D).

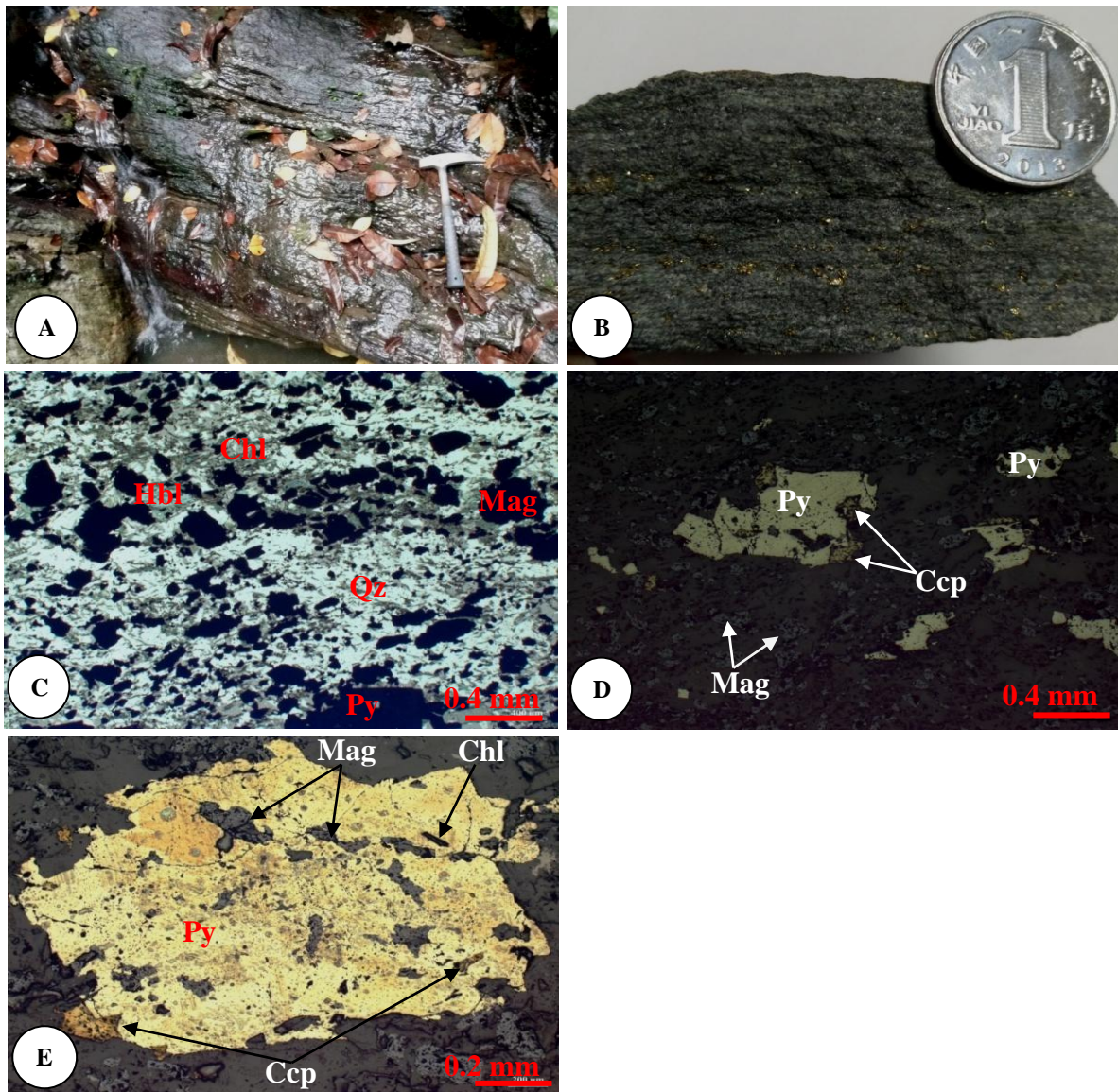


Figure 12 : Caractéristiques macroscopiques et microscopiques des BIFs à chlorite et sulfures. **A** : Affleurement en dalle sur la rivière Bibolé. **B** : Détail de l'échantillon. **C et D** : Microstructure granoblastique hétérogranulaire et composition minéralogique à Qz+Mag+Hbl+Chl+Py+Ccp en LPA et LR. **E** : Cristal de pyrite présentant des inclusions de magnétite, chalcopryrite et chlorite.

- La magnétite se présente sous forme de cristaux automorphes dont la taille varie de 0,2 mm à 0,7 mm. Certains cristaux ont subi une oxydation en martite (Figure 12 E).

- Le quartz apparaît sous forme de cristaux automorphes et sub-automorphes dont la taille des grains varie de 0,2 mm à 0,4 mm (Figure 12 C). Il est en association fréquente avec la magnétite et la chlorite.
- La pyrite est présente à la fois sous forme de phénocristaux automorphes de forme carrée (1,04 × 0,25 mm) ou de grains fins (0, 2 mm) et disséminés dans la roche (Figure 12 D). L'on trouve parfois de la magnétite, de la chlorite et de la chalcoppyrite en inclusion dans la pyrite (Figure 12 E).
- La hornblende verte se présente sous forme de cristaux xénomorphes de taille moyenne (0,75 mm) associés à la chlorite et au quartz (Figure 12 C).
- La chalcoppyrite se présente sous forme de cristaux sub-automorphes à xénomorphes d'une taille moyenne de 0,21 mm. Elle est en association fréquente avec la pyrite et la magnétite (Figure 12 D).
- La chlorite se présente sous forme de fines paillettes (atteignant 0,3 mm) et montre souvent une orientation préférentielle avec l'amphibole (Figure 12 C).

III.2. ROCHES HÔTES

Parmi les roches hôtes des formations ferrifères du secteur Kouambo-Bibolé, l'on distingue les schistes (schistes à épidote et chlorite, chloritoschistes) et les gneiss (gneiss à grenat et pyroxène et gneiss à grenat et plagioclase).

III.2.1. Schistes

III.2.1.1. Schistes à épidote et chlorite

Les schistes à épidote et chlorite (Echantillon BD6) affleurent en dalles sur le lit d'un cours d'eau à Bibolé (Figure 13A). La roche est d'aspect verdâtre, à grains moyens et a une structure schisteuse (Figure 13 B).

Au microscope, la roche est caractérisée par une microstructure lépidoblastique (Figures. 13C, D et E). Les principaux minéraux observés sont : l'épidote (40%), le quartz (15%), la chlorite (30%), le plagioclase (10%), la séricite (5%), et le sphène (<5 %).

- L'épidote est sous forme de petits cristaux xénomorphes de taille millimétrique. C'est le minéral le plus abondant de la roche. Elle s'associe avec la chlorite pour former de minces lits (Figures 13C, D et E). L'association minérale Qz + Ep + Chl est fréquente.
- La chlorite se présente sous forme de cristaux fibrolitiques. Ces cristaux sont de taille millimétrique (Figures 13C, D et E). La chlorite est en association fréquente avec le quartz et l'épidote.

- Le quartz est sous la forme de très petits cristaux (0,01 mm) et petits cristaux (0,2 mm) xénomorphes (Figure 13C) ; généralement de forme anguleuse à sub-arrondie et disséminés dans la roche. Certains cristaux sont en inclusion dans le plagioclase.
- Le plagioclase est représenté par l'albite ($An_{5-7}Ab_{93-94}Or_{0-1}$, Tableau 5) et l'oligoclase ($An_{13-21}Ab_{79-87}$, Tableau 5). Il se présente sous forme de cristaux xénomorphes de petites dimensions (0,01 mm). L'on note également des cristaux d'albite criblés d'épidote et de quartz. Ces cristaux se déstabilisent en séricite (Figures 13 D et E).
- La séricite est secondaire, car est issue pour l'essentiel de la déstabilisation du plagioclase. Ses cristaux sont xénomorphes (Figure 13 E).
- Le sphène est xénomorphe et disséminé dans la roche. L'analyse chimique (Tableau 6) révèle qu'il a des teneurs assez élevées en TiO_2 (36,78-40,42%) et CaO (26,81-27,10%). L'assemblage minéral observé dans les schistes à épidote et chlorite est à $Qz+Ep+Chl+Ab \pm Ser$ caractéristique du faciès schiste vert.

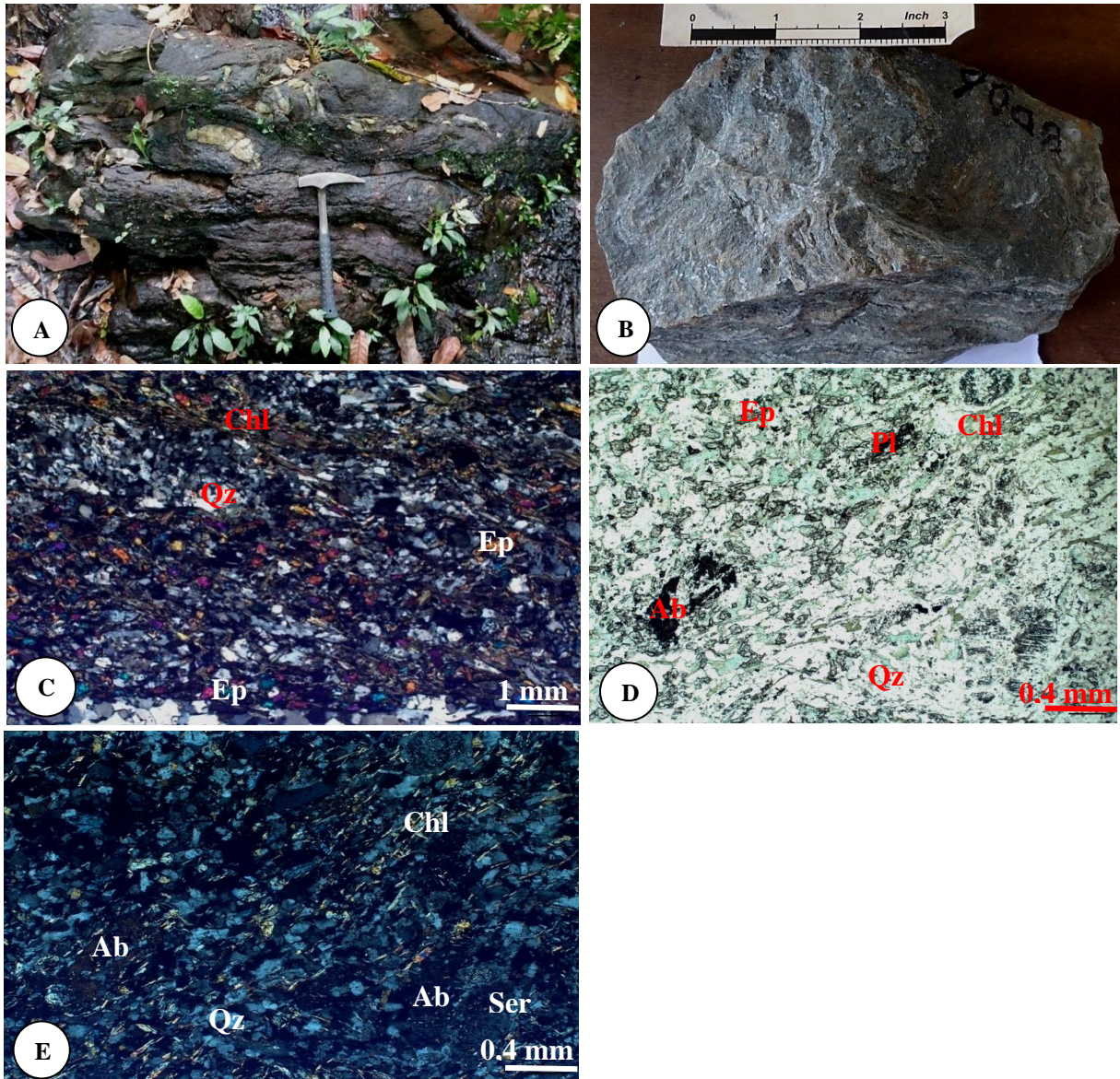


Figure 13 : Caractéristiques macroscopiques et microscopiques des schistes à épidote et chlorite de Bibolé. **A :** Affleurement en dalles à Bibolé. **B :** Affleurement en dalles à Bibolé. **B :** Détail de l'échantillon. Notez la structure schisteuse. **C, D et E :** Microstructure lépidoblastique et destabilisation de l'albite en séricite. C et E (LPA) ; D (LPNA).

III.2.1.2. Chloritoschistes

Les chloritoschistes (Echantillon BD03) affleurent en dalles sur le lit d'un cours d'eau à Bibolé (Figure 14 A). La roche est à grains très fins, d'aspect verdâtre, friable au toucher et présente des plans de schistosité d'épaisseur submillimétrique (Figure 14 B).

Au microscope, La schistosité est bien visible et est marquée par l'orientation préférentielle des minéraux phylliteux. La composition minéralogique est faite du quartz (30%), de la chlorite (25%), de la séricite (20%), de l'épidote (10%), du plagioclase (10%) et des minéraux opaques (5%).

- Le quartz se présente sous forme de cristaux automorphes et est en association fréquente avec la chlorite et la séricite (Figures 14 C et D).
- La chlorite se présente sous forme de baguettes millimétriques préférentiellement orientées. Cette orientation définit la schistosité de la roche (Figures 14 C et D).
- Le plagioclase est xénomorphe et subit une altération en séricite.
- L'épidote se présente sous forme de baguettes millimétriques et en association fréquente avec la chlorite et la séricite.
- Les minéraux opaques sont xénomorphes et disséminés dans la roche.

Tout comme les schistes, les chloritoschistes montrent des assemblages à $Qz+Chl+Pl+Ep$, typiques du faciès schiste vert.

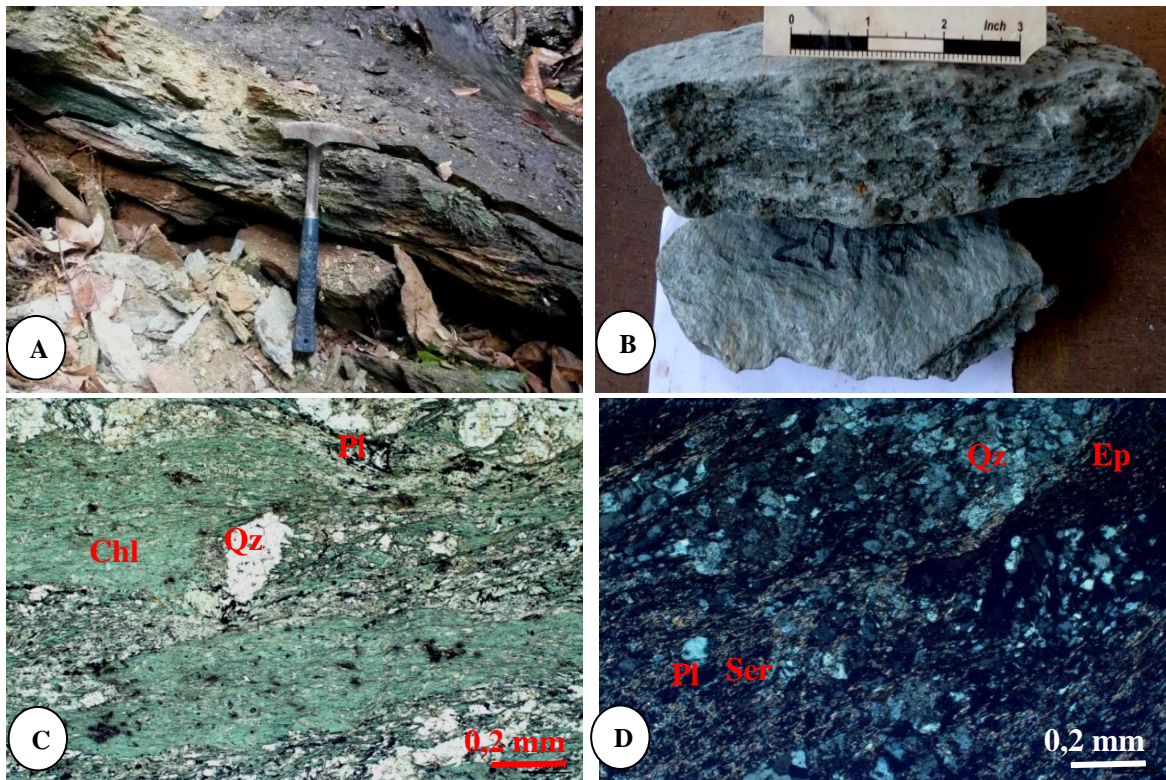


Figure 14 : Caractéristiques macroscopiques et microscopiques des chloritoschistes de Bibolé. **A** : Affleurement en dalle. **B** : Échantillon présentant des plans de schistosité. **C et D** : Microstructure lepidoblastique et assemblage minéral Qz+Chl+Pl+Ep.

III.2.2. Gneiss

Sur la base de la composition minéralogique, deux types de gneiss ont été distingués dans la zone d'étude. Il s'agit des gneiss à grenat et pyroxène et des gneiss à grenat et plagioclase.

III.2.2.1. Gneiss à grenat et pyroxène

Les gneiss à grenat et pyroxène affleurent en dalles sur le lit du cours d'eau Kouambo et montrent un contact franc avec les BIFs à pyroxène (Figure 15 A). A l'échelle de l'échantillon, la roche est à grains grossiers et présente un aspect gris sombre (Figure 15 B). Les minéraux visibles à l'œil nu sont le quartz, le grenat, le pyroxène et la biotite. Au microscope, la texture est granoblastique hétérogranulaire composée de l'orthopyroxène (25-30 %), plagioclase (15-20 %), feldspath potassique (10-15 %), quartz (10-15 %), grenat (5-10 %), biotite (<5 %) et de minéraux opaques composés d'ilménite et de magnétite (<5 %) (Figure 15 C).

- L'orthopyroxène est l'hypersthène de composition $En_{57-62}Fs_{37-42}Wo_1$ (Figure 9 ; Tableau 3). Il se présente à la fois sous forme de porphyroblastes et de microblastes, ces derniers

étant plus abondants que les premiers (Figures 15C et D). La taille moyenne des porphyroblastes est de 0,76 mm et celle des microcristaux est de 0,03 mm. Ces cristaux se déstabilisent en biotite et en opaques et certains présentent des inclusions de quartz (Figure 15 G).

- Le quartz se présente sous forme de cristaux xénomorphes de tailles variables (0,01 mm à 0,2 mm). Ces cristaux sont associés à ceux du grenat et du plagioclase. Certains cristaux de quartz sont en inclusion dans le grenat.
- Le plagioclase est une andésine ($An_{30-43}Ab_{56-69}Or_{0-5}$, Tableau 5). Il est représenté par des cristaux sub-automorphes de très petite taille (0,02mm de taille moyenne) et est en association avec le quartz et les feldspaths potassiques. Certains cristaux montrent des transformations en séricite (Figure 15 E).
- Le feldspath potassique se présente sous forme de cristaux (0,4mm) subautomorphes associés au plagioclase et au quartz (Figure 15 E).
- Le grenat est un almandin riche en pyrope ayant pour composition $Alm_{54-75}Pyr_{16-33}Gross_{5-21}Spess_1$ (Tableau 7). Il se présente sous forme de grands cristaux (2 mm de taille moyenne) et de petits cristaux (0,01 mm en moyenne) orientés (Figure 15 C). Certains cristaux montrent une déstabilisation poussée en biotite le long des craquelures et des bordures ainsi que des inclusions de quartz (Figures 15 C, D et F).
- La biotite est magnésienne ($X_{Mg} = 0,63 - 0,67$; Tab. 8). Elle se présente sous forme de paillettes allongées associées à des cristaux d'ilménite et de magnétite. C'est la principale phase minérale secondaire issue de la transformation du grenat.
- Les minéraux opaques sont de l'ilménite ($FeO = 46,95- 47,70\%$; $TiO_2 = 49,72 -0,48\%$, Tableau 8) et la magnétite ($FeO = 87,82 - 89,79 \%$, Tab. 6). Ils sont également secondaires dans la roche et proviennent de la transformation du pyroxène.

L'assemblage minéral identifié dans les gneiss à grenat et pyroxène est $Qz+Opx+Grt+Pl_{An>30}+Kfs$, caractéristique des conditions du faciès granulite.

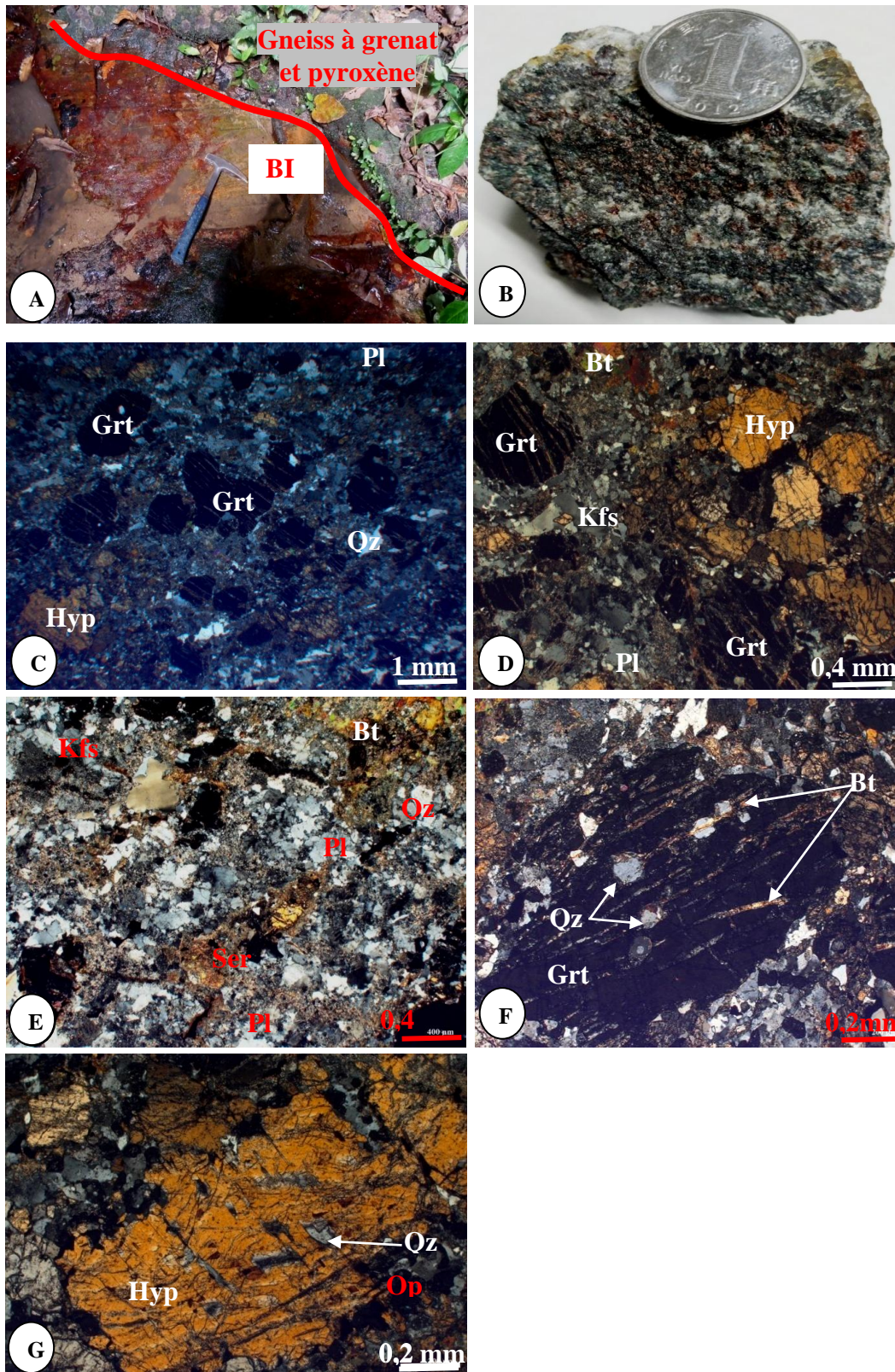


Figure 15 : Caractéristiques macroscopiques et microscopiques des gneiss à grenat et pyroxène de Kouambo. **A :** Affleurement en dalles du gneiss à grenat et pyroxène et contact avec les BIFs. **B :** Echantillon montrant des grains grossiers. **C et D :** Microstructure granoblastique hétérogranulaire et association minéralogique. **E :** Déstabilisation du plagioclase en séricite. **F :** Porphyroblaste de grenat montrant des inclusions de quartz et transformation en biotite le long des fissures. **G :** Porphyroblaste d’hypersthène se déstabilisant en minéraux opaques.

Tableau 5 : Composition chimique des plagioclases des gneiss et des schistes du secteur d'étude.

N°	Gneiss à grenat et pyroxène de Kouamc				Gneiss à grenat et pyroxène de Bibolé (BD1)				Gneiss à grenat et plagioclase (BD2)								Schiste à chlorite et épidote (BD6)							
	P11	P12	P13	P14	P11	P12	P11	P12	P13	P14	P15	P16	P17	P18	P19	P110	P11	P12	P13	P14	P15	P16	P17	
SiO ₂	60,83	60,87	61,52	76,34	67,75	57,35	67,48	67,13	67,33	62,02	63,08	61,05	65,81	63,96	59,73	59,23	65,49	63,27	66,71	62,55	66,25	61,12	62,30	
TiO ₂	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,35	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	-0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	1,70	-0,01	0,01	
Al ₂ O ₃	24,46	24,38	22,29	14,63	20,43	25,10	20,56	19,71	20,24	19,18	19,01	19,72	20,02	19,79	20,25	21,62	20,26	19,49	20,20	20,51	19,47	20,12	20,30	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	-0,01	0,01	-0,01	0,01	-0,01	0,00	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	-0,02	-0,01	-0,01	
FeO	0,00	-0,04	2,64	0,07	0,01	2,00	0,03	0,09	0,02	0,03	0,04	0,24	0,03	0,14	0,62	0,65	0,18	0,15	0,25	0,62	0,12	0,98	0,48	
MnO	-0,01	0,01	-0,03	-0,02	0,01	-0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	-0,01	0,00	0,03	0,02	0,04	-0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	
MgO	0,00	-0,01	1,07	0,02	0,01	0,30	0,01	0,00	-0,01	0,00	0,01	0,12	0,01	-0,01	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	-0,01	0,01	0,00	0,00	
CaO	5,69	5,62	3,35	2,50	0,84	7,95	0,64	0,60	0,36	0,24	0,23	0,72	0,36	0,65	3,42	2,46	0,61	0,73	0,58	2,17	1,54	2,45	1,97	
Na ₂ O	8,44	8,13	8,46	6,31	11,17	6,91	11,25	11,20	11,59	11,59	11,60	10,29	11,54	11,29	10,48	10,16	11,35	11,23	11,42	10,45	11,24	10,16	11,00	
K ₂ O	0,08	0,37	0,92	0,05	0,05	0,30	0,09	0,13	0,11	0,10	0,05	0,85	0,06	0,06	0,05	0,68	0,10	0,07	0,10	0,06	0,08	0,06	0,06	
NiO	-0,01	0,01	0,07	0,01	0,00	0,01	0,01	-0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,01	-0,01	-0,01	-0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	-0,03	0,00	
Total	99,50	99,40	100,34	99,94	100,27	100,27	100,10	98,88	99,68	93,15	94,06	93,01	97,85	95,91	94,61	94,89	98,08	94,96	99,29	96,38	100,42	94,89	96,12	
Formule structurale sur la base de 8 oxygènes																								
Si	2,72	2,72	2,76	3,26	2,96	2,55	2,96	2,97	2,96	2,92	2,94	2,90	2,95	2,93	2,78	2,77	2,93	2,92	2,95	2,85	2,89	2,83	2,85	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	
Al	0,64	0,64	0,59	0,37	0,53	0,66	0,53	0,51	0,52	0,53	0,52	0,55	0,53	0,53	0,55	0,60	0,53	0,53	0,53	0,55	0,50	0,55	0,55	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,04	0,02	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ca	0,27	0,27	0,16	0,11	0,04	0,38	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02	0,03	0,17	0,12	0,03	0,04	0,03	0,11	0,07	0,12	0,10	
Na	0,37	0,35	0,37	0,26	0,47	0,30	0,48	0,48	0,49	0,53	0,52	0,47	0,50	0,50	0,47	0,46	0,49	0,50	0,49	0,46	0,48	0,46	0,49	
K	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
An (%)	42,54	42,58	29,00	30,34	7,63	55,28	5,85	5,59	3,30	2,21	2,17	6,85	3,31	6,00	26,46	20,37	5,58	6,70	5,27	18,61	13,08	20,97	16,50	
Ab	57,11	55,74	66,25	69,32	92,10	43,50	93,63	93,72	96,10	97,25	97,54	88,34	96,34	93,69	73,30	76,26	93,88	92,91	94,20	81,10	86,52	78,72	83,21	
Or	0,35	1,68	4,75	0,34	0,28	1,22	0,51	0,69	0,60	0,54	0,28	4,81	0,35	0,32	0,24	3,37	0,54	0,38	0,54	0,29	0,40	0,31	0,29	
	Andésine				Albite .abrador				Albite				Oligoclase				Albite		Oligoclase					

Tableau 6 : Composition chimique des minéraux opaques et accessoires des gneiss et schistes.

Gneiss à grenat et pyroxène						Schistes à épidote et chlorite			
Ilmenite			Magnétite			Sphene			
N°	Op1	Op2	Op3	Op4	Op5	Spn1	Spn2	Spn3	Spn4
SiO ₂	0,05	0,01	0,03	0,04	0,05	28,93	28,41	29,07	31,47
TiO ₂	49,73	50,48	0,34	0,18	0,08	40,18	40,42	40,27	36,78
Al ₂ O ₃	0,01	-0,01	0,19	0,15	0,30	1,31	1,06	1,25	1,30
Cr ₂ O ₃	0,14	0,11	2,21	0,82	1,61	0,01	0,04	0,05	0,15
FeO	47,70	46,96	87,82	90,45	89,80	0,93	0,77	0,96	0,85
MnO	0,10	0,07	-0,02	-0,01	0,04	0,06	0,02	0,02	0,04
MgO	0,38	0,47	0,01	0,01	0,03	0,08	0,01	-0,01	0,24
CaO	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	26,82	26,82	27,22	27,11
Na ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	-0,01	0,02	0,04	0,04	0,03
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,02	0,01	0,30
NiO	0,00	0,03	0,04	0,04	0,05	-0,03	-0,02	-0,01	-0,02
Total	98,14	98,12	90,65	91,72	91,96	98,40	97,62	98,89	98,27

Tableau 7 : Composition chimique des grenats des gneiss du secteur d'étude.

N°	Gneiss à grenat et pyroxène de Kouambo												Gneiss à grenat et pyroxène de Bibolé					Gneiss à grenat et plagioclas	
	Grt1	Grt2	Grt3	Grt4	Grt5	Grt6	Grt7	Grt8	Grt9	Grt10	Grt11	Grt12	Grt1	Grt2	Grt3	Grt4	Grt5	Grt1	Grt2
SiO ₂	38,53	38,28	38,39	38,37	36,75	38,13	37,29	38,26	38,28	38,30	38,20	38,17	36,64	37,98	35,83	36,07	37,91	37,99	37,92
TiO ₂	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,05	0,11	0,04	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	21,66	21,24	21,45	21,34	20,70	21,34	21,18	21,54	21,41	21,36	21,61	21,23	21,46	21,71	21,97	21,23	21,69	21,33	21,30
Cr ₂ O ₃	0,04	0,01	0,10	0,09	0,11	0,10	0,20	0,08	0,03	0,12	0,33	0,12	0,02	0,01	-0,01	0,08	0,00	0,00	-0,01
FeO	30,05	28,90	28,71	28,34	30,04	28,95	33,98	28,52	31,92	31,44	29,42	32,94	26,87	26,71	25,03	28,31	26,42	28,32	27,06
MnO	0,39	0,38	0,40	0,35	0,47	0,43	0,51	0,39	0,48	0,46	0,40	0,54	0,61	0,55	0,60	0,68	0,55	0,63	0,58
MgO	7,16	7,55	8,36	8,44	6,69	8,20	4,14	8,59	5,96	6,14	7,56	4,94	5,72	5,77	6,28	4,94	5,39	5,25	5,37
CaO	2,67	2,77	2,06	1,98	2,73	1,97	2,55	2,05	2,63	2,68	2,70	2,62	6,86	7,26	7,59	6,79	7,78	6,50	6,49
Na ₂ O	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,05	0,00	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,04
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	-0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
NiO	0,01	-0,01	-0,01	0,02	-0,02	-0,02	0,01	-0,01	-0,01	0,00	-0,01	0,01	-0,02	0,00	0,00	0,01	-0,01	-0,01	0,00
Total	100,52	99,16	99,50	98,98	97,51	99,20	99,90	99,49	100,76	100,54	100,26	100,59	98,18	100,02	97,36	98,27	99,81	100,08	98,79
Formule structurale sur la base de 24 oxygènes																			
Si	11,98	12,02	11,98	12,01	11,87	11,95	11,93	11,93	11,99	12,00	11,90	12,04	9,97	10,13	9,80	9,88	10,15	10,17	10,27
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00
Al	5,95	5,90	5,92	5,91	5,91	5,91	5,99	5,94	5,93	5,91	5,95	5,92	3,44	3,41	3,54	3,43	3,42	3,37	3,40
Cr	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe	3,91	3,79	3,74	3,71	4,06	3,80	4,55	3,72	4,18	4,12	3,83	4,34	6,12	5,96	5,73	6,49	5,91	6,34	6,13
Mn	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,07	0,05	0,06	0,06	0,05	0,07	0,14	0,12	0,14	0,16	0,12	0,14	0,13
Mg	1,66	1,77	1,94	1,97	1,61	1,92	0,99	2,00	1,39	1,43	1,75	1,16	2,32	2,29	2,56	2,02	2,15	2,10	2,17
Ca	0,44	0,47	0,34	0,33	0,47	0,33	0,44	0,34	0,44	0,45	0,45	0,44	2,00	2,07	2,22	1,99	2,23	1,86	1,88
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	10,58	10,45	10,65	10,65	10,42	10,45	10,32
Alm(%)	64,45	62,42	61,54	61,25	65,40	62,23	75,27	60,86	68,80	67,92	62,91	72,19	57,82	57,01	53,76	60,87	56,76	60,71	59,41
spess	0,84	0,84	0,86	0,77	1,04	0,93	1,14	0,85	1,04	1,01	0,87	1,19	1,33	1,19	1,30	1,48	1,19	1,37	1,30
Pyr	27,38	29,08	31,94	32,50	25,95	31,41	16,35	32,68	22,90	23,66	28,81	19,28	21,93	21,96	24,06	18,94	20,64	20,07	21,01
Gross	7,33	7,66	5,66	5,47	7,62	5,44	7,24	5,62	7,25	7,41	7,41	7,35	18,92	19,85	20,88	18,71	21,42	17,85	18,27

Tableau 8 : Composition chimique des biotites des gneiss à grenat et pyroxène de Kouambo.

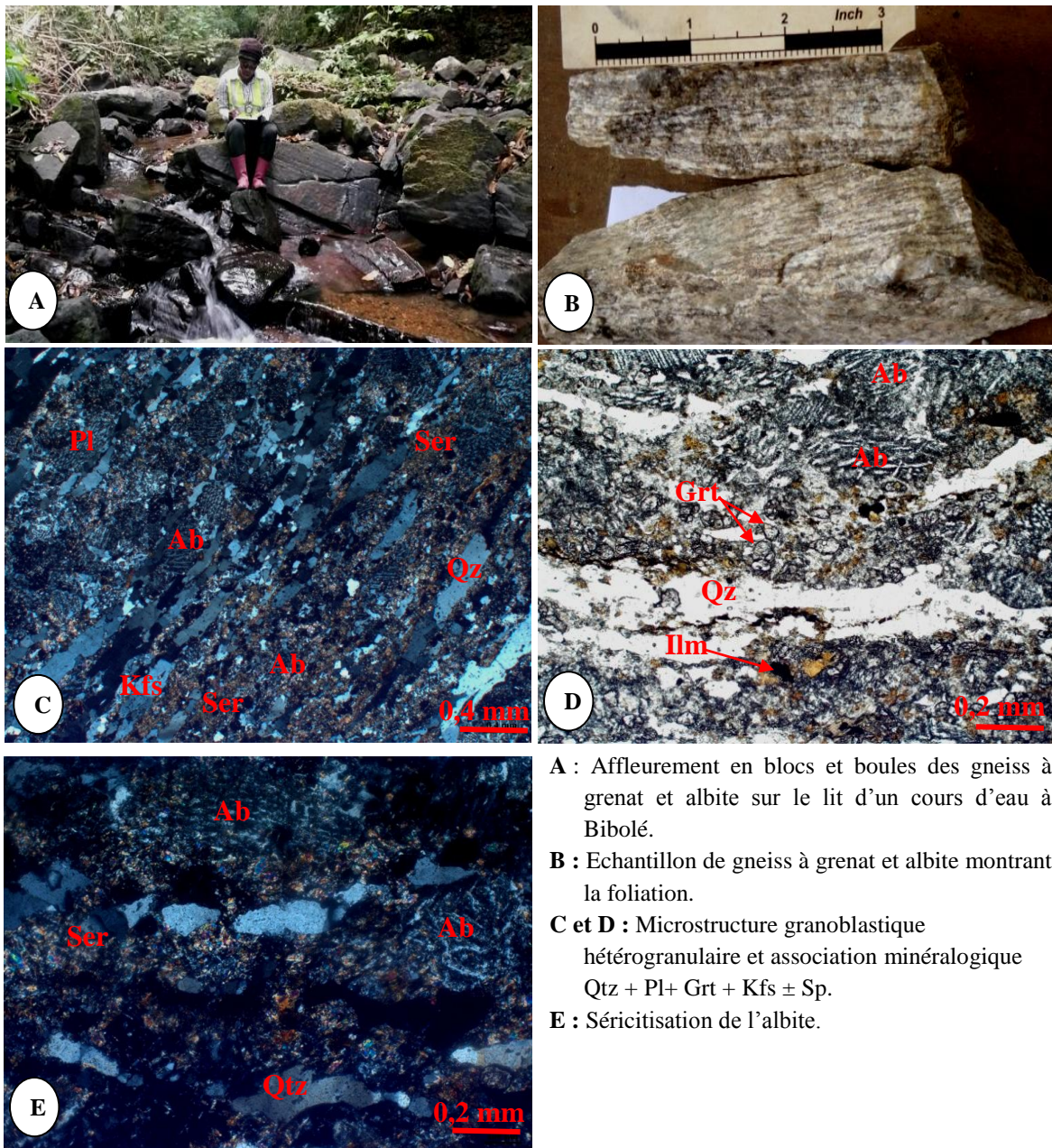
Biotite									
(%)	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	38,967	36,925	39,915	36,518	37,217	37,134	37,362	36,511	49,970
TiO ₂	1,396	2,629	2,148	3,925	1,287	1,276	2,475	2,221	1,135
Al ₂ O ₃	16,058	16,300	16,656	14,863	16,655	16,740	16,606	15,571	14,074
Cr ₂ O ₃	0,066	0,153	0,064	0,218	0,154	0,173	0,129	0,114	0,031
FeO	14,428	13,970	13,923	13,427	14,872	14,911	13,202	14,480	9,987
MnO	-0,005	0,035	-0,003	0,020	-0,005	-0,012	0,005	0,050	0,026
MgO	14,443	14,503	13,295	12,970	14,151	14,196	15,349	14,091	9,619
CaO	0,008	0,004	0,524	0,016	0,031	0,055	-0,005	-0,003	0,159
Na ₂ O	0,119	0,157	0,796	0,166	0,147	0,130	0,163	0,118	1,642
K ₂ O	8,793	9,208	8,339	9,125	8,955	8,764	9,370	9,115	6,228
NiO	0,056	0,044	0,052	0,057	0,039	0,040	0,064	0,058	0,028
Total	94,334	93,927	95,713	91,307	93,507	93,419	94,724	92,330	92,898
Cations per 22 oxygens									
Si	5,799	5,558	5,827	5,655	5,631	5,619	5,553	5,613	7,092
Ti	0,156	0,298	0,236	0,457	0,147	0,145	0,277	0,257	0,121
Al	1,408	1,446	1,433	1,356	1,485	1,493	1,454	1,411	1,177
Cr	0,004	0,009	0,004	0,013	0,009	0,010	0,008	0,007	0,002
Fe	1,796	1,758	1,700	1,739	1,882	1,887	1,641	1,862	1,185
Mn	-0,001	0,004	0,000	0,003	-0,001	-0,002	0,001	0,006	0,003
Mg	3,204	3,254	2,893	2,994	3,192	3,202	3,401	3,229	2,035
Ca	0,001	0,001	0,082	0,003	0,005	0,009	-0,001	0,000	0,024
Na	0,017	0,023	0,113	0,025	0,022	0,019	0,024	0,018	0,226
K	0,835	0,884	0,777	0,901	0,864	0,846	0,888	0,894	0,564
Sum X	5,000	5,013	4,593	4,733	5,073	5,089	5,042	5,091	3,220
Fe	0,36	0,35	0,37	0,37	0,37	0,37	0,33	0,37	0,37
Mg	0,64	0,65	0,63	0,63	0,63	0,63	0,67	0,63	0,63

III.2.2.2. Gneiss à grenat et plagioclase

Les gneiss à grenat et plagioclase (Echantillon BD2) affleurent en dalles et en blocs sur le lit d'un cours d'eau à Bibolé (Figure 16 A). La roche est à grains fins et présente une foliation marquée par des bandes claires millimétriques riches en quartz et feldspaths alternant avec des bandes rougeâtres millimétriques à centimétriques riches en grenat (Figure 16 B).

Au microscope, la foliation est nettement visible (Figure 16 C). La microstructure est granoblastique hétérogranulaire et composée de plagioclase (35%), quartz (30%), grenat (15%), feldspath alcalin (10%), séricite (5%), ilménite (1%), sphène (< 1%), (Fig. 16C et D).

- Le plagioclase est représenté minoritairement par l'albite ($An_{2-7}Ab_{88-98}Or_{0-5}$, Tableau 5) et majoritairement par l'oligoclase ($An_{20-26}Ab_{73-76}Or_{0-3}$, Tableau 5). Il se présente sous forme de cristaux antiperthitiques et polycristallins en amande. La taille moyenne du grand axe est de 0,7 mm. La plupart des cristaux montrent une altération en séricite (Figures 16 C, D et E).
- La séricite est xénomorphe et présente une coloration jaunâtre. Elle est secondaire dans la roche et résulte de l'altération du plagioclase (Figures 16 C, D et E).
- Le quartz se présente sous forme de cristaux arrondis et de rubans. Les cristaux arrondis ont une taille moyenne de 0,4 mm et les rubans mesurent 0,07 mm à 1,2 mm de grand-axe. Le quartz est associé au feldspath alcalin et au plagioclase (Figures 16 C, D, et E).
- Le grenat est un almandin riche en pyrope et grossulaire de composition $Alm_{59-61}Pyr_{20-21}Gross_{18}Spess_1$ (Tableau 7). Il est sous forme de petits cristaux arrondis dont la taille moyenne est de 0,05 mm. Ces cristaux sont orientés et sont en association fréquente avec le plagioclase.
- Le feldspath alcalin se présente sous forme de cristaux automorphes de taille moyenne 0,3 mm. Il est associé au quartz avec lequel il forme des bandes millimétriques (Figures 16 C, D, et E).
- Les minéraux accessoires sont représentés par l'ilménite et le sphène et sont associés au plagioclase et à la séricite (Figure 16 D).



A : Affleurement en blocs et boules des gneiss à grenat et albite sur le lit d'un cours d'eau à Bibolé.
B : Echantillon de gneiss à grenat et albite montrant la foliation.
C et D : Microstructure granoblastique hétérogranulaire et association minéralogique Qtz + Pl + Grt + Kfs ± Sp.
E : Séricitisation de l'albite.

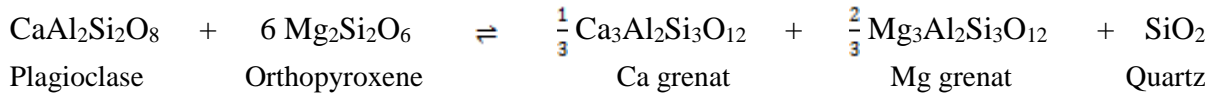
Figure 16 : Caractéristiques macroscopiques et microscopiques des gneiss à grenat et plagioclase.

III.3. ESTIMATIONS DES CONDITIONS P-T

L'estimation des conditions de température et pression atteintes au cours du métamorphisme granulitique a été faite sur les gneiss à grenat et pyroxène qui affleurent au contact direct avec les BIFs à pyroxène. Cette étude est basée sur deux principaux assemblages minéralogiques qui sont :

• **L'assemblage Grt + Opx + Pl + Qtz**

Cette association minérale typomorphique du faciès granulite permet d'estimer à la fois la température (thermomètre grenat - orthopyroxène) et la pression. Pour ce faire, nous avons le géobaromètre grenat-orthopyroxène-plagioclase-quartz de [Newton et Perkins \(1982\)](#) modifié par [Raith et al. \(1983\)](#) issue de l'équilibre :



• **L'assemblage Grt+Opx**

Le thermomètre grenat - orthopyroxène ([Powell, 1984](#)) est basé sur l'échange Fe-Mg entre grenat et orthopyroxène. Son expression est :

$$T (\text{°K}) \text{ Opx} = 1648/\text{LnKd} + 0,334$$

Où $Kd = (X_{\text{Fe}^{2+}}/X_{\text{Mg}})_{\text{Grt}} \cdot (X_{\text{Mg}}/X_{\text{Fe}^{2+}})_{\text{Cpx}}$, T en degré Kelvin et P en Kb

$$P = 3944 + 13,070T(\text{°K}) + 3,5038T(\text{°K}) \cdot \text{LN}((X_{\text{Ca,grt}})^2 \cdot (X_{\text{Mg,Grt}})^2 / (X_{\text{An}}(1+X_{\text{An}})^2 \cdot \text{En, Opx}) / 4 + 5972,551 - 2,714T(\text{°K}) \cdot ((X_{\text{Mg,grt}})^2 + 2X_{\text{Mg}}X_{\text{Fe}} + (X_{\text{Ca,grt}})^2 + X_{\text{Ca}}X_{\text{Fe}}) - (X_{\text{Ab}})^2 \cdot (3664,974 + 17088,737X_{\text{An}})$$

La solution graphique pour le géothermobaromètre grenat-plagioclase-orthopyroxène-quartz (Figure 17) donne une gamme de pression comprise entre 4 et 5 Kbar avec des températures variant de 777 à 982°C. Ces hautes températures et basses pressions sont caractéristiques du sous faciès granulite HT-BP (Figure 18).

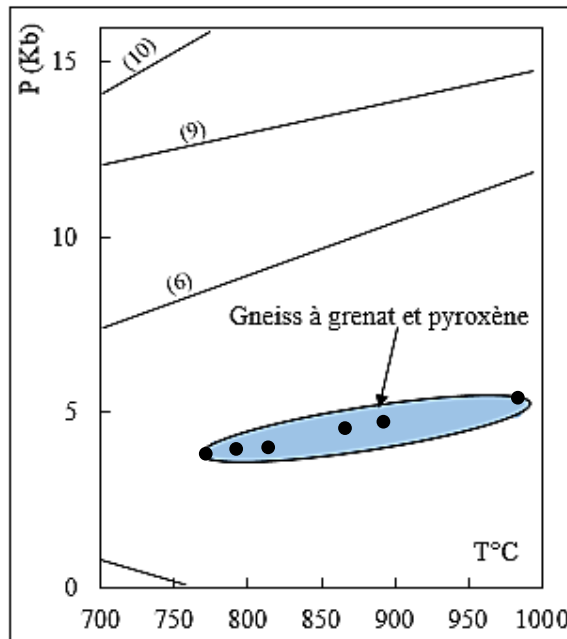


Figure 17 : Diagramme P-T des gneiss à grenat et pyroxène de Kouambo (Géothermobaromètre Grt + Opx+ Qz ; [Newton et Perkins, 1982](#), modifié par [Raith et al., 1983](#). Courbe de stabilité de [Bucher et Frey \(1994\)](#) : (6) Mus + Qz = Ky ; (9) Pl + Hbl = Omp + Grt ; (10) Pl_{An30} + V = Ky + Zo + Qz.

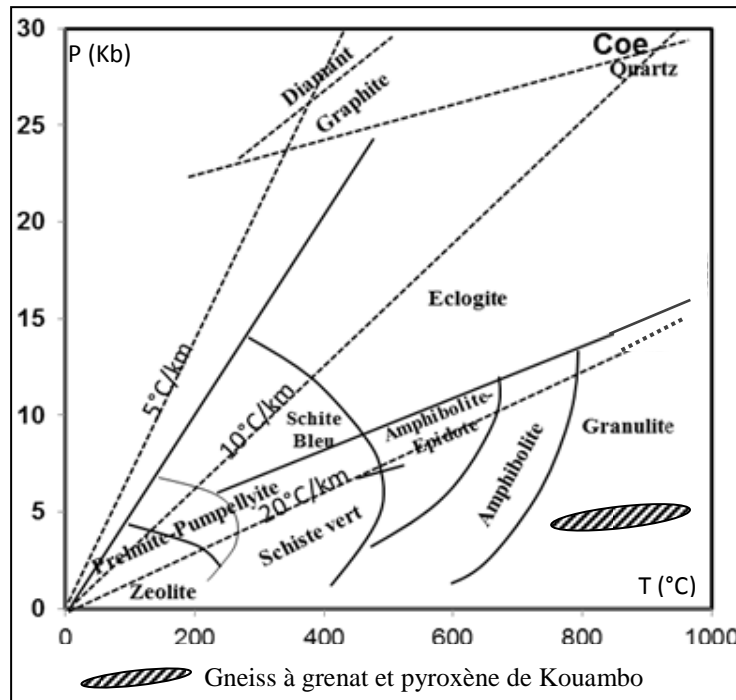


Figure 18 : Diagramme Pression-Température montrant les conditions du métamorphisme granulitique des gneiss à grenat et pyroxène de Kouambo.

En conclusion, l'étude pétrographique de la zone d'étude met en exergue un domaine essentiellement métamorphique constitué de BIFs, des schistes et des gneiss. Trois types de BIFs ont été distingués à savoir les BIFs à pyroxène, les BIFs à trémolite et les BIFs à chlorite et sulfures. Les roches encaissantes sont constituées des gneiss à grenat et pyroxène, des gneiss à grenat et plagioclase, des schistes à épidote et chlorite et des chloritoschistes. Toutes ces roches sont caractérisées par une microstructure granoblastique hétérogranulaire et des associations minéralogiques allant du faciès des schistes vert au faciès des granulites (Tableau 9). L'étude des associations minérales ainsi que l'estimation des conditions P-T du métamorphisme dans les gneiss associés aux BIFs donnent des températures comprises entre 777°C et 982°C pour des pressions de l'ordre de 4 à 5 Kb. Ces conditions indiquent clairement que le pic métamorphique s'est déroulé dans les conditions du faciès granulite de basse pression. La figure 19 présente une esquisse de carte géologique du secteur Kouambo-Bibolé.

Tableau 9 : Caractéristiques pétrographiques des formations géologiques du secteur d'étude.

Types pétrographiques	Mode d'affleurement	Microstructure	Associations minérales	Faciès
BIF à pyroxène	Dalles	Granoblastique hétérogranulaire	Mag + Qz + Opx + Cpx	Granulite
BIF à trémolite	Dalles et blocs		Qz + Mag + Trem ± Mar	Schiste vert
BIF à chlorite et sulfures	Dalles		Qz + Hbl + Mag + Chl + Py ± Cpy	Schiste vert
Schiste à épidote et chlorite	Dalles	Lépidoblastique	Qz + Ep + Pl + Chl ± Ser ± Spn	Schiste vert
Chloritoschiste	Dalles		Qz + Ep + Pl + Chl ± Ser ± Op	Schiste vert
Gneiss à grenat et pyroxène	Dalles et blocs	Granoblastique hétérogranulaire	Qz + Opx + Grt + Pl _{An30-43} + Kfs ± Bt ± Ilm ± Mag	Granulite
Gneiss à grenat et plagioclase	Dalles et blocs		Qz + Grt + Pl + Kfs ± Spn	Amphibolite de haut degré

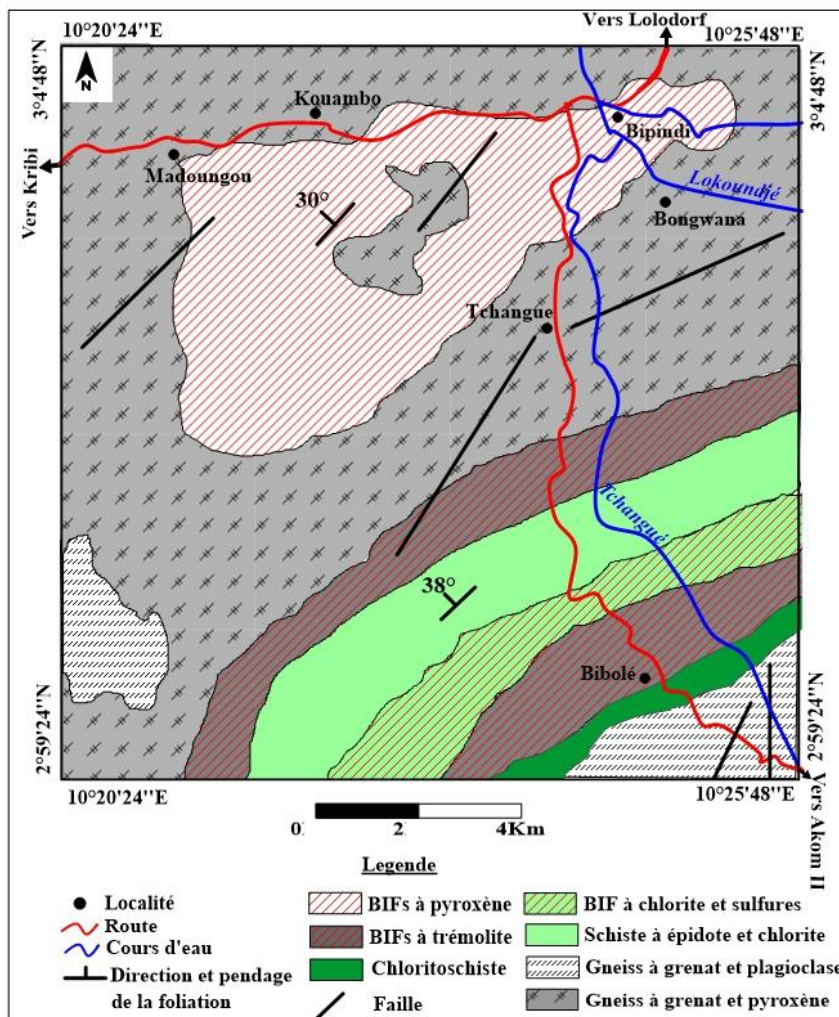


Figure 19 : Carte géologique de Kouambo-Bibolé.

**CHAPITRE IV :
ÉTUDES GÉOCHIMIQUE ET
GÉOCHRONOLOGIQUE**

IV.1. ÉTUDE GÉOCHIMIQUE

Les analyses géochimiques sur roche totale ont été réalisées sur les formations ferrifères et les roches encaissantes (gneiss à grenat et pyroxène, gneiss à grenat et plagioclase). Dans ce chapitre, nous présentons les caractères géochimiques de ces roches dans l'optique de déterminer leur nature et leurs protolites. La composition chimique des BIFs est représentée dans le tableau 10 ; celle des roches encaissantes dans le tableau 14.

IV.1.1. Caractères chimiques des formations ferrifères

IV.1.1.1. BIFs à trémolite

1. Éléments majeurs

La composition chimique en éléments majeurs des BIFs à trémolite (Tableau 10) montre que SiO_2 et Fe_2O_3 sont les principaux composants et représentent plus de 95 % de la roche, reflétant la prédominance des oxydes de fer et du quartz dans les échantillons analysés. Les teneurs en Fe_2O_3 varient entre 40,13 à 47,63% et celles de SiO_2 entre 49,96 à 56,21%. La teneur en Al_2O_3 est faible (0,24 - 0,47 %) et présente une corrélation négative avec Fe_2O_3 ($r = -0,04$). TiO_2 a également de faibles teneurs (0,01-0,03 %) et présente une corrélation positive avec Fe_2O_3 (Figure 20 c ; Tableau 11). Ces faibles teneurs en Al_2O_3 et TiO_2 suggèrent l'absence d'apport détritique pendant leur dépôt. De plus, les teneurs en MgO (0,86-1,44 %) et CaO (0,50-1,07 %) sont relativement faibles, mais non négligeables. Cela indique la présence d'une quantité mineure de minéraux silicatés (par exemple, de la trémolite) dans ces BIFs. Tous les échantillons de BIF étudiés renferment de très faibles concentrations ($< 0,2$ %) d'autres éléments majeurs (MnO , Na_2O , K_2O , P_2O_5).

Tableau 10 : Composition chimique des éléments majeurs (%) des formations ferrifères de Kouambo.

	BD4-2	BD4-3	BD4-4	BD8-1	BD8-2	BD8-3	KD3-2	KD3-3	KD4-2	KD4-3	KD5-2	KD5-3	BD5-2	BD5-3	BD5-4	BD5-6	BD5-8	
Lithologie	BIF à trémolite						BIF à Pyroxène						BIF à chlorite et sulfures					
%																		
SiO ₂	41,70	47,63	40,13	44,45	44,76	41,11	40,80	40,52	39,49	47,34	48,25	46,14	51,92	52,35	48,45	55,30	51,58	
TiO ₂	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,10	0,12	0,10	0,10	0,05	0,09	0,15	0,14	0,16	0,14	0,13	
Al ₂ O ₃	0,47	0,39	0,29	0,24	0,36	0,33	0,71	0,95	0,94	0,85	0,98	0,70	1,20	1,27	1,17	1,27	1,21	
Fe ₂ O _{3t}	54,39	49,96	55,46	52,70	52,73	56,21	54,92	54,61	55,97	47,69	47,58	50,30	40,28	38,44	43,19	36,37	40,33	
MnO	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	
MgO	1,44	0,95	1,35	0,86	1,00	0,91	2,25	2,12	2,25	2,53	1,91	1,95	1,99	2,25	2,16	2,38	2,09	
CaO	0,85	0,52	1,07	0,80	0,62	0,50	0,76	0,88	0,89	1,27	0,68	0,93	1,27	1,38	1,43	1,50	1,28	
Na ₂ O	0,18	0,11	0,02	0,02	0,03	0,16	0,03	0,10	0,12	0,11	0,11	0,17	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,06	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,10	0,15	0,15	0,14	0,26	0,38	0,35	0,25	0,11	0,12	0,17	0,18	0,18	0,17	0,17	
LOI	0,04	-0,02	-0,39	-1,25	0,04	-0,07	-0,05	-0,02	-0,09	-0,03	-0,02	0,02	1,71	1,69	0,85	1,81	1,25	
Total	99,26	99,73	98,09	98,03	99,79	99,35	99,82	99,71	100,07	100,21	99,71	100,48	98,77	97,78	97,67	99,04	98,12	

Tableau 11 : Composition chimique des éléments traces (ppm) des formations ferrifères de Kouambo.

	BD4-2	BD4-3	BD4-4	BD8-1	BD8-2	BD8-3	KD3-2	KD3-3	KD4-2	KD4-3	KD5-2	KD5-3	BD5-2	BD5-3	BD5-4	BD5-6	BD5-8
Lithologie	BIF à trémolite						BIF à Pyroxène						BIF à chlorite et sulfures				
ppm																	
Sc	0,20	1,15	0,33	0,37	1,09	1,05	2,09	1,95	2,81	2,36	1,93	1,22	5,82	4,94	4,69	6,11	5,33
V	4,22	10,18	4,09	7,77	8,71	9,12	16,68	18,39	18,87	20,76	16,97	1,26	54,69	49,08	46,02	51,48	51,43
Cr	110,62	131,47	125,33	197,14	62,80	89,77	163,36	90,98	178,90	177,95	180,27	57,72	279,73	244,66	221,29	275,85	213,44
Co	3,03	4,20	3,12	2,97	6,23	2,84	3,82	3,53	4,27	3,90	3,46	0,50	58,91	58,18	40,22	58,46	47,66
Ni	5,27	5,56	3,12	3,90	6,55	7,63	17,34	18,72	17,03	15,90	17,91	1,30	193,37	190,41	152,38	211,92	197,80
Cu	2,76	7,95	0,41	0,04	10,33	12,25	4,34	15,19	3,95	6,04	1,56	0,30	893,67	818,04	467,10	952,45	763,10
Zn	17,62	27,64	14,12	13,93	33,48	30,14	9,33	10,61	12,36	8,61	6,69	1,76	22,76	23,75	23,33	16,80	16,48
Ga	0,89	1,65	0,82	0,31	1,77	2,04	3,96	3,62	3,84	3,73	3,33	1,82	3,60	3,20	3,63	2,68	2,95
Rb	0,45	1,18	0,20	0,00	1,46	0,96	0,59	0,36	1,95	3,27	0,66	0,25	0,28	0,25	0,29	0,12	0,01
Sr	3,66	16,52	3,02	18,30	25,29	25,15	36,22	26,21	40,66	76,61	5,37	2,92	2,59	1,52	1,76	1,53	1,64
Zr	1,00	4,84	1,93	2,70	5,73	2,72	1,06	2,48	0,88	2,89	5,04	0,44	3,47	4,56	4,96	5,52	2,86
Nb	0,16	1,18	0,00	0,54	1,37	1,49	0,38	0,41	1,15	0,50	1,05	0,13	0,47	0,31	0,60	0,48	0,54
Cs	0,04	0,27	0,01	0,00	0,29	0,27	0,02	0,00	0,35	0,10	0,09	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Ba	27,46	38,68	6,14	5,43	30,66	7,59	139,30	16,90	65,35	268,82	6,61	4,69	3,07	2,35	2,93	2,14	2,61
Hf	0,05	0,13	0,06	0,07	0,15	0,08	0,05	0,09	0,08	0,10	0,14	0,02	0,16	0,18	0,21	0,19	0,13
Ta	0,01	0,05	0,00	0,02	0,04	0,04	0,02	0,02	0,06	0,04	0,19	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04
Pb	0,31	1,38	0,16	0,62	1,62	1,49	5,33	0,58	1,10	0,30	0,18	0,10	0,60	0,54	0,30	0,20	0,14
Th	0,09	0,27	0,08	0,30	0,28	0,29	0,13	1,83	0,78	0,82	0,20	0,11	0,28	0,27	0,32	0,23	0,20
U	0,02	0,07	0,02	0,09	0,09	0,08	0,07	0,08	0,10	0,08	0,05	0,01	0,08	0,08	0,13	0,07	0,09
Th/U	4,25	3,86	4,26	3,41	3,24	3,84	2,00	22,57	7,90	10,29	3,98	21,60	3,31	3,38	2,51	3,09	2,32

Tableau 12 : Composition chimique des éléments terres rares (ppm) des formations ferrifères de Kouambo.

	BD4-2	BD4-3	BD4-4	BD8-1	BD8-2	BD8-3	KD3-2	KD3-3	KD4-2	KD4-3	KD5-2	KD5-3	BD5-2	BD5-3	BD5-4	BD5-6	BD5-8
Lithologie	BIF à trémolite						BIF à Pyroxène						BIF à chlorite et sulfures				
ppm																	
La	3,12	8,89	3,49	10,92	10,44	11,13	6,15	13,21	9,56	5,57	1,69	0,90	8,23	10,02	13,05	8,53	12,19
Ce	4,83	12,61	4,78	15,22	14,60	16,04	11,55	27,38	20,71	10,75	3,75	1,45	14,95	16,24	24,23	14,39	21,79
Pr	0,63	1,75	0,70	2,20	2,13	2,30	1,48	4,06	2,85	1,36	0,52	0,27	2,15	2,26	3,19	2,03	2,77
Nd	2,67	6,81	2,98	9,12	8,63	9,25	6,07	17,42	12,12	5,69	2,13	1,12	9,22	9,81	13,49	9,04	11,58
Sm	0,57	1,28	0,58	1,77	1,66	1,72	1,20	2,78	2,11	1,11	0,48	0,26	2,08	2,20	2,77	2,04	2,29
Eu	0,20	0,61	0,20	0,81	0,74	0,72	0,50	0,46	0,55	0,54	0,18	0,10	0,57	0,60	0,75	0,57	0,69
Gd	0,77	1,55	0,72	2,23	1,93	2,02	1,27	2,18	1,86	1,28	0,58	0,30	2,25	2,57	2,89	2,39	2,61
Tb	0,13	0,23	0,14	0,36	0,32	0,32	0,20	0,26	0,25	0,20	0,09	0,05	0,37	0,44	0,46	0,41	0,42
Dy	0,86	1,36	0,74	2,17	1,93	1,97	1,21	1,30	1,27	1,23	0,58	0,32	2,42	2,79	2,72	2,48	2,47
Y	6,49	9,31	5,90	15,04	13,14	13,61	7,71	7,45	8,14	7,59	3,33	1,92	12,70	15,23	14,19	14,87	13,97
Ho	0,19	0,29	0,17	0,49	0,40	0,40	0,26	0,26	0,26	0,27	0,12	0,07	0,53	0,62	0,60	0,56	0,54
Er	0,56	0,82	0,47	1,30	1,10	1,11	0,69	0,65	0,72	0,75	0,32	0,19	1,45	1,71	1,62	1,59	1,49
Tm	0,08	0,13	0,06	0,16	0,17	0,17	0,09	0,09	0,11	0,10	0,04	0,03	0,20	0,23	0,22	0,21	0,19
Yb	0,45	0,74	0,42	1,02	1,07	1,04	0,54	0,53	0,68	0,64	0,27	0,18	1,36	1,53	1,44	1,38	1,30
Lu	0,07	0,11	0,06	0,16	0,16	0,16	0,08	0,09	0,10	0,10	0,04	0,03	0,20	0,22	0,21	0,20	0,19
∑REY	21,62	46,47	21,42	62,97	58,41	61,96	38,99	78,11	61,28	37,18	14,12	7,16	58,67	66,48	81,84	60,68	74,51
Y/Ho	4,73	5,33	5,17	5,16	5,20	5,38	5,06	6,27	5,76	5,14	4,42	4,32	4,43	4,45	4,86	4,43	5,05
(La/Yb) _{CI}	4,95	8,60	7,00	7,69	5,93	7,65	8,12	17,92	10,07	6,28	4,43	3,68	4,34	4,70	6,50	4,44	6,70
(Tb/Yb) _{CI}	1,29	1,41	1,34	1,41	1,50	1,58	1,67	2,20	1,64	1,42	1,49	1,32	1,25	1,31	1,47	1,35	1,48
(Eu/Eu*) _{CI}	0,95	1,37	1,27	1,20	0,93	1,28	1,22	0,55	0,83	1,40	1,04	1,06	0,79	0,76	0,80	0,79	0,86
(La/Yb) _{SI}	0,40	0,69	0,56	0,62	0,48	0,61	0,65	1,44	0,81	0,50	0,36	0,30	0,35	0,38	0,52	0,36	0,54
(Sm/Yb) _{PAAS}	0,49	0,68	0,62	0,66	0,54	0,68	0,88	2,08	1,23	0,69	0,70	0,58	0,61	0,57	0,76	0,59	0,70
(La/La*) _{PAAS}	1,45	1,21	1,27	1,24	1,52	1,38	1,10	0,98	0,99	1,14	0,87	0,89	1,15	1,39	1,19	1,43	1,23
(Pr/Pr*) _{PAAS}	1,02	1,10	1,10	1,10	1,06	1,08	1,04	1,07	1,04	1,02	1,07	1,20	1,06	1,04	1,03	1,03	1,02
(Ce/Ce*) _{PAAS}	0,79	0,74	0,71	0,73	0,71	0,72	0,88	0,85	0,91	0,90	0,91	0,67	0,82	0,79	0,87	0,80	0,86
(Eu/Eu*) _{PAAS}	1,36	2,05	1,89	1,79	1,33	1,89	1,86	0,92	1,33	2,11	1,55	1,56	1,19	1,13	1,21	1,16	1,28
(y/y*) _{PAAS}	0,99	0,92	0,93	0,95	1,03	0,90	0,86	0,79	0,88	0,82	0,79	0,82	0,70	0,72	0,69	0,79	0,75
(Gd/Yb) _{PAAS}	0,98	1,21	1,04	1,13	0,99	1,26	1,36	2,38	1,58	1,16	1,23	0,99	0,96	0,97	1,16	1,00	1,16

NB : Indice CI = Normalisation par rapport à la Chondrite (Sun et McDonough, 1989) ; Indice PAAS = Normalisation par rapport au Sédiment Australien Post-Archéen (McLennan, 1989). $(Eu/Eu^*)_{PAAS} = Eu_{PAAS} / (0.67Sm_{PAAS} + 0.33Tb_{PAAS})$; $(Ce/Ce^*)_{PAAS} = 2Ce_{PAAS} / (La_{PAAS} + Pr_{PAAS})$; $(La/La^*)_{PAAS} = La_{PAAS} / (3Pr_{PAAS} - 2Nd_{PAAS})$; $(Y/Y^*)_{PAAS} = 2Y_{PAAS} / (Dy_{PAAS} + Ho_{PAAS})$; $(Pr/Pr^*)_{PAAS} = 2Pr_{PAAS} / (Ce_{PAAS} + Nd_{PAAS})$.

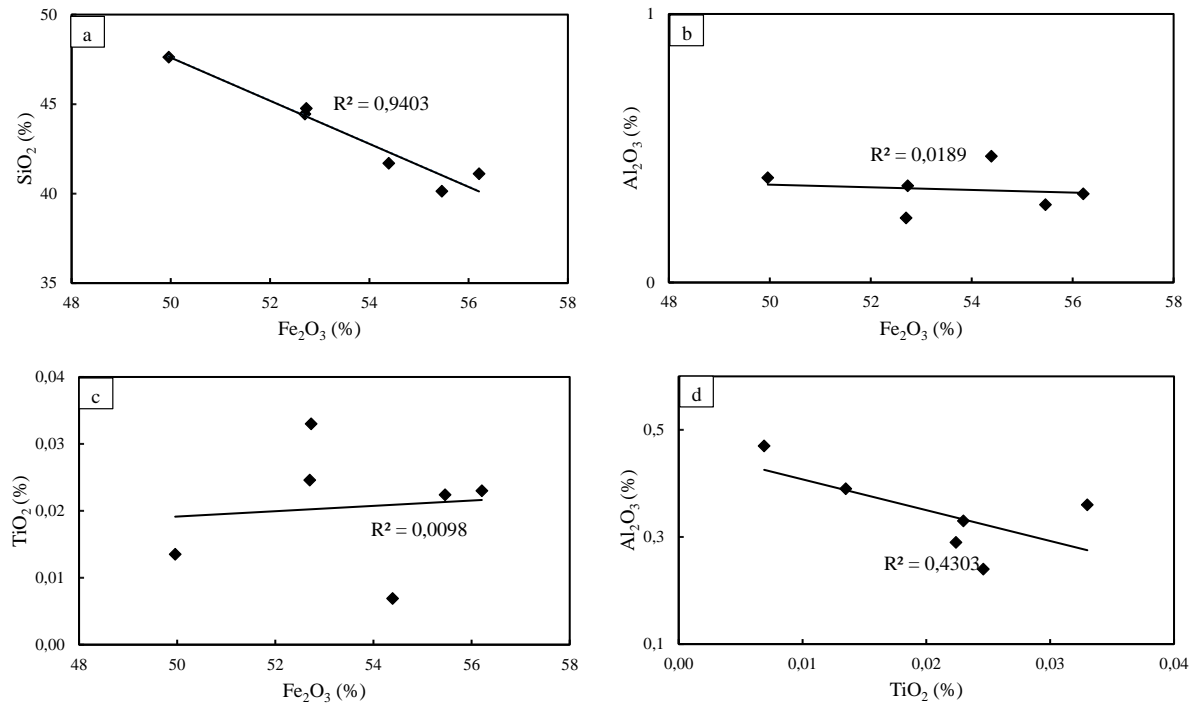


Figure 20 : Diagrammes binaires de quelques éléments majeurs des BIFs à trémolite en fonction de Fe₂O₃ (a, b et c) et TiO₂ (d).

Tableau 13 : Matrice de corrélation des BIFs à trémolite

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
SiO ₂	1									
TiO ₂	-0,71	1								
Al ₂ O ₃	-0,03	-0,13	1							
Fe ₂ O ₃	-0,99	0,66	-0,04	1						
MnO	0,99	-0,65	-0,04	-0,98	1					
MgO	-0,18	0,51	-0,07	0,09	-0,14	1				
CaO	0,23	0,44	-0,13	-0,30	0,32	0,75	1			
Na ₂ O	0,40	-0,08	0,07	-0,36	0,49	-0,37	0,28	1		
K ₂ O	0,60	-0,02	-0,02	-0,66	0,65	0,64	0,88	0,22	1	
P ₂ O ₅	-0,82	0,83	0,33	0,74	-0,80	0,53	0,19	-0,34	-0,14	1

2. Éléments en traces

Les échantillons des BIFs à trémolite présentent de très faibles teneurs en éléments à haute intensité de champ (HFSE) tels que Sc (0,20-1,15 ppm), Zr (1-5,73 ppm), Hf (0,05-0,15 ppm) et Th (0,08-0,30 ppm). À l'exception de Cr (62,80-197,14 ppm) et Zn (13,93-33,48 ppm), les BIFs à trémolite ont des teneurs relativement faibles en métaux de transition tels que Co (2,84-6,23 ppm), Ni (3,12-7,63 ppm) et V (4,09-10,18 ppm). En termes d'éléments lithophiles à gros ions (LILE), ces échantillons de BIF présentent des concentrations variables de Ba (5,43-38,68 ppm), Sr (3,02-24,29 ppm), et Rb (0,20-1,46 ppm).

3. Terres rares (REE)

Sur la base du rayon ionique, l'yttrium présente un comportement chimique similaire aux terres rares et est communément inséré entre Dy et Ho (Bau et al., 1996 ; Sun et al., 2015). La somme des terres rares + Y (Σ REY) de tous les échantillons de BIF à trémolite varie entre 21,42 et 62,97 ppm. Les éléments terres rares normalisés à la chondrite (C_I) des BIFs à trémolite présentent : (i) un enrichissement en terres rares légères (LREE) ($(La/Yb)_{C_I} = 4,95-8,60$), (ii) des terres rares lourdes (HREE) légèrement fractionnées ($(Tb/Yb)_{C_I} = 1,29-1,58$), (iii) des anomalies négatives en Ce, et (iv) des anomalies nulles à faiblement positives en Eu ($(Eu/Eu^*)_{C_I} = 0,93-1,37$). (Tableau 12 et Figure 21 e). Les profils REY des échantillons de BIFs à trémolite normalisés par rapport aux sédiments australiens post archéens ($PAAS$) sont caractérisés par un appauvrissement en LREE par rapport aux HREE ($(La/Yb)_{PAAS} = 0,51-0,89$, Tableau 12 et Figure 21 c). Ces BIFs présentent également des anomalies positives en Eu ($(Eu/Eu^*)_{PAAS} = 1,45-2,22$). Ces spectres sont en outre caractérisés par : (i) des anomalies positives en La ($(La/La^*)_{PAAS} = 1,21-1,52$) et en Y ($(Y/Y^*)_{PAAS} = 1,19-1,32$). (ii) des anomalies négatives en Ce ($(Ce/Ce^*)_{PAAS} = 0,71-0,79$) et (iii) des rapports Y/Ho chondritiques à super-chondritiques compris entre 30,44 et 34,32 (Tableau 12 et Figure 21 f).

IV.1.1.2. BIFs à chlorite et sulfures

1. Éléments majeurs

La composition chimique (majeurs, traces et terres rares) de cinq échantillons représentatifs des BIFs à chlorite et sulfures est présentée dans le tableau 10. Les teneurs en SiO_2 , Fe_2O_3 et Al_2O_3 de ces roches varient entre 48,45-55,30 % ; 36,37-43,19 % et 1,17-1,27 % respectivement. SiO_2 et Al_2O_3 présentent des corrélations fortement négatives avec Fe_2O_3 ($r = -0,98$ et $-0,94$ respectivement, Figures 22 b et c ; Tableau 12). TiO_2 a des teneurs faibles (0,13 – 0,16 %) et présente une corrélation positive ($r = 0,53$) avec Fe_2O_3 (Figure 22 c ;

Tableau 14) et une corrélation négative ($r = -0,60$) avec Al_2O_3 (Figure 21d ; Tableau 14). Les autres éléments majeurs (sauf MgO et CaO) ont des teneurs très faibles.

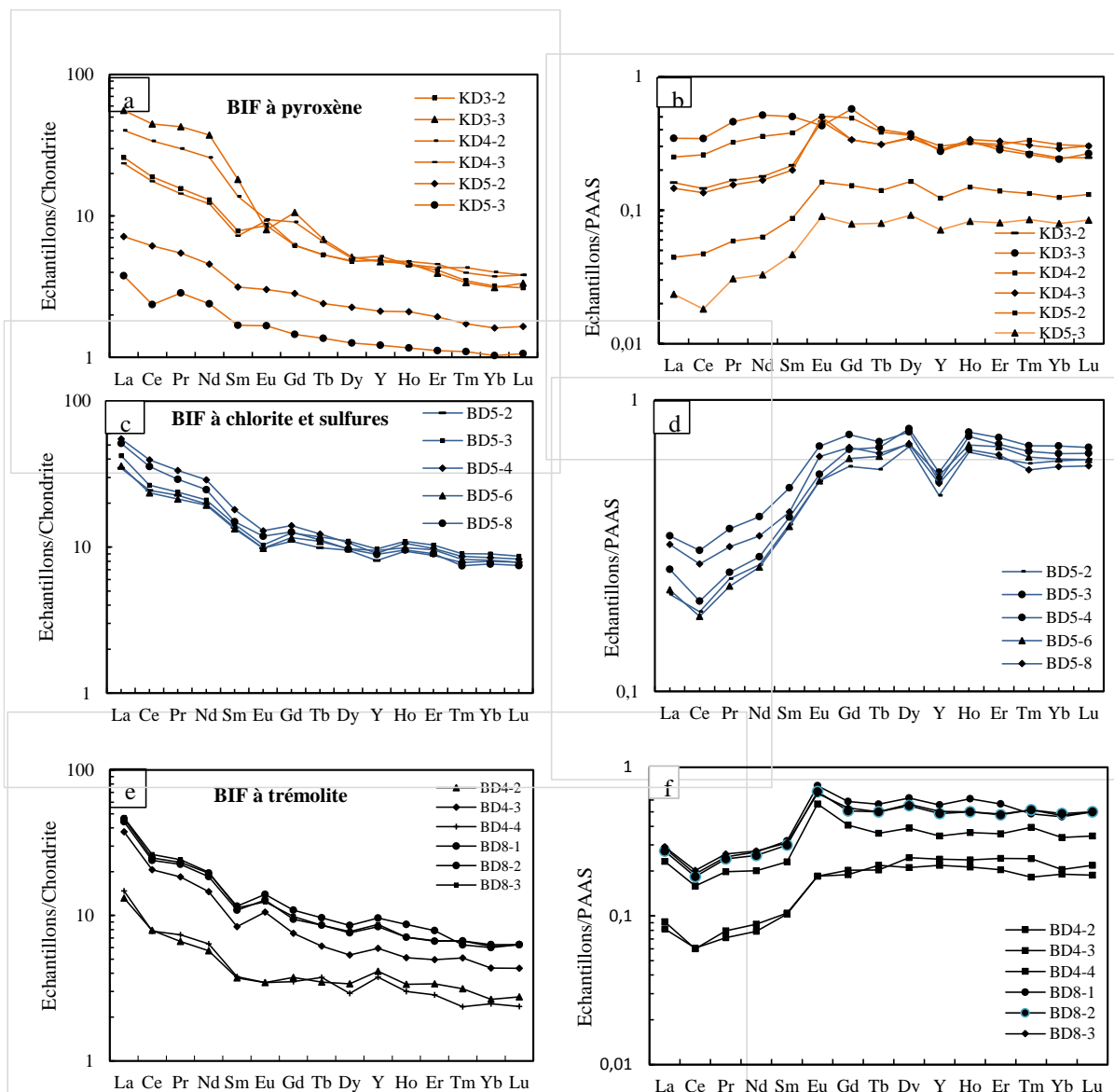


Figure 21 : Spectres des terres rares des BIFs de Kouambo. a, b, c : spectres normalisés par rapport à la chondrite (Sun et McDonough, 1989) ; d, e, f : spectres normalisés par rapport au PAAS (McLennan, 1989).

2. Éléments en traces

Les échantillons de BIFs à chlorite et sulfures sont sensiblement appauvris en éléments lithophiles à gros ions (LILE) tels que Rb, Sr et Ba, avec des teneurs respectives de 0,01-0,29 ppm, 1,52-2,59 ppm et 2,14-3,07 ppm (Tableau 10). Ceci est cohérent avec l'absence de feldspaths révélée par les études pétrographiques. Ils sont également appauvris en HFSE tels que Zr (2,86-5,52 ppm), Hf (0,13-0,21 ppm), Nb (0,31-0,60 ppm), et Ta (0,03-0,04 ppm). Cependant, ces BIFs présentent des teneurs en éléments de transition plus élevées (sauf Sc, V,

Pb et Zn) : Co (40,22-58,91 ppm), Ni (190,41-211,92 ppm), Cr (213,44-279,73 ppm), et Cu (467,10-952,45 ppm). Les fortes abondances de Ni et de Cu sont très probablement liées à la présence de pyrite et de chalcopyrite dans cette roche.

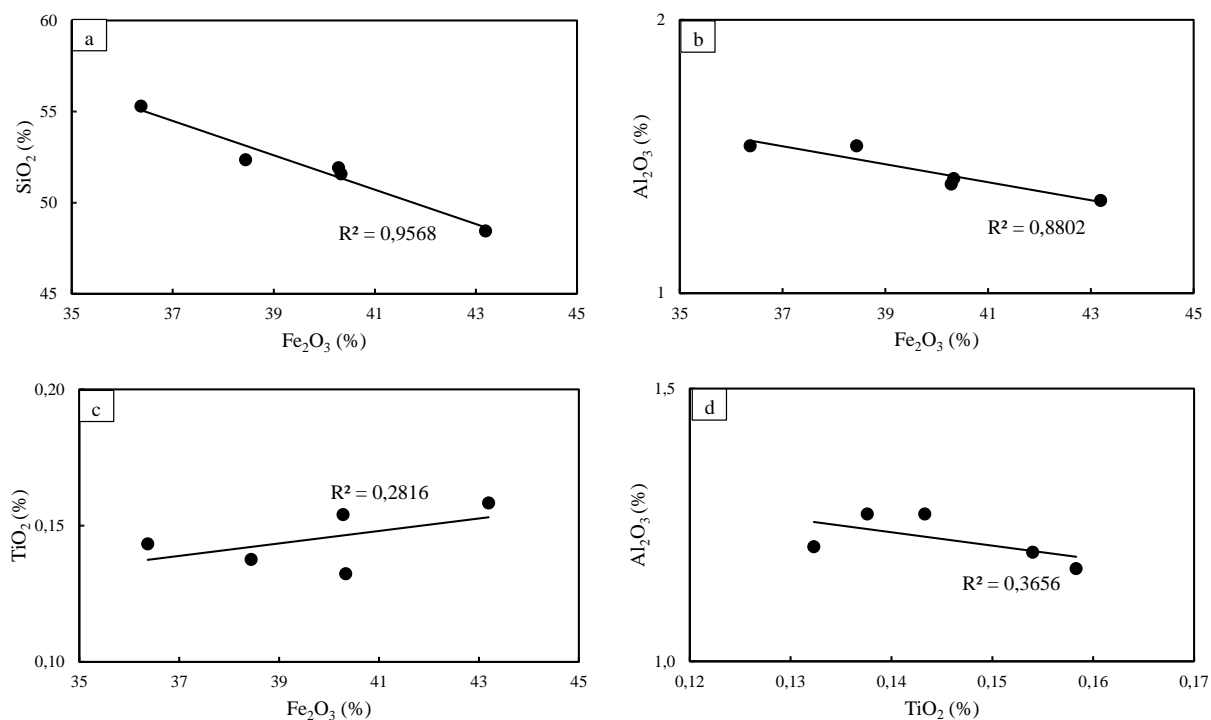


Figure 22 : Diagrammes binaires de quelques éléments majeurs des BIFs à chlorite et sulfures en fonction de Fe₂O₃ (a, b et c) et TiO₂ (d).

Tableau 14 : Matrice de corrélation des BIFs à chlorite et sulfures.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
SiO ₂	1									
TiO ₂	-0,48	1								
Al ₂ O ₃	0,85	-0,60	1							
Fe ₂ O ₃	-0,98	0,53	-0,94	1						
MnO	0,06	0,16	0,39	-0,21	1					
MgO	0,55	-0,26	0,73	-0,66	0,82	1				
CaO	0,28	0,17	0,39	-0,35	0,90	0,90	1			
Na ₂ O	-0,48	0,71	-0,86	0,64	-0,50	-0,69	-0,34	1		
K ₂ O	0,80	-0,59	0,98	-0,90	0,29	0,59	0,24	-0,84	1	
P ₂ O ₅	-0,13	-0,07	0,37	-0,06	0,87	0,62	0,60	-0,68	0,33	1

3. Terres rares

Les BIFs à chlorite et sulfures sont caractérisés par de faibles teneurs en Σ REE (45,81-67,65 ppm). Dans le diagramme de normalisation des terres rares par rapport à la chondrite (Figure 21 a), tous les échantillons montrent un enrichissement en LREE par rapport aux HREE ((La/Sm)_{CI} = 2,55-3,43 et (Gd/Yb)_{CI} = 1,37-1,66 respectivement), et de faibles anomalies négatives en Eu (Eu/Eu* = 0,77-0,85). Sur le diagramme REY normalisés par rapport au PAAS, les BIFs à chlorite et sulfures présentent un appauvrissement en LREE par rapport aux HREE avec des rapports (La/Yb)_{PAAS} allant de 0,35 à 0,54 (Tableau 12 et Figure 21 d). Ces échantillons présentent également des anomalies négatives en Ce et Y avec (Ce/Ce*)_{PAAS} = 0,78-0,86 et (Y/Y*)_{PAAS} = 0,69-0,78, de faibles anomalies positives en Eu ((Eu/Eu*)_{PAAS} = 1,08-1,24) et des rapports Y/Ho quasi chondritiques (Y/Ho = 23,96-26,55) (Tableau 12 et Figure 21 d).

IV.1.1.3. BIFs à pyroxène

1. Eléments majeurs

Les données chimiques des éléments majeurs des BIFs à pyroxène en (tableau 10) montrent que SiO₂ et Fe₂O₃ constituent plus de 95 % de la roche avec des teneurs comprises entre 39,49% à 48,25% et 47,58% à 55,97% pour SiO₂ et Fe₂O₃ respectivement. Ces teneurs sont similaires aux BIFs du complexe du Ntem incluant les BIFs de Bikoula (Teutsong et al., 2017), de Kpwa-Atog Boga (Soh Tamehe et al., 2018), et de Nkout (Ndime et al., 2019) ainsi que les BIFs de Xiaolaihe au Nord du craton de Chine (Peng et al., 2018). Le diagramme de la figure 23a et le tableau 15 indiquent une forte corrélation négative (r = -0,99) entre SiO₂ et Fe₂O₃. La teneur en Al₂O₃ varie entre 0,70 % et 0,98 % et montre une faible corrélation négative (r = -0,04) avec Fe₂O₃ (Figure 23 b ; Tableau 15). TiO₂ a des teneurs très faibles (0,05-0,12 %) et montre une corrélation positive (r = 0,66) avec Fe₂O₃ et une corrélation négative (r = -0,13) avec Al₂O₃ (Figure 23d ; Tableau 13).

Les faibles teneurs en Al₂O₃ et TiO₂ suggèrent un apport insignifiant des éléments détritiques lors du dépôt. Les teneurs en alcalins (Na₂O et K₂O) sont significativement faibles. Ces faibles teneurs reflètent aussi la rareté des minéraux silicatés dans la roche. Les concentrations de MgO (1,91-2,53 %) et de CaO (0,68-1,27 %) dans les BIFs à pyroxène sont faibles, mais non négligeables. Ceci est dû à la présence d'une quantité mineure de pyroxène dans ces BIFs telle que révélée par l'étude pétrographique.

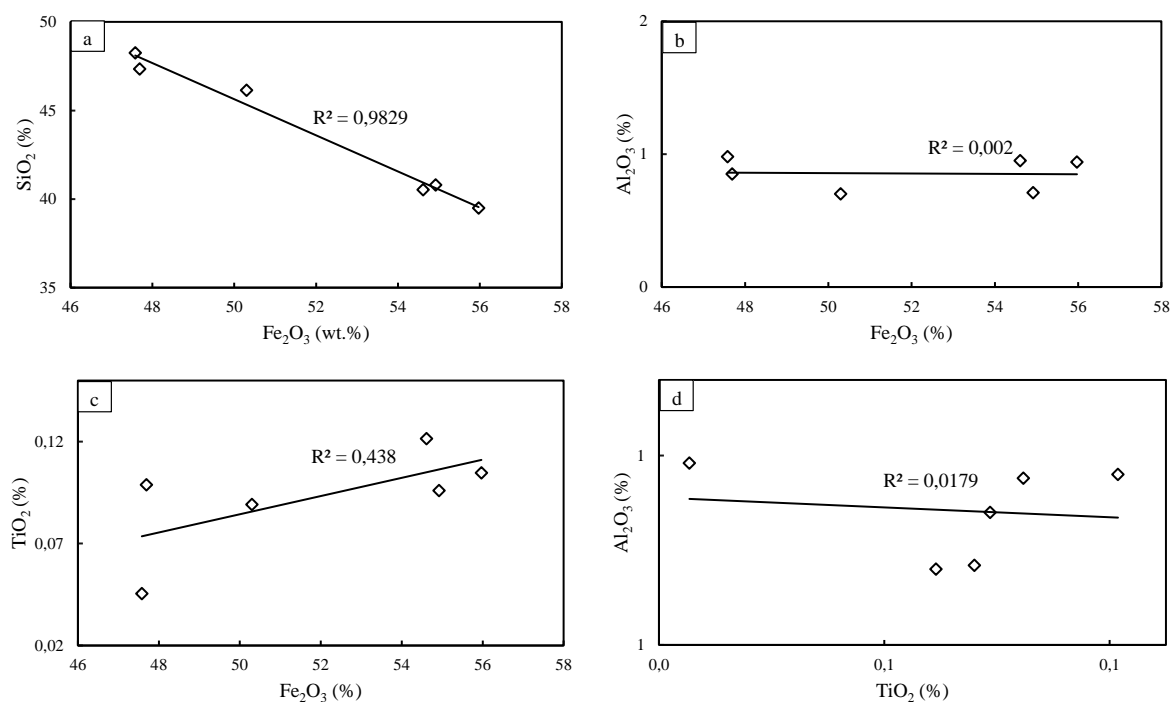


Figure 23 : Diagrammes binaires de quelques éléments majeurs des BIFs à pyroxène en fonction de Fe_2O_3 (a, b et c) et TiO_2 (d).

Tableau 15 : Matrice de corrélation des BIFs à pyroxène.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
SiO_2	1									
TiO_2	-0,71	1								
Al_2O_3	-0,03	-0,13	1							
Fe_2O_3	-0,99	0,66	-0,04	1						
MnO	0,99	-0,65	-0,04	-0,98	1					
MgO	-0,18	0,51	-0,07	0,09	-0,14	1				
CaO	0,23	0,44	-0,13	-0,30	0,32	0,75	1			
Na_2O	0,40	-0,08	0,07	-0,36	0,49	-0,37	0,28	1		
K_2O	0,60	-0,02	-0,02	-0,66	0,65	0,64	0,88	0,22	1	
P_2O_5	-0,82	0,83	0,33	0,74	-0,80	0,53	0,19	-0,34	-0,14	1

2. Éléments en traces

Les BIFs à pyroxène sont caractérisés par de faibles teneurs en HFSE tels que Sc (1,22-2,81 ppm), Zr (0,88-5,09 ppm), Hf (0,02-0,14 ppm) et Th (0,11-1,83 ppm) ; et des concentrations variables en LILE : Ba (4,69-139,30 ppm), Sr (2,92-76,61 ppm) et Rb (0,25-

3,27 ppm). De plus, ces BIFs ont des teneurs relativement faibles en métaux de transition tels que Co (0,50-4,27 ppm), Ni (1,30-18,72 ppm) et V (1,26-20,76 ppm).

3. Terres rares

La somme des terres rares et Y (ΣREY) de tous les échantillons de BIFs à pyroxène varient entre 7,16 et 78,11 ppm. Les spectres des terres rares normalisés par rapport à la chondrite présentent : (i) un enrichissement en terres rares légères (LREE) ($(La/Yb)_{CI} = 3,68-17,92$), (ii) des terres rares lourdes (HREE) presque plates à légèrement fractionnées ($(Tb/Yb)_{CI} = 1,32-2,20$), (iii) des anomalies négatives en Ce, et (iv) de faibles anomalies négatives à positives en Eu ($(Eu/Eu^*)_{CI} = 0,55-1,40$). (Tableau 12 et Figure 21 a). Les spectres normalisés par rapport au PAAS sont caractérisés par un léger appauvrissement en LREE par rapport aux HREE ($(La/Yb)_{PAAS} = 0,30-1,40$, Tableau 12 et Figure 21 c). Ces BIFs présentent également des anomalies négatives à positives en Eu ($(Eu/Eu^*)_{PAAS} = 0,92-2,11$). Ces spectres sont en outre caractérisés par : (i) des anomalies négatives en Y ($(Y/Y^*)_{PAAS} = 0,79-0,88$) et en Ce ($(Ce/Ce^*)_{PAAS} = 0,67-0,91$), et (ii) des rapports Y/Ho chondritiques à super-chondritiques compris entre 27,96 et 31,69 (Tableau 12 et Figure 21 b).

IV.1.2. Caractères chimiques des roches hôtes

Les gneiss à grenat et pyroxène et les gneiss à grenat et plagioclase sont les roches hôtes sur lesquelles les analyses géochimiques sur roche totale ont été réalisées et dont les résultats (éléments majeurs, traces et terres rares) sont représentés dans le tableau 16.

IV.1.2.1. Éléments majeurs

Les gneiss à grenat et pyroxène sont caractérisés par des teneurs élevées en SiO_2 et moyennement élevées en Al_2O_3 , variant respectivement de 48,51 à 60,80 % et de 12,12 à 14,75 %. Ces roches sont enrichies en Fe_2O_3 (11,08-19,89 %) et en MgO (4,58-9,81 %). Les gneiss à grenat et pyroxène ont des teneurs en alcalins ($Na_2O + K_2O$) et en CaO relativement élevées, variant de 1,90 à 3,42 % et de 1,99 à 11,39 % respectivement. Les autres éléments majeurs sont en faibles concentrations dans les échantillons analysés.

Tableau 16 : Composition chimique en éléments majeurs (%) des gneiss de Kouambo.

	KD7-1	KD7-2	KD7-3	KD7-4	KD7-5	KD7-6	KD7-8	KD2-1	KD2-2	BD1-1	BD1-2	BD2-1	BD2-2
(%)	Gneiss à grenat et pyroxène											Gneiss à grenat et plagioclase	
SiO ₂	60,80	57,99	59,71	59,70	59,54	51,96	57,59	48,57	48,51	58,20	57,50	69,41	70,25
TiO ₂	0,57	0,65	0,65	0,48	0,68	0,91	0,59	0,71	0,60	0,91	1,01	0,55	0,53
Al ₂ O ₃	13,07	13,98	13,79	13,26	13,62	14,46	13,85	14,61	14,75	12,25	12,12	14,48	14,04
Fe ₂ O ₃	15,10	15,33	13,84	15,91	14,97	19,89	16,13	12,30	12,48	11,08	12,04	4,66	4,54
MnO	0,14	0,13	0,12	0,16	0,12	0,17	0,15	0,18	0,18	0,17	0,19	0,07	0,07
MgO	4,58	5,97	5,13	4,80	4,74	6,74	5,06	8,56	9,81	4,68	5,00	1,02	1,01
CaO	2,17	2,38	2,31	1,88	2,35	2,01	1,99	11,39	9,75	10,05	10,12	3,37	3,26
Na ₂ O	1,62	2,06	2,04	1,40	2,05	1,43	1,57	1,98	1,91	1,92	1,78	3,33	3,18
K ₂ O	0,93	1,17	1,38	1,11	1,01	1,52	1,50	0,18	0,30	0,13	0,12	1,98	1,95
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,08	0,05	0,09	0,10	0,11	0,11
LOI	-0,02	0,02	0,30	-0,01	-0,03	-0,04	0,01	-0,05	0,09	0,01	0,08	0,51	0,50
Total	99,00	99,71	99,30	98,72	99,08	99,09	98,48	98,51	98,42	99,49	100,06	99,49	99,44
Na ₂ O+K ₂ O	2,56	3,23	3,42	2,50	3,06	2,96	3,07	2,16	2,20	2,05	1,90	5,31	5,13

Fe₂O₃^T= Fe total.

Les gneiss à grenat et plagioclase ont une concentration plus élevée en SiO₂ (69,41-70,25 %) et basses en Fe₂O₃ (4,54-4,66 %). Les teneurs en Al₂O₃ (14,04-14,48 %) sont dans les mêmes proportions que celles des gneiss à grenat et pyroxène. Les teneurs en CaO et MgO varient respectivement de 3,26 à 3,37 % et de 1,02 à 1,01 %. Ces roches sont également plus riches en alcalins (K₂O + Na₂O = 5,13-5,31 %) par comparaison aux gneiss à grenat et pyroxène.

IV.1.2.2. Éléments en traces

Les données chimiques révèlent que les échantillons de gneiss à grenat et pyroxène sont enrichis en Sr (89,63-184,31 ppm), en Zr (33,92-171,45 ppm), en Ni (52,52-356,12 ppm), en V (111,42-296,16 ppm) et en Ba (43,74-1207,20 ppm) et pauvres en Co (27,45-54,27 ppm) et Sc (15,11-45,91 ppm). Ils sont également très appauvris en Ga (10,81-16,75 ppm), Th (0,01-4,84 ppm), Nb (0,49-11,54 ppm) et Hf (1,01-4,81 ppm). Le césium, l'uranium et le tantale ont des teneurs presque nulles.

Les échantillons de gneiss à grenat et plagioclase sont plus riches en éléments lithophiles [(Sr=128,78-157,16 ppm), (Zr =164,80-265,14ppm)] qu'en métaux de transition [(V =51,25-62,39 ppm), (Ni = 6,44-9,32 ppm) et (Co =8,39-9,92 ppm)]. Ils sont très appauvris en Ga (14,07-17,12ppm), Th (9,57-14,22 ppm), Nb (6,59-8,44 ppm) et Hf (4,22-7,03 ppm).

Tableau 17 : Composition chimique en éléments traces (ppm) des gneiss de Kouambo.

	KD7-1	KD7-2	KD7-3	KD7-4	KD7-5	KD7-6	KD7-8	KD2-1	KD2-2	BD1-1	BD1-2	BD2-1	BD2-2
(ppm)	Gneiss à grenat et pyroxène											Gneiss à grenat et plagioclase	
Sc	19,86	23,90	22,95	19,69	15,11	30,49	20,68	45,91	31,43	35,32	38,40	9,36	7,37
V	124,50	166,06	164,20	125,07	117,32	209,27	111,42	274,13	203,14	252,11	296,16	62,39	51,25
Cr	716,26	633,68	678,60	796,74	694,92	889,94	732,48	489,77	301,34	234,69	303,90	128,74	64,83
Co	27,45	37,73	34,70	45,21	30,78	52,36	46,74	51,08	54,27	37,91	42,09	9,92	8,39
Ni	115,27	157,41	160,02	297,72	139,68	259,92	356,12	205,58	234,86	52,52	63,87	9,32	6,44
Cu	22,21	31,68	34,86	78,68	20,69	63,79	110,07	39,10	30,68	8,08	9,37	7,71	6,43
Zn	49,98	93,32	81,71	45,64	54,69	87,97	60,80	93,09	96,89	68,79	76,37	37,38	32,72
Ga	10,81	15,27	14,64	13,63	11,80	15,94	11,49	15,95	14,63	16,29	16,75	17,12	14,07
Rb	23,41	30,35	35,96	32,12	19,64	52,99	40,90	2,84	3,23	2,29	2,71	40,16	34,14
Sr	153,95	158,82	173,70	132,16	184,31	182,58	166,35	91,03	89,63	136,02	131,03	157,16	128,78
Y	51,62	26,11	25,20	26,68	37,45	46,42	34,42	27,60	21,39	22,63	23,67	14,54	11,85
Zr	128,98	155,03	102,69	139,19	33,92	171,45	116,91	34,25	50,27	77,33	57,53	265,14	164,80
Nb	5,03	6,74	7,26	4,48	0,49	11,54	5,94	2,76	2,65	7,31	7,58	8,44	6,59
Cs	0,16	0,44	0,45	0,19	0,18	0,39	0,28	0,33	0,32	0,29	0,30	0,46	0,40
Ba	615,88	657,41	845,37	727,21	738,79	1207,20	1043,02	45,45	43,74	57,23	58,44	1135,93	920,88
Hf	3,58	3,98	2,64	3,66	1,01	4,81	3,19	1,10	1,37	2,12	1,69	7,03	4,22
Ta	0,26	0,44	0,48	0,27	0,01	0,80	0,36	0,17	0,18	0,62	0,60	0,47	0,35
Tl	0,08	0,13	0,14	0,09	0,09	0,16	0,12	0,07	0,05	0,04	0,04	0,14	0,12
Pb	6,32	7,90	9,54	6,45	8,24	8,34	8,86	2,06	2,10	2,28	2,18	8,45	7,56
Bi	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Th	0,87	1,58	1,94	3,58	0,70	0,92	4,84	0,01	0,01	0,53	0,58	9,57	14,22
U	0,37	0,37	0,35	0,45	0,29	0,49	0,46	0,05	0,04	0,15	0,16	0,75	0,56

IV.1.2.3. Terres rares

Les gneiss à grenat et pyroxène sont caractérisés par des teneurs élevées en terres rares légères ($\Sigma\text{LREE}= 59,01 \text{ ppm}$) par rapport aux terres rares lourdes ($\Sigma\text{HREE}= 16 \text{ ppm}$), tandis que les gneiss à grenat et plagioclase ont des teneurs très élevées en en terres rares légères ($\Sigma\text{LREE}= 128,95 \text{ ppm}$) et très faibles en terres rares lourdes ($\Sigma\text{HREE}= 6,54 \text{ ppm}$). Les terres rares des gneiss étudiées ont été normalisées par rapport à la chondrite (Evensen et al., 1978) et montrent un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (Figures 24a et b). Les échantillons de gneiss à grenat et pyroxène présentent des anomalies négatives à positives en Eu (0,73–1,31) (Figure 24a) tandis que les gneiss à grenat et plagioclase montrent des anomalies négatives en Eu (0,73-0,89) (Figure 24b).

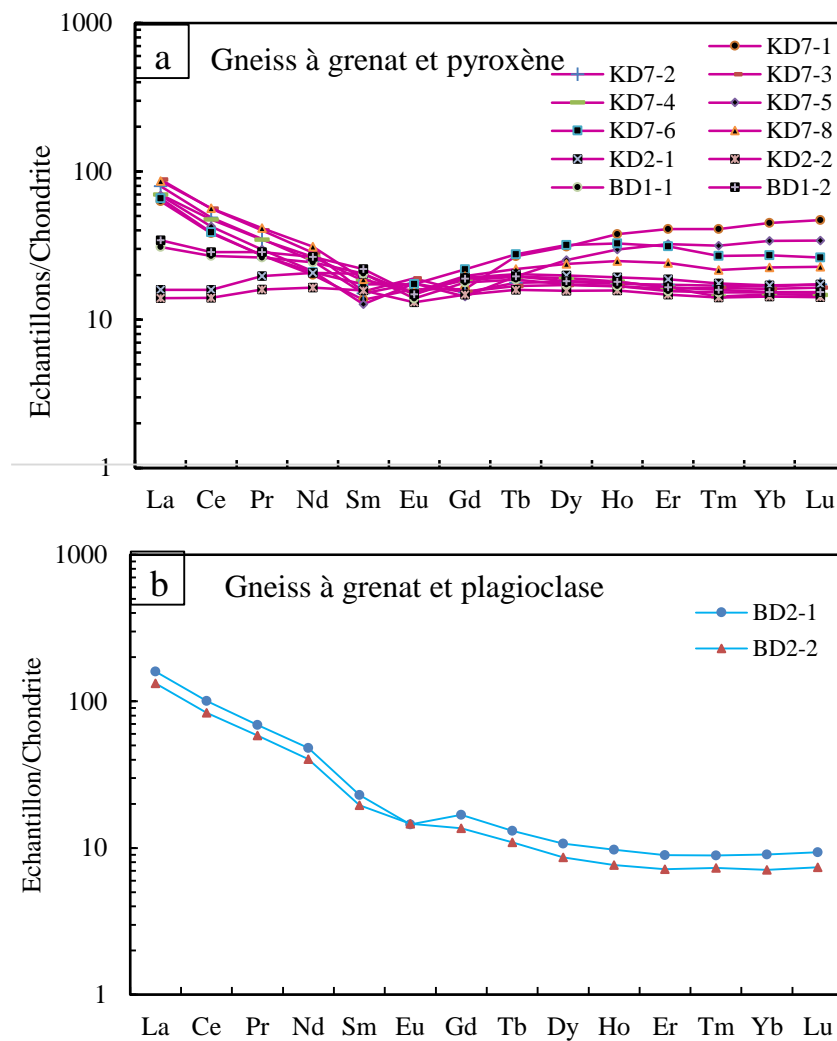


Figure 24 : Spectres des terres rares des gneiss normalisés par rapport à la chondrite (Evensen et al., 1978).

Tableau 18 : Composition chimique en terre rares (ppm) des gneiss de Kouambo.

	KD7-1	KD7-2	KD7-3	KD7-4	KD7-5	KD7-6	KD7-8	KD2-1	KD2-2	BD1-1	BD1-2	BD2-1	BD2-2
(ppm)	Gneiss à grenat et pyroxène											Gneiss à grenat et plagioclase	
La	15,42	19,44	21,67	17,15	16,90	16,11	21,11	3,90	3,42	7,57	8,40	39,08	32,53
Ce	24,48	31,17	35,88	30,31	27,12	24,81	36,09	10,16	8,98	17,21	18,26	64,33	53,37
Pr	2,61	3,37	3,85	3,34	2,85	2,61	3,98	1,89	1,54	2,52	2,74	6,64	5,61
Nd	9,50	11,80	13,41	12,59	10,06	9,89	14,73	9,82	7,80	11,57	12,60	22,77	19,12
Sm	2,10	2,32	2,38	2,81	1,95	2,67	2,89	3,13	2,43	3,15	3,38	3,55	3,01
Eu	0,93	1,02	1,10	0,91	1,02	1,01	0,89	0,87	0,76	0,81	0,86	0,84	0,85
Gd	3,27	3,11	3,14	3,76	2,92	4,46	4,01	3,92	3,00	3,63	3,86	3,43	2,79
Tb	1,00	0,66	0,63	0,73	0,74	1,04	0,82	0,76	0,60	0,70	0,73	0,49	0,41
Dy	7,91	4,58	4,35	4,87	6,40	8,11	6,05	5,04	3,97	4,40	4,62	2,73	2,20
Ho	2,16	1,00	0,96	1,03	1,69	1,86	1,42	1,10	0,90	0,96	1,03	0,56	0,44
Er	6,78	2,86	2,70	2,74	5,37	5,19	4,01	3,10	2,45	2,59	2,75	1,49	1,19
Tm	1,06	0,44	0,43	0,37	0,82	0,70	0,56	0,46	0,37	0,40	0,41	0,23	0,19
Yb	7,62	2,86	2,75	2,52	5,79	4,62	3,83	2,90	2,43	2,59	2,61	1,53	1,21
Lu	1,19	0,44	0,42	0,37	0,87	0,67	0,58	0,44	0,36	0,39	0,39	0,24	0,19
∑REE	86,02	85,06	93,66	83,50	84,50	83,75	100,96	47,49	39,00	58,48	62,65	147,89	123,10
(La/Yb) _{CN}	1,45	4,88	5,65	4,88	2,09	2,50	3,95	0,97	1,01	2,09	2,31	18,27	19,33
(La/Sm) _{CN}	4,75	5,42	5,87	3,94	5,58	3,90	4,72	0,80	0,91	1,55	1,60	7,11	6,97
(Gd/Yb) _{CN}	0,35	0,90	0,95	1,24	0,42	0,80	0,87	1,12	1,02	1,16	1,23	1,85	1,91
Eu/Eu*	1,09	1,16	1,23	0,85	1,31	0,90	0,79	0,76	0,86	0,73	0,73	0,73	0,89

N.B : Indice CI = Normalisation par rapport à la chondrite CI (Sun et McDonough, 1989) ; $(Eu/Eu^*)_{CI} = Eu_{CI} / \sqrt{(Sm_{CI} \times Gd_{CI})}$.

IV.1.3. Effet du métamorphisme / altération hydrothermale sur la mobilité des éléments chimiques

Étant donné que les gneiss à grenat et pyroxène et les gneiss à grenat et plagioclase analysés ont subi un métamorphisme allant du faciès des amphibolites au faciès des granulites, il est important d'évaluer les effets de la mobilité des éléments au cours de ces phénomènes avant de considérer toute interprétation pétrogénétique. Compte tenu de la présence de la séricite dans les échantillons de gneiss étudiés, l'indice d'altération de [Large et al. \(2001\)](#) a été utilisé pour quantifier davantage l'intensité et les tendances de cette altération.

Dans le diagramme d'altération ICCP en fonction de IA (Figure 25), presque tous les échantillons de gneiss à grenat et pyroxène tombent dans le champ des roches altérées, indiquant qu'ils ont subi l'altération hydrothermale qui aurait oblitérée leur signature chimique primaire. Les échantillons de gneiss à plagioclase tombent quant à eux à l'intérieur du champ des roches moins altérées, suggérant la préservation de leur composition chimique primaire. De plus, le Zr est communément utilisé pour vérifier la mobilité des éléments chimiques pendant le métamorphisme ([Pearce et al., 1992](#); [Polat et Hofmann, 2003](#); [Polat, 2009](#)). Dans les diagrammes binaires de quelques éléments traces tels que Ti, Nb, Sc, Th, La, Y, Yb, Sm Vs Zr (Figure 26), aucune corrélation n'est décelée sur les échantillons de gneiss à grenat et pyroxène, ce qui confirme la mobilité de ces éléments dans cette roche. Par contre, on observe des corrélations dans les gneiss grenat et plagioclase, montrant l'immobilité de ses éléments. Au vu de ces résultats, la composition chimique des gneiss à grenat et pyroxène ne sera pas utilisée dans la suite du travail pour les interprétations pétrogénétiques.

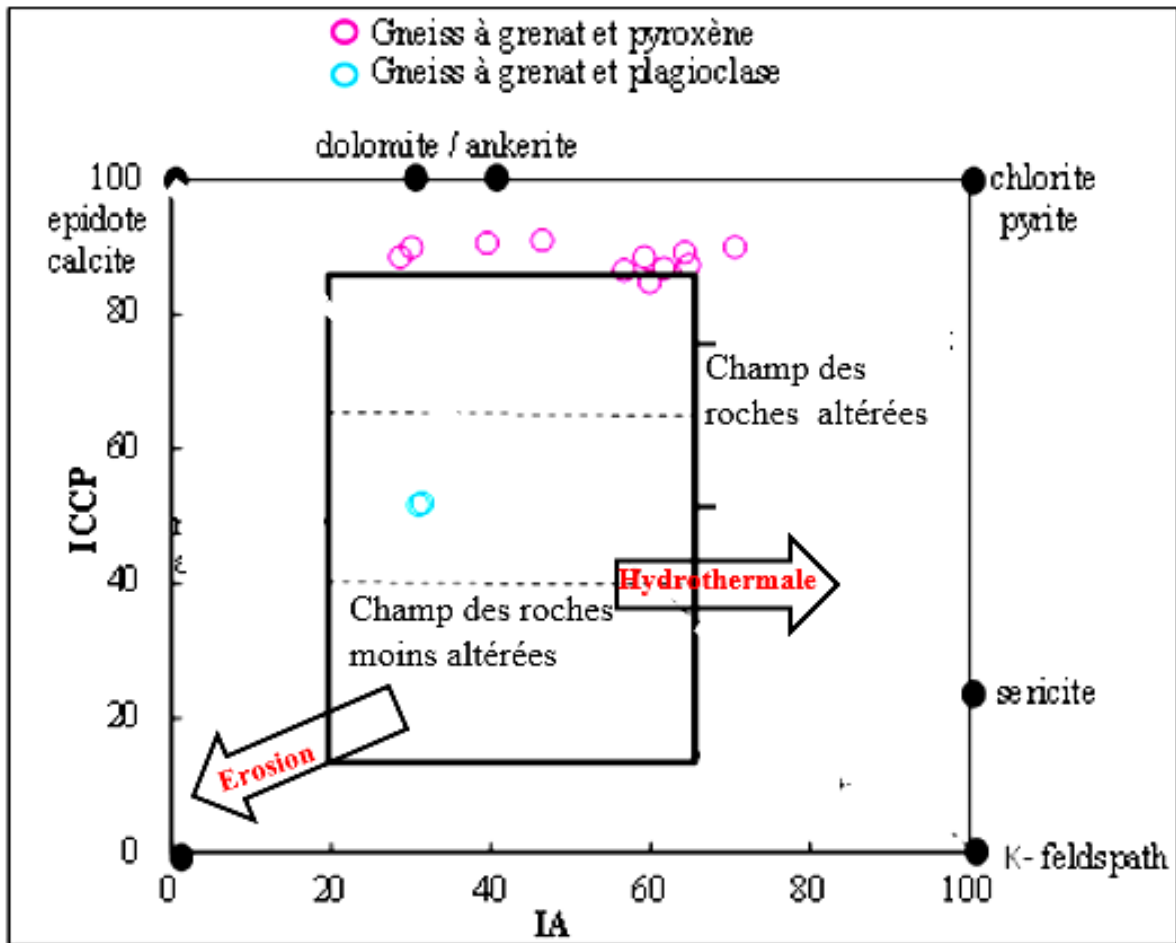


Figure 25 : Diagramme d'altération ICCP vs IA (d'après Large et al., 2001) pour les gneiss du secteur d'étude. ICCP= Index Chlorite-Carbonate-sulfures= $100(\text{MgO}+\text{FeO})/(\text{MgO}+\text{FeO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, où FeO est le Fe total. IA= Index d'altération et sa formule selon Ishikawa et al. (1976) est : $100(\text{K}_2\text{O}+\text{MgO})/(\text{K}_2\text{O}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$.

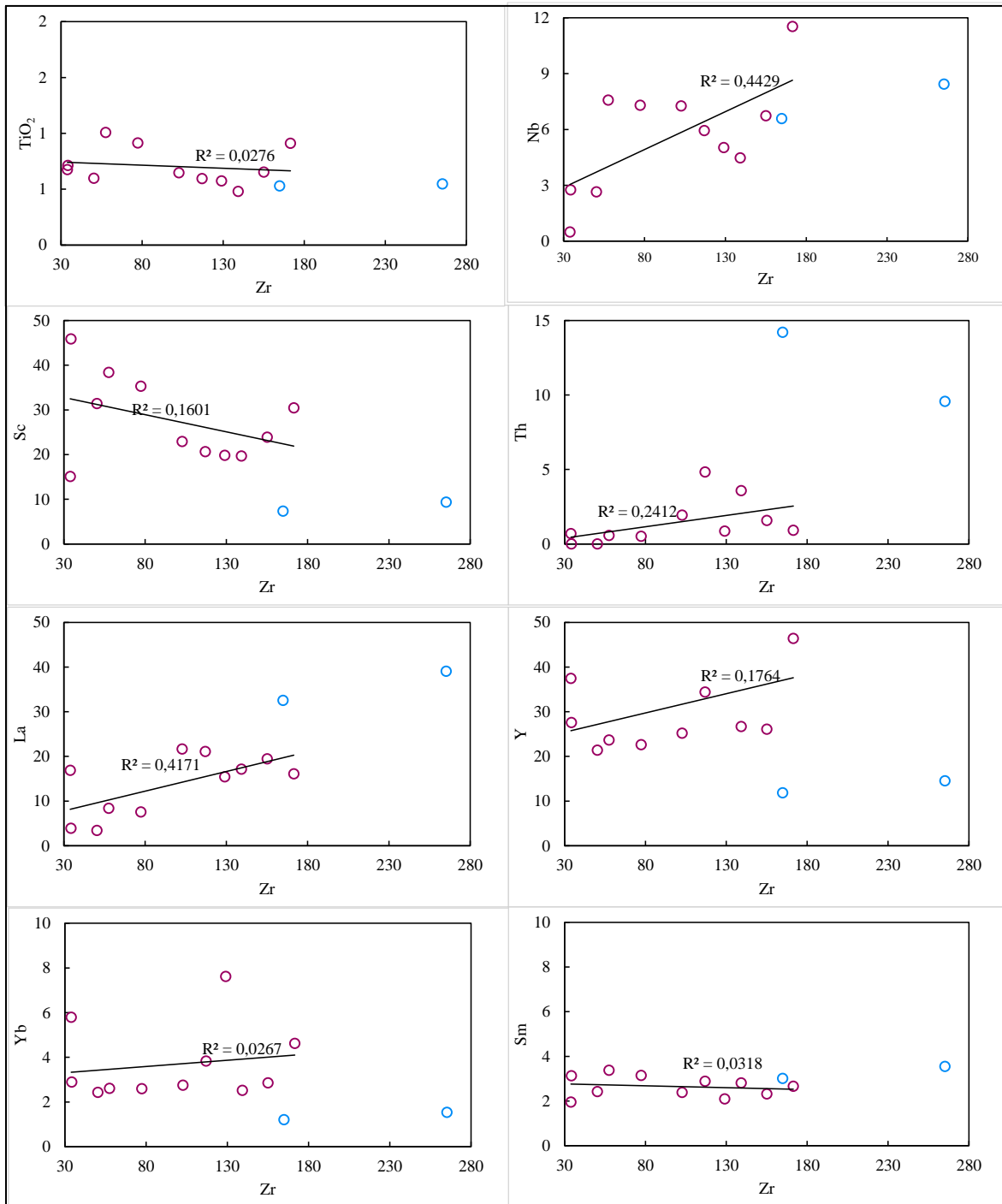


Figure 26 : Diagrammes binaires de variation de quelques éléments majeurs et traces en fonction de Zr pour les gneiss de Kouambo.

IV.1.4. Reconstitution des protolites

Dans le diagramme ternaire MgO-K₂O-Na₂O de reconstitution des protolites de [De la Roche \(1965\)](#) (Figure 27), les échantillons de gneiss à grenat et plagioclase sont plotés dans le domaine des roches ignées, proche de la composition des granodiorites.

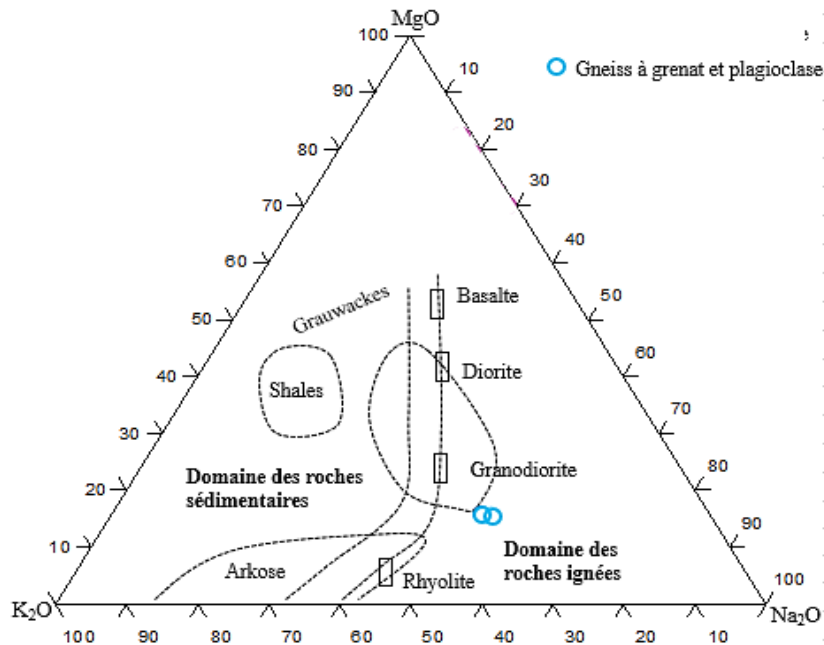


Figure 27 : Diagramme ternaire MgO-K₂O-Na₂O ([De la Roche, 1965](#)) montrant le protolite des gneiss du secteur Kouambo.

Le diagramme Zr/TiO₂ vs Nb/Y ([Winchester et Floyd, 1977](#)) est couramment utilisé pour distinguer le protolite des roches volcaniques métamorphisées. Dans la figure 28a, les gneiss à grenat et plagioclase tombent dans le champ des trachy-andésites et montrent une affinité calco-alcaline (Figure 28b).

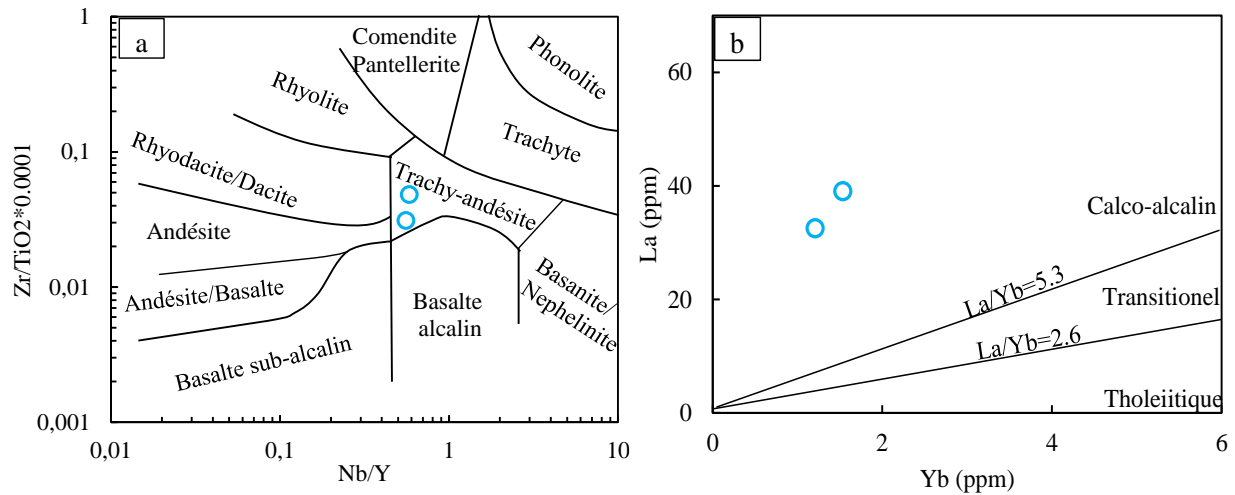


Figure 28 : Diagramme de classification des protolites des gneiss de Kouambo. a) Diagramme Zr/TiO_2 en fonction de Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977). b) Diagramme La en fonction Yb (Ross et Bédard, 2009) montrant l’affinité calco-alcaline.

En conclusion, Les BIFs du secteur Kouambo ont des teneurs moyennement élevées en SiO_2 (39,49-56,21 %) et en Fe_2O_3 (36,37-55,97 %). Les faibles teneurs en Al_2O_3 (1,17-1,27 %) et TiO_2 (0,05-0,12 %) indiquent un apport détritique dans le milieu du dépôt. Les concentrations moins élevées en CaO (0,50-1,27 %) et MgO (0,86-2,53 %) dans ces BIFs sont due à la présence d'une faible quantité de minéraux ferromagnésiens (trémolite et hypersthène). Ces BIFs sont caractérisés par des anomalies négatives à positives en Eu ($(Eu/Eu^*)_{SN} = 0,92-2,22$) similaires aux BIFs du Complexe du Nyong au Cameroun (Soh Tamehe et al., 2018 ; Ganno et al., 2017) et de Xiaolaihe au Nord du craton de Chine (Peng et al., 2018). Les gneiss associés aux BIFs dans la zone d’étude sont des métatrachy-andésites ayant une affinité calco-alcaline.

IV.2. ÉTUDE GÉOCHRONOLOGIQUE

Cette partie est consacrée à l’étude géochronologique des formations du secteur d’étude, afin de déterminer l’âge de mise en place des formations ferrifères et des évènements tectono-métamorphiques ayant affectés la région de Kouambo. Les données présentées ici ont été obtenues sur un échantillon de gneiss à grenat et pyroxène (en contact avec les BIFs à pyroxène) et sur un échantillon de BIFs à chlorite et sulfures. Les âges ont été calculés en considérant les erreurs à 1σ (un sigma).

IV.2.1. Choix et étude des zircons

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

IV.2.1.1. Morphologie et structure des zircons analysés

1. Zircons des BIFs à chlorite et sulfures (BD5)

Les images CL des zircons des BIFs à chlorite et sulfures montrent des grains avec des cœurs foncés et des formes variables (sub-arrondie, anguleuse, fragmentée, fine bordure). En général, la taille des grains est comprise entre 72 et 138 μm (Figure 29). Les spots analysés montrent des teneurs variables en Th (74-430 ppm) et U (369-1439 ppm), et des rapports Th/U faibles à modérés variant de 0,15 à 0,34 (Tableau 19). La valeur de f_{206} également connue comme le Pb commun est faible, allant de 0,07 à 0,38 %.

- **Les zircons sub-arrondis** ont des tailles variant de 45 à 73 μm (Figure 29A). Ces cristaux présentent des textures tachetées et spongieuses en lumière transmise et des zonations oscillatoires en reliques, ainsi que des couronnes de croissance métamorphique au niveau des bordures.
- **Les zircons cassés et anguleux** ont des tailles variant de 52 à 96 μm (Figure 29B). Les cristaux montrent une zonation oscillatoire claire, typique des zircons magmatiques (e.g. [Belousova et al., 2002](#) ; [Corfu et al., 2003](#)) à l'exception du cristal Bb.
- **Les zircons anguleux** sont les plus abondants avec des tailles variant de 41 à 102 μm (Figure 29C). Ils présentent également des textures tachetées et spongieuses en lumière transmise et des zonations oscillatoires en reliques, ainsi que des couronnes métamorphiques au niveau des bordures.

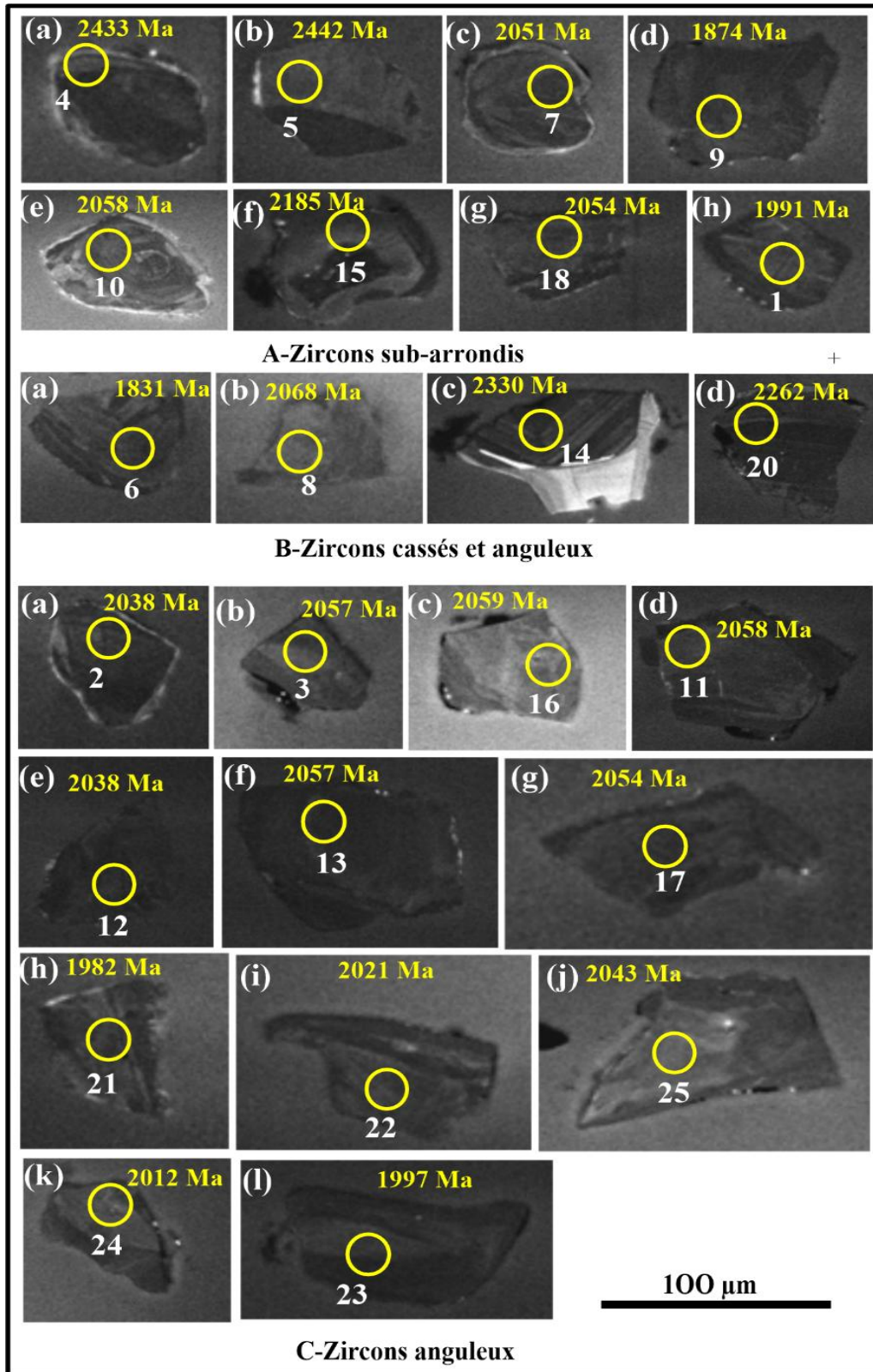


Figure 29 : Images cathodoluminescence (CL) des zircons des BIFs à chlorite et sulfures (BD5).

2. Zircons des gneiss à grenat et pyroxène (KD7)

Les images CL des zircons des gneiss à grenat et pyroxène montrent que la plupart des grains sont multifacettés avec des formes variables : grains magmatiques multifacettés avec cœur, sub-arrondis avec cœur et cassés, sub-arrondis sans cœur, sub-arrondis avec cœur, allongés sans cœur. Ils présentent des teneurs variables en Th (67 - 475 ppm) et U (205 - 2243 ppm) et des rapports Th/U variant de 0,08 à 0,96 (Tableau 20).

- **Les zircons multifacettés avec cœur** sont les plus abondants et ont des tailles variant entre 75 et 102 μm (Figure 30A). Les cristaux montrent un zonage interne typique des zircons magmatiques. Certains cristaux présentent des cœurs hérités (Aa et Ad).
- **Les zircons sub-arrondis avec cœur et cassés** ont des tailles comprises entre 62 et 93 μm (Figure 30B) et présentent également un zonage interne caractéristique des zircons magmatiques.
- **Les zircons magmatiques sub-arrondis sans cœur** présentent des tailles variant de 45 à 72 μm (Figure 30C) avec des enveloppes fines et sombres. Le cristal Cg montre un zonage magmatique et des fractures.
- **Les zircons magmatiques sub-arrondis** ont des cœurs et des tailles variant de 52 à 88 μm (Figure 30D). Tous les cristaux présentent un zonage interne. Certains cristaux présentent une nébulitisation au niveau de la bordure (Dh et Df).
- **Les zircons allongés homogénéisés sans cœur** sont les moins abondants et ont une taille moyenne de 98 μm (30 E). Ils ne présentent aucune structure interne et ont des bordures arrondies.

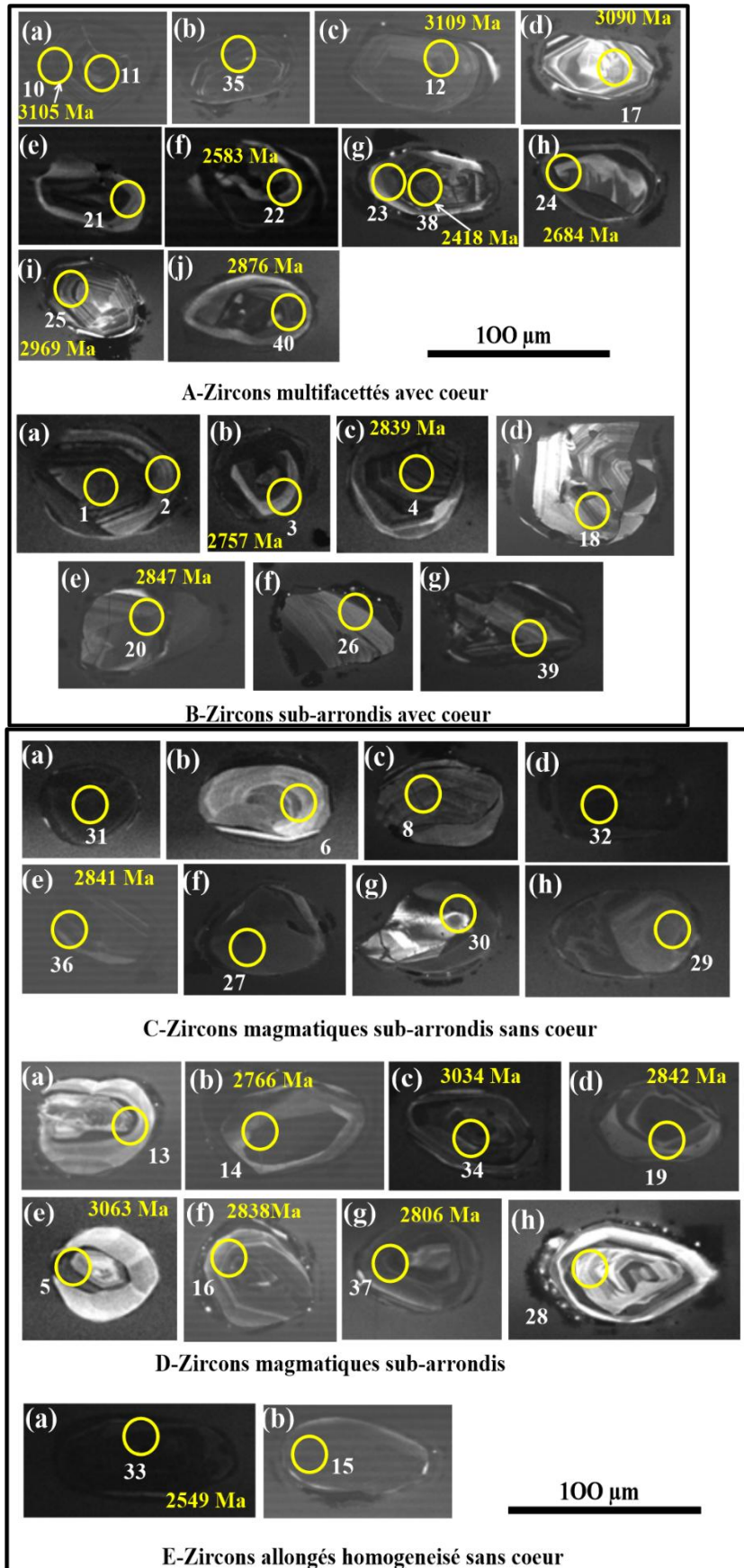


Figure 30 : Images cathodoluminescence (CL) des zircons des gneiss à grenat et pyroxène (KD7).

IV.2.2. Signification de la morphostructure des zircons analysés

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

1. En général, les formes anguleuses et automorphes des zones externes des zircons allongés et trapus ainsi que la zonation régulière qui les caractérise, indiquent ainsi des conditions de croissance magmatique typique.
2. Les grains à couronnes externes, probablement pauvres en U indiquent une surcroissance métamorphique telle que démontré par Pidgeon (1992) et Bruguier et al. (1999).
3. Les grains homogènes traduisent également la perte d'uranium au cours du dernier évènement thermique et par conséquent donne l'âge du dernier évènement.
4. Les grains multifacettés sont entourés par des bordures épaisses et larges non zonées traduisant une surcroissance métamorphique, avec une partie centrale zonée qui indique une croissance magmatique. Ce qui implique que ces zircons multifacettés ont subi un évènement métamorphique du faciès granulite (Bruguier et al., 1999).

En somme, les microstructures révèlent que les zircons étudiés sont d'origine magmatique (pour la plupart) et métamorphique. Les isochrones obtenus sont donc à deux intercepts. L'intercept supérieur correspond à l'âge de cristallisation des zircons magmatiques et l'intercept inférieur correspond à l'âge du métamorphisme.

IV.2.3. Résultats des analyses radiométriques

IV.2.3.1. BIFs à chlorite et sulfures (BD5)

Vingt-cinq (25) analyses ont été réalisées par la méthode SIMS et les rapports radiogéniques mesurés sont relativement discordants (Tableau 19). Les données obtenues définissent deux groupes d'âges sur les diagrammes concordia (Figures 31a et b). Le premier diagramme concordia qui caractérise les zircons métamorphiques présente un intercept supérieur Paléoprotérozoïque à $2077,9 \pm 9,5$ Ma et un intercept inférieur Néoprotérozoïque à 688 ± 46 Ma (Figure 31a). Le diagramme concordia des zircons magmatiques montre un intercept supérieur Paléoprotérozoïque à 2466 ± 62 Ma et inférieur Néoprotérozoïque à 537 ± 97 Ma (Figure 32b).

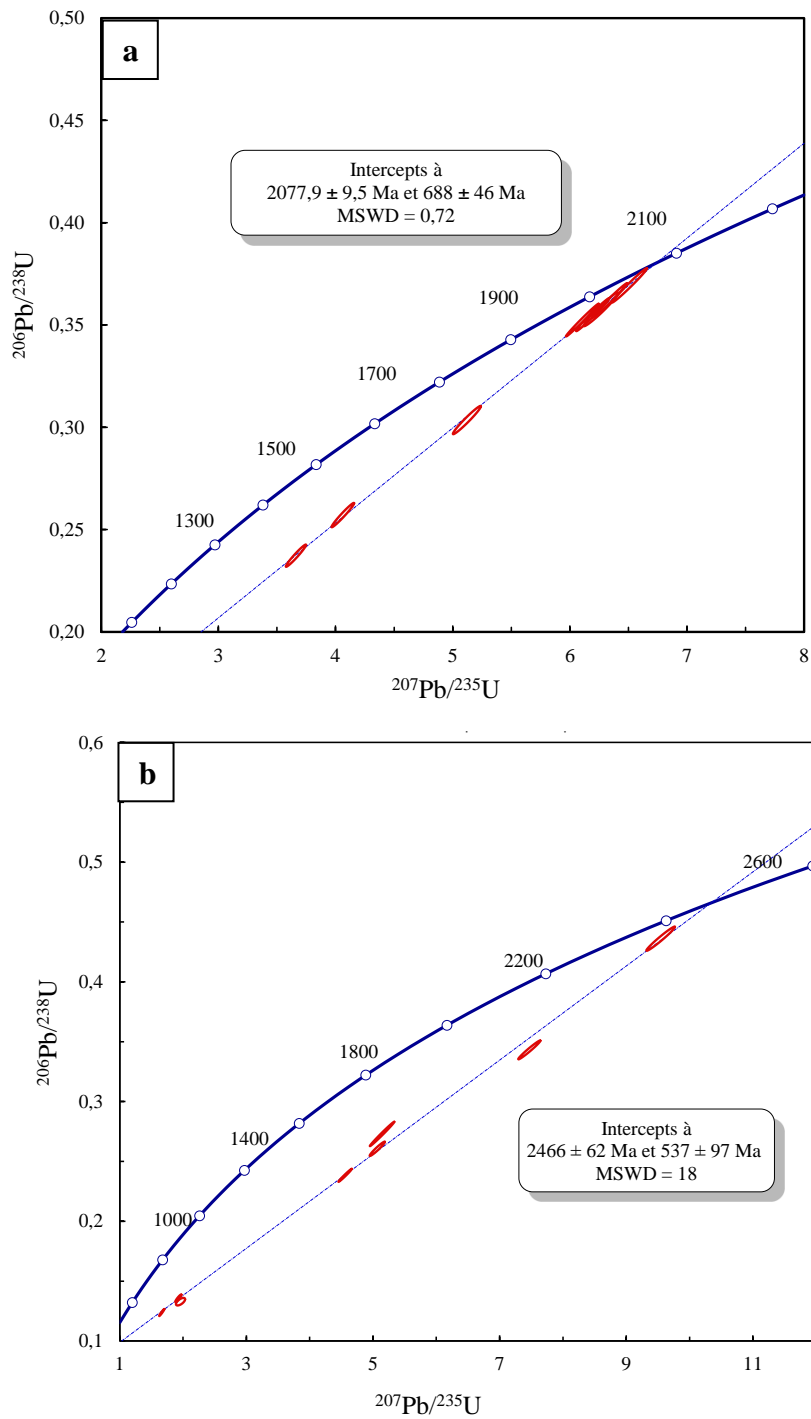


Figure 31 : Diagramme Concordia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) des zircons de l'échantillon de BIF à chlorite et sulfures.

Tableau 19 : Données SIMS U-Pb sur zircon des BIFs à chlorite et sulfures (Echantillon BD5).

N° du cristal	U(ppm)	Th(ppm)	Pb(ppm)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
BD5@1	885,12	153,86	314,40	0,17	5,12	1,54	0,30	1,50	0,12	0,35	1991,10	6,16	1839,66	13,19	1708,79	22,60
BD5@2	856,70	171,76	356,12	0,20	6,11	1,51	0,35	1,50	0,13	0,18	2038,45	3,21	1991,17	13,27	1945,95	25,25
BD5@3	938,97	318,48	414,33	0,34	6,34	1,57	0,36	1,56	0,13	0,22	2057,32	3,95	2023,88	13,88	1991,25	26,71
BD5@5	611,15	125,87	323,71	0,21	9,54	1,57	0,44	1,53	0,16	0,30	2442,24	5,51	2391,76	14,49	2332,94	30,04
BD5@4	1439,46	429,65	615,39	0,30	7,47	1,55	0,34	1,52	0,16	0,31	2432,90	5,35	2169,28	13,96	1901,81	25,00
BD5@6	1229,96	260,80	342,62	0,21	3,66	1,55	0,24	1,51	0,11	0,37	1831,32	6,67	1563,10	12,46	1372,30	18,67
BD5@7	870,81	229,97	370,92	0,26	6,20	1,52	0,36	1,50	0,13	0,24	2050,72	4,18	2003,79	13,37	1958,59	25,40
BD5@8	697,31	186,96	309,11	0,27	6,51	1,52	0,37	1,50	0,13	0,23	2068,08	4,08	2047,11	13,47	2026,35	26,17
BD5@9	1323,12	428,04	410,40	0,32	4,06	1,56	0,26	1,53	0,11	0,34	1873,60	6,13	1646,77	12,83	1474,95	20,16
BD5@10	632,83	144,52	269,37	0,23	6,27	1,56	0,36	1,52	0,13	0,36	2057,87	6,34	2013,72	13,76	1970,94	25,84
BD5@11	632,83	144,52	269,37	0,23	6,27	1,56	0,36	1,52	0,13	0,35	2057,87	6,34	2013,72	13,76	1970,94	25,84
BD5@12	856,70	171,76	356,12	0,20	6,11	1,51	0,35	1,50	0,13	0,18	2038,45	3,21	1991,17	13,27	1945,95	25,25
BD5@13	938,97	318,48	414,33	0,34	6,34	1,57	0,36	1,56	0,13	0,22	2057,32	3,95	2023,88	13,88	1991,25	26,71
BD5@14	1568,17	234,31	379,51	0,15	4,15	3,18	0,20	1,51	0,20	1,89	2329,72	47,20	1664,79	26,38	1189,87	16,42
BD5@15	922,82	224,97	303,20	0,24	5,14	2,49	0,27	2,47	0,14	0,23	2185,30	5,10	1843,29	21,35	1555,81	34,20
BD5@16	371,88	95,12	156,62	0,26	6,15	1,53	0,35	1,52	0,13	0,22	2058,87	3,89	1997,28	13,47	1938,30	25,42
BD5@17	402,35	108,16	172,88	0,27	6,24	1,58	0,36	1,56	0,13	0,22	2054,25	3,84	2009,77	13,90	1966,77	26,54
BD5@18	368,54	78,62	157,19	0,21	6,28	1,52	0,36	1,51	0,13	0,24	2054,03	4,17	2015,29	13,45	1977,69	25,71
BD5@19	536,00	94,00	255,00	0,18	9,02	1,51	0,39	1,50	0,17	0,16	2525,70	2,90	2339,80	13,90	2132,70	27,30
BD5@20	831,00	190,00	246,00	0,23	4,83	1,64	0,25	1,56	0,14	0,51	2261,70	9,00	1790,40	13,90	1414,40	19,80
BD5@21	537,58	141,64	194,52	0,26	5,08	1,52	0,30	1,50	0,12	0,25	1982,28	4,50	1833,46	12,99	1705,27	22,52
BD5@22	487,02	136,91	190,88	0,28	5,59	1,57	0,33	1,55	0,12	0,25	2021,07	4,46	1914,33	13,64	1817,36	24,64
BD5@23	465,50	91,10	170,20	0,20	5,25	1,52	0,31	1,50	0,12	0,21	1993,61	3,74	1860,56	13,03	1743,83	23,02
BD5@24	418,14	106,27	163,44	0,25	5,58	1,54	0,33	1,52	0,12	0,26	2011,56	4,67	1913,23	13,34	1823,86	24,13
BD5@25	375,90	74,27	158,93	0,20	6,22	1,53	0,36	1,52	0,13	0,22	2043,12	3,89	2007,72	13,51	1973,49	25,87

IV.2.3.2. Gneiss à grenat et pyroxène (KD7)

Quarante (40) analyses ont été réalisées sur les zircons des gneiss à grenat et pyroxène (KD7) par la méthode SIMS et les rapports radiogéniques mesurés sont relativement discordants (Tableau 20). Les données obtenues aussi bien sur les cœurs que sur les bordures des grains sélectionnés définissent deux âges mésoarchéens sur les diagrammes concordia (Figures 32 a et b). Le premier diagramme concordia présente un intercept supérieur à 2857 ± 47 Ma et un intercept inférieur Néoprotérozoïque à 671 ± 220 Ma (Figure 32 a) tandis que le second diagramme montre un intercept supérieur à 3116 ± 47 Ma et un intercept inférieur Mésoprotérozoïque à 1278 ± 110 Ma.

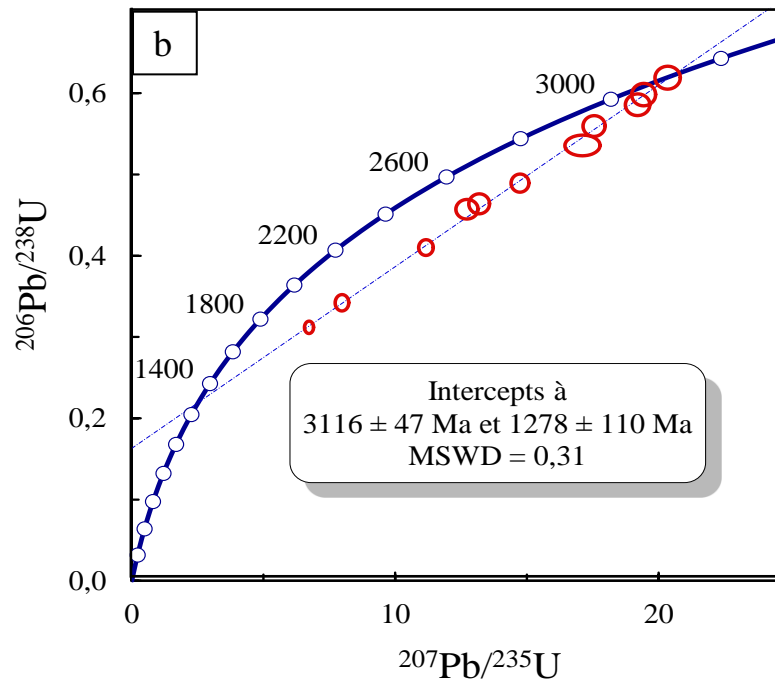
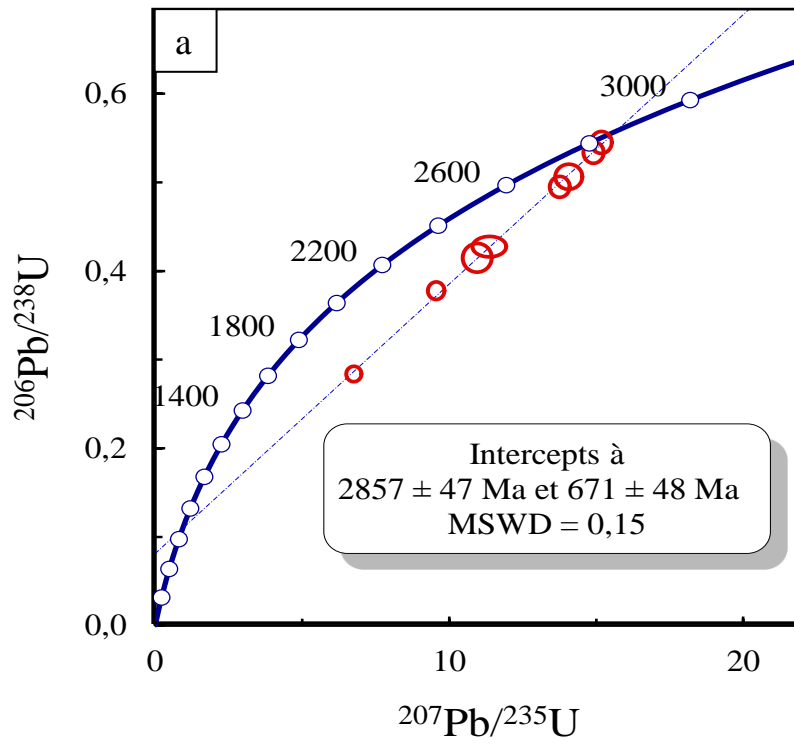


Figure 32 : Diagramme Concordia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) des zircons de l'échantillon de gneiss à grenat et pyroxène.

Tableau 20 : Données SIMS U-Pb sur zircon de l'échantillon de gneiss à grenat et pyroxène (KD7) associé au BIF à pyroxène.

Spot	U(ppm)	Th(ppm)	Pb(ppm)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
KD7@01	617	142	462	0,230	17,48541	1,53	0,5865	1,51	0,21623	0,30	2952,8	4,8	2961,9	14,8	2975,2	36,0
KD7@02	705	151	300	0,214	7,95103	2,32	0,3508	1,67	0,16439	1,61	2501,3	26,8	2225,5	21,1	1938,4	28,0
KD7@03	1357	166	692	0,122	10,95144	2,97	0,4149	2,57	0,19146	1,49	2754,7	24,2	2519,0	28,0	2237,1	48,8
KD7@04	1019	475	666	0,466	13,75699	1,62	0,4949	1,58	0,20161	0,38	2839,3	6,2	2733,1	15,5	2591,8	33,7
KD7@05	455	100	315	0,219	17,11091	2,57	0,5357	1,56	0,23166	2,04	3063,5	32,3	2941,1	25,0	2765,5	35,3
KD7@06	228	163	190	0,717	18,30512	1,57	0,5906	1,53	0,22480	0,37	3015,4	5,9	3005,9	15,3	2991,7	36,7
KD7@07	602	503	474	0,836	15,89300	1,56	0,5534	1,50	0,20830	0,41	2892,3	6,6	2870,4	15,0	2839,2	34,6
KD7@08	372	372	239	1,000	10,73447	1,68	0,4503	1,52	0,17290	0,73	2585,9	12,1	2500,4	15,7	2396,5	30,4
KD7@09	431	296	421	0,688	24,92007	1,80	0,6774	1,63	0,26681	0,76	3287,4	11,8	3305,1	17,7	3334,4	42,6
KD7@10	670	262	527	0,392	19,20458	1,60	0,5858	1,50	0,23776	0,54	3105,1	8,6	3052,1	15,5	2972,4	35,8
KD7@11	1051	1049	823	0,999	17,55317	3,34	0,5306	2,91	0,23994	1,64	3119,6	25,9	2965,6	32,6	2743,9	65,3
KD7@12	371	245	324	0,662	20,34493	1,56	0,6191	1,50	0,23835	0,43	3109,0	6,8	3107,9	15,2	3106,2	37,1
KD7@13	431	171	284	0,397	13,50070	1,57	0,5068	1,50	0,19321	0,46	2769,7	7,5	2715,3	14,9	2642,9	32,6
KD7@14	1061	157	549	0,148	11,36479	3,33	0,4274	1,78	0,19284	2,81	2766,5	45,4	2553,5	31,6	2294,1	34,5
KD7@15	921	56	559	0,061	13,01392	1,85	0,5047	1,66	0,18702	0,81	2716,2	13,4	2680,7	17,6	2633,8	35,9
KD7@16	633	84	397	0,133	14,06582	2,16	0,5063	1,84	0,20149	1,13	2838,3	18,3	2754,2	20,7	2640,8	40,0
KD7@17	205	67	162	0,326	19,43360	1,54	0,5983	1,52	0,23559	0,27	3090,4	4,4	3063,6	15,0	3022,9	36,8
KD7@18	214	118	173	0,552	20,70675	1,52	0,5746	1,50	0,26137	0,26	3255,0	4,1	3125,0	14,9	2926,6	35,4
KD7@19	696	375	510	0,539	15,17511	1,54	0,5450	1,50	0,20194	0,34	2842,0	5,5	2826,3	14,8	2804,4	34,2
KD7@20	454	387	346	0,852	14,90775	1,52	0,5336	1,50	0,20261	0,25	2847,4	4,0	2809,4	14,6	2756,7	33,8
KD7@21	1100	126	605	0,114	11,66761	2,03	0,4533	1,60	0,18670	1,24	2713,3	20,3	2578,1	19,2	2409,7	32,3
KD7@22	1027	200	360	0,195	6,75581	2,51	0,2838	2,02	0,17266	1,49	2583,6	24,7	2080,0	22,5	1610,4	28,9
KD7@23	963	269	476	0,279	9,72529	1,69	0,3948	1,57	0,17868	0,62	2640,6	10,3	2409,1	15,7	2144,9	28,8
KD7@24	665	117	312	0,176	9,55601	1,94	0,3777	1,73	0,18348	0,89	2684,6	14,6	2392,9	18,0	2065,7	30,6
KD7@25	596	573	424	0,961	14,73841	1,51	0,4894	1,50	0,21843	0,20	2969,2	3,2	2798,5	14,5	2567,9	31,9
KD7@26	367	1	[197]	0,002	10,61215	1,59	0,4621	1,50	0,16656	0,53	2523,4	8,8	2489,8	14,9	2448,7	30,6
KD7@27	577	29	338	0,051	12,36481	1,55	0,4908	1,54	0,18271	0,20	2677,6	3,4	2632,5	14,7	2574,3	32,7
KD7@28	339	194	359	0,572	32,60901	2,09	0,7221	1,52	0,32753	1,43	3605,6	21,8	3568,9	20,8	3503,8	41,2
KD7@29	487	278	350	0,570	14,11676	1,55	0,5356	1,50	0,19117	0,40	2752,3	6,5	2757,6	14,8	2764,8	33,9
KD7@30	1157	172	622	0,149	10,88812	2,43	0,4412	2,05	0,17898	1,30	2643,4	21,5	2513,6	22,8	2356,1	40,5
KD7@31	459	293	323	0,638	13,48164	1,52	0,5179	1,51	0,18881	0,22	2731,8	3,6	2714,0	14,5	2690,1	33,3
KD7@32	723	68	408	0,094	11,22754	2,66	0,4705	2,35	0,17308	1,25	2587,7	20,8	2542,2	25,1	2485,6	48,6
KD7@33	1030	107	423	0,103	7,97927	2,14	0,3421	1,94	0,16914	0,89	2549,2	14,9	2228,7	19,5	1897,0	32,0
KD7@34	311	266	253	0,856	17,55116	1,58	0,5596	1,50	0,22747	0,47	3034,3	7,6	2965,5	15,3	2865,0	34,9
KD7@35	377	186	309	0,494	18,97279	2,13	0,6017	2,01	0,22871	0,69	3043,0	10,9	3040,4	20,7	3036,5	49,0
KD7@36	426	206	260	0,485	12,72510	2,18	0,4572	1,74	0,20185	1,32	2841,2	21,3	2659,5	20,7	2427,3	35,2
KD7@37	2243	186	1128	0,083	11,16804	1,63	0,4101	1,56	0,19751	0,48	2805,7	7,8	2537,3	15,3	2215,3	29,3
KD7@38	601	226	237	0,376	6,72829	1,68	0,3119	1,61	0,15644	0,50	2417,6	8,4	2076,3	15,0	1750,2	24,7
KD7@39	407	192	279	0,473	16,86041	1,65	0,4931	1,51	0,24799	0,68	3172,0	10,7	2926,9	16,0	2584,0	32,2
KD7@40	529	138	312	0,262	13,18859	1,97	0,4639	1,75	0,20620	0,90	2875,9	14,6	2693,2	18,7	2456,7	35,8

**CHAPITRE V :
INTERPRÉTATION – DISCUSSION ET
CORRÉLATIONS RÉGIONALES**

Ce chapitre est consacré à l'interprétation et à la discussion des principaux résultats obtenus dans le secteur d'étude. Il intègre les aspects lithologique, géochimique, géochronologique ainsi que les corrélations régionales.

V.1. PÉTROGRAPHIE, MINÉRALOGIE ET CONDITIONS P ET T DU MÉTAMORPHISME

Le secteur d'étude est constitué de formations ferrifères (BIF) et de roches hôtes. Ces roches sont composées d'un ensemble exclusivement métamorphique fait (i) des métasédiments notamment les schistes à épidote et chlorite, les chloritoschistes et (ii) des métavolcanites formés de gneiss à grenat et plagioclase. Leurs microstructures sont granoblastiques hétérogranulaires.

Plusieurs auteurs ont mis en exergue les métasédiments dans le craton du Congo (Lasserre et Soba, 1976 ; Maurizot et al., 1986 ; Feybesse et al., 1987 ; Chombong et al., 2013 ; Ndema et al., 2014 ; Ganno et al., 2016, 2017 ; Teutsong et al., 2017 ; Soh Tamehe et al., 2018, 2019). Dans la région de Grand-Zambi, les métasédiments sont constitués de schistes à chloritoïde et pyrite, schistes à chlorite et épidote et des formations ferrifères (Moudioh, 2021). Les formations ferrifères ont été mis en évidence dans le Complexe du Nyong notamment dans les secteurs de Kpwa-Atog Boga (Soh Tamehe et al., 2018), Grand Zambi (Moudioh, 2013 ; Ganno et al., 2016), Kouambo (Ganno et al., 2017), Bipindi (Moudioh et al., 2020), Kelle Bidjoka (Nzepang Tankwa et al., 2020), Gouap (Soh Tamehe et al., 2020). Les roches ferrifères du secteur d'étude affleurent en dalles et en blocs de direction NE-SW. Ces roches sont rubanées et l'on y note une alternance de bandes sombres faites d'oxyde de fer (magnétite) et de bandes claires riches en quartz similaires aux BIFs de Grand-Zambi (Moudioh et al., 2020). Les métavolcanites sont largement répandues dans le Complexe du Nyong et ont fait l'objet de plusieurs études (Chombong et Suh, 2013 ; Ndema Mbongue et al., 2014 ; Ndong Bidzang, 2016b ; Loose and Schenk, 2018 ; Bouyo Houketchang et al., 2019 ; Nga Essomba, 2020). Les métavolcanites (métabasites) d'Edéa et Eséka ont une double affinité : calco-alkaline et tholéiitique différentes des métavolcanites du secteur d'étude qui ont une affinité uniquement calco-alkaline. La magnétite des BIFs du secteur Kouambo contient des teneurs très élevées en FeO, variant de 91,53 à 92,54 % et des teneurs très faibles en Al₂O₃ (0.05 % en moyenne) et TiO₂ (0.01 % en moyenne), similaire à la magnétite des BIFs typiques généralement rencontrés dans d'autres régions du monde (Dupuis et Beaudoin, 2011). La transformation de la magnétite en martite dans les BIFs à trémolite de Kouambo est probablement liée à la nouvelle surface d'oxydation comme cela a été observé au sein des BIFs de Mbalam et de Gouap (Ilouga et al., 2013 ; Soh Tamehe et al.,

2019). Les gneiss à grenat et pyroxène se sont mis en place à des températures comprises entre 777 et 982°C pour des pressions de l'ordre de 4 à 5 Kb correspondant au faciès des granulites (HT-BP). Ce métamorphisme granulitique est différent de celui de type HT- HP décrit par Nga Essomba (2020) à Minlongo-Lolodorf.

La présence des assemblages allant du faciès schiste vert au faciès granulite démontre le caractère plurifacial du métamorphisme des formations du secteur Kouambo.

Sur le plan régional, ces résultats confortent le fait que les roches métamorphiques du Complexe du Nyong sont constituées en majorité de métasédiments (Lerouge et al., 2006 ; Ganno et al., 2016, 2017 ; Teutsong et al., 2017 ; Soh Tamehe et al., 2018, 2019 ; Moudioh et al., 2020) et ont subi une évolution métamorphique plurifaciale.

V.2. CARACTÈRES GÉOCHIMIQUES

V.2.1. Origine des formations ferrifères

Bien que les BIFs soient souvent considérés comme des sédiments chimiques purs, leurs compositions sont généralement influencées par des matériaux terrigènes provenant des sources mafiques ou felsiques (e.g. Arora et al., 1995 ; Basta et al., 2011 ; Gourcerol et al., 2016 ; Ganno et al., 2017 ; Ndime et al., 2019 ; Soh Tamehe et al., 2021). Les teneurs élevées en SiO₂ (43,30 %, 51,92 % et 43,76 % en moyenne) et Fe₂O₃ (53,58%, 39,72% et 51,84 % en moyenne) respectivement dans les BIFs à trémolite, BIFs à chlorite et sulfures et BIFs à pyroxène suggèrent qu'ils sont des précipités chimiques assez purs. Les faibles concentrations en Al₂O₃ (0,35% et 0,86 % en moyenne) et TiO₂ (0,02 % et 0,09 % en moyenne) respectivement dans les BIFs à trémolite et les BIFs à pyroxène indiquent un faible apport de composants détritiques tandis que la teneur en Al₂O₃ (jusqu'à 1,27 %) des BIFs à chlorite et sulfures indique une faible contribution des matériaux détritiques durant leur précipitation (e.g. Arora et al., 1995). Il est cependant à noter que Al₂O₃ ne présente pas de corrélation significative avec TiO₂ et Zr dans les BIFs étudiés (Figures 33a et b), indiquant un apport détritique presque absent durant la précipitation chimique des BIFs de Kouambo. Ceci est également confirmé par leurs faibles concentrations en HFSE (ex. Sc, Hf, Zr, Th), qui sont généralement enrichis dans les BIFs contaminés (Mloszewska et al., 2012 ; Aoki et al., 2018). De plus, la faible concentration en terres rares ($\Sigma REY = 56,95$ ppm en moyenne, Tableau 14) ainsi que l'absence de corrélations entre les terres rares et Zr dans les BIFs de Kouambo (Figure 33c) suggèrent que l'apport des composants détritiques dans leur composition était insignifiant. Etant donné que les matériaux crustaux ont un rapport Y/Ho constant de 26 (Bau, 1996), une contamination, même à des faibles proportions des sédiments chimiques précipités par du matériel détritique a pour effet de réduire le rapport superchondritique (Y/Ho>44) à un

niveau similaire à celui des matériaux crustaux et une co-variation serait observée entre le ratio Y/Ho et Zr (Bolhar et al., 2004). Les BIFs à trémolite et les BIFs à pyroxène ont des rapports Y/Ho moyens respectifs de 33,09 et 29,26 (Tableau 12) qui sont supérieurs aux rapports chondritiques (28.75) de McDonough et Sun (1995). D'autre part, les BIFs à chlorite et sulfures présentent de faibles rapports Y/Ho allant de 23,96 à 26,55. Cependant, les diagrammes de variation des rapports Y/Ho en fonction du Zr montrent des corrélations nulles ($r = 0,062, 0,488$ et $0,020$ dans les trois types de BIF) (Figure 33d). Ceci suggère que la diminution des rapports Y/Ho dans les BIFs étudiés n'est pas liée à la contamination détritique. En résumé, nous suggérons que les BIFs du secteur Kouambo - Bibolé ont été formés par précipitation chimique avec une contribution insignifiante des matériaux détritiques. Ce résultat est similaire à celui obtenu sur la plupart des BIFs du Complexe du Ntem (Ganno et al., 2017 ; Ndime et al., 2019 ; Soh Tamehe et al., 2020) et d'autres BIFs dans le monde entier (Bolhar et al., 2004 au Groenland; Pecoits et al., 2009 en Australie ; Peng et al., 2018 en Chine).

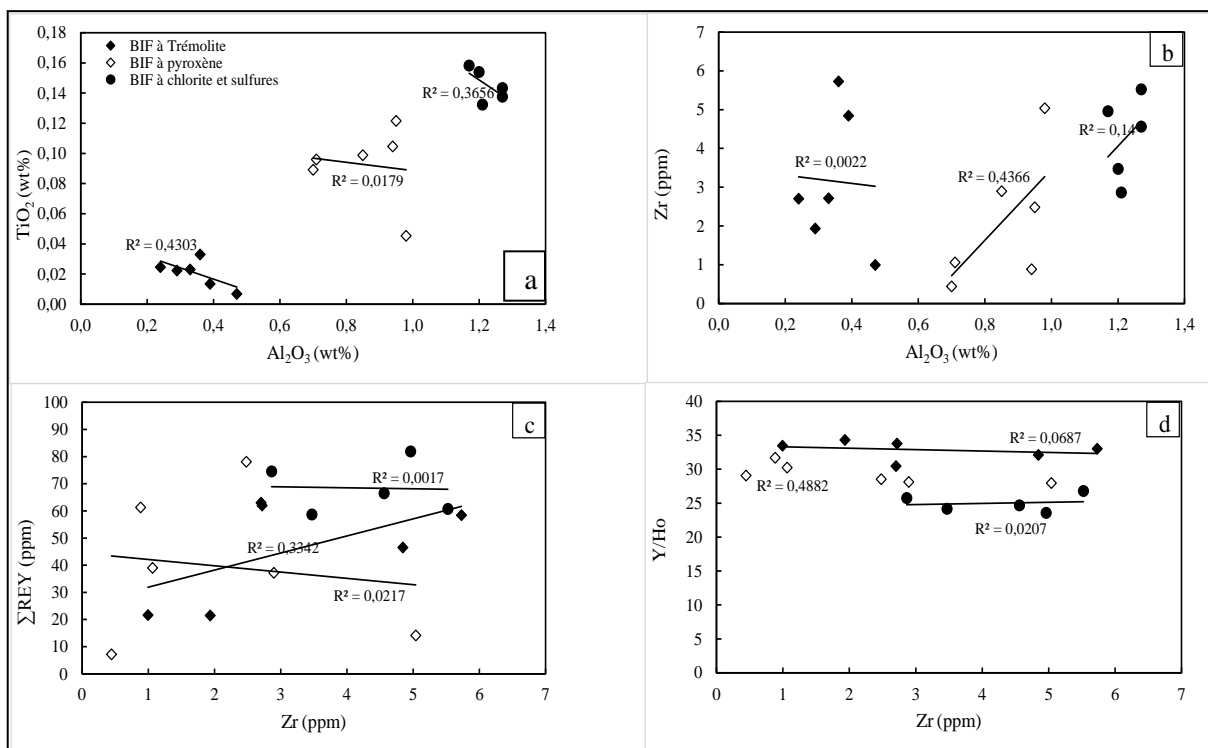


Figure 33 : Diagrammes binaires de variation des BIFs de Kouambo. (a) TiO_2 vs Al_2O_3 ; (b) Zr vs Al_2O_3 ; (c) ΣREE vs Zr; et (d) Y/Ho vs Zr.

Plusieurs auteurs (Bau, 1993 ; Morris, 1993 ; Bolhar et al., 2004 ; Ganno et al., 2017 ; Soh Tamehe et al., 2018) ont démontré que la diagenèse et le métamorphisme ne modifient pas de manière significative la composition chimique originelle en terres rares des BIFs. Ainsi, les signatures REY des BIFs sont des indicateurs fiables pour déterminer leur origine

(Planavsky et al., 2010). Les spectres comparatifs des REY des BIFs de Kouambo montrent que ces derniers sont compris entre le spectre des fluides hydrothermaux de basse température et celui de l'eau de mer (Figure 34). Ceci signifie que les éléments chimiques des BIFs du secteur d'étude proviennent probablement du mélange de solutions hydrothermales à faible température et de l'eau de mer.

Derry et Jacobsen (1990) ont proposé que l'eau de mer paléoprotozoïque de surface et les fluides hydrothermaux à haute température ont respectivement un rapport Y/Ho d'environ 65 et 28. Les rapports moyens Y/Ho des BIFs à trémolite et des BIFs à pyroxène sont respectivement 33,09 et 29,26 tandis que les BIFs à chlorite et sulfures présentent un rapport Y/Ho moyen de 24,92. Ces valeurs suggèrent que les BIFs de Kouambo auraient été précipités à partir de solutions composées d'environ 30 % d'eau de mer et 70 % de composants hydrothermaux. Cette interprétation est en outre corroborée par les modèles conservateurs de mélange à deux composants (Figures 35a et b) proposé par Alexander et al. (2008). Dans les deux diagrammes, il apparaît qu'une petite composante d'eau de mer et une importante composante hydrothermale à faible température ont contribué à la précipitation des BIFs étudiés, similaires à ceux du complexe du Ntem (Ganno et al., 2017 ; Teutsong et al., 2017 ; Soh Tamehe et al., 2018 ; Ndime et al., 2019), des BIFs de Penge en Afrique du Sud (Bau et Dulski, 1996) et des BIFs de Xiaolaihe en Chine (Peng et al., 2018). Ainsi, nous proposons que les BIFs de Kouambo aient été formées par précipitation chimique à partir de fluides hydrothermaux à faible température et de l'eau de mer.

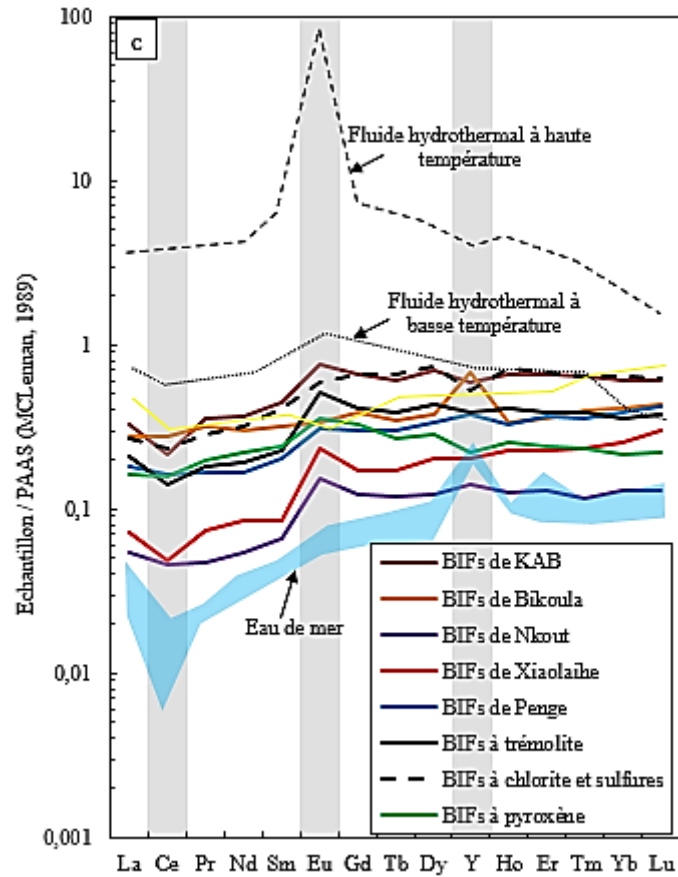


Figure 34 : Spectres des moyennes des REY des BIFs de Kouambo normalisés en fonction de PAAS (McLennan, 1989) et comparé avec la moyenne d'autres BIFs du Complexe du Ntem et du Craton au Nord de la Chine (Peng et al., 2018).

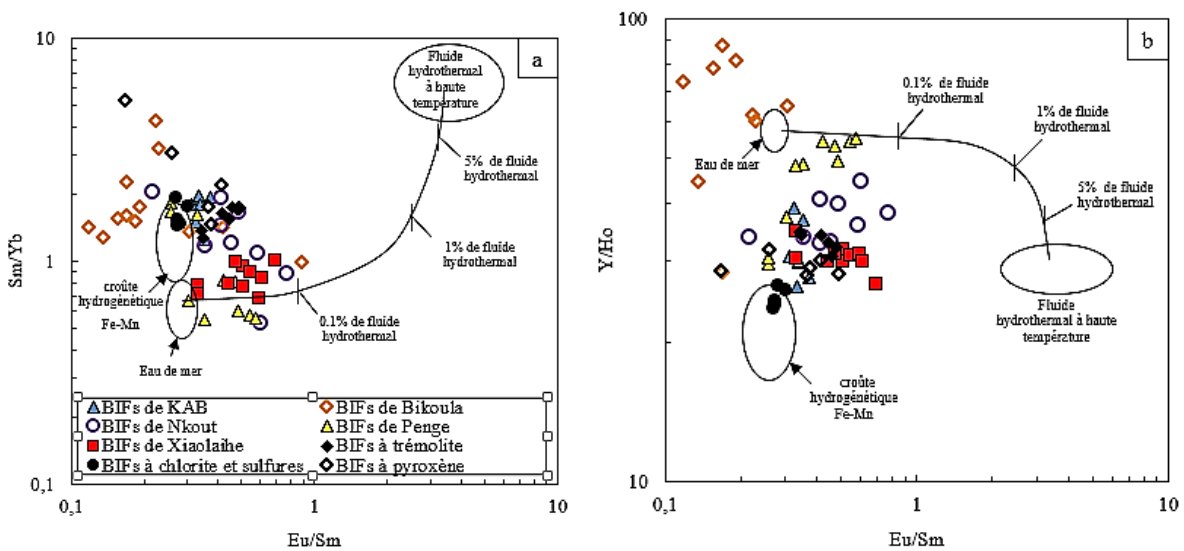


Figure 35 : Modèles conservateurs de mélange à deux composants (d'après Alexander et al., 2008). (a) Sm/Yb vs Eu/Sm et (b) Y/Ho vs Eu/Sm des BIFs de Kouambo, de ceux du complexe du Ntem et des autres BIFs du craton au Nord de la Chine (Peng et al., 2018).

V.2.2. ENVIRONNEMENT DE DÉPÔT DES BIFS

D'après la classification de Gross (1980), les BIFs peuvent être distingués entre les BIFs de type Algoma et ceux de type Supérieur sur la base de leurs associations lithologiques et de leurs contextes de dépôt. Les BIFs de type Supérieur sont typiquement associés à des quartzites et à des sédiments clastiques sans roches volcaniques significatives et ont été déposés près des marges continentales. Par contre, les BIFs de type Algoma sont généralement associés à des roches volcaniques et à des grauwackes et se trouvent dans des ceintures de roches vertes. Les BIFs de Kouambo sont associés avec les métavolcanites formant la ceinture de roches vertes de Bipindi (Figure 5) qui a été définie comme une séquence métavolcano-sédimentaire typique du Complexe du Nyong (Ganno et al., 2017; Moudioh et al., 2020). De plus, Huston et Logan (2004) ont proposé de distinguer les BIFs de type Algoma et Lac Supérieur sur la base des anomalies en Eu ($(Eu/Eu^*)_{PAAS}$). En général, les BIFs de type Lac Supérieur ont des rapports $(Eu/Eu^*)_{PAAS}$ faibles ($<1,8$), tandis que les BIFs de type Algoma ont des anomalies en Eu plus élevées ($>1,8$). Les anomalies en Eu des BIFs à trémolite, des BIFs à pyroxène et des BIFs à chlorite et sulfures varient respectivement de 1,30 à 2,07 (1,86 en moyenne), 0,92 à 2,11 (1,56 en moyenne) et de 1,08 à 1,24 (1,15 en moyenne). Cela indique que les rapports $(Eu/Eu^*)_{SN}$ des BIFs à trémolite sont cohérents avec les BIFs de type Algoma tandis que les BIFs à pyroxène et les BIFs à chlorite et sulfures sont similaires aux BIFs de type Lac Supérieur.

Les anomalies en Ce dans les sédiments chimiques ont été largement utilisées pour évaluer l'état redox de l'ancienne eau de mer à partir de laquelle ils ont précipités (Bau et Dulski, 1996 ; Planavsky et al., 2010 ; Wang et al., 2014b; Silveira Braga et al., 2015). L'eau de mer oxygénée affiche de fortes anomalies négatives en Ce, tandis que les eaux de mer suboxiques et anoxiques ne présentent pas d'anomalies négatives en Ce (Planavsky et al., 2010). Cependant, les anomalies en Ce peuvent être masquées par une abondance anormale du Lanthane. Par conséquent, Bau et Dulski (1996) ont proposé l'utilisation du diagramme Ce/Ce* vs Pr/Pr* pour distinguer les "vraies" des "fausses" anomalies en Ce. Dans ce diagramme binaire discriminant (Figure 36), la plupart des échantillons de BIFs à trémolite tombent dans le champ de vraies anomalies négatives en Ce, tandis que la majorité des échantillons de BIFs à pyroxène et de BIFs à chlorite et sulfures ne présentent pas des anomalies négatives en Ce. Ceci suggère que les BIFs de Kouambo ont précipité dans un environnement oxique à légèrement anoxique. De plus, l'absence des anomalies en Ce des BIFs à chlorite et sulfures et des BIFs à pyroxène est caractéristique des BIFs Paléoprotérozoïques comme c'est le cas dans les BIFs de Penge (type Supérieur) et de Xiaolaihe (type Algoma) (Figure 36), qui sont tous les deux respectivement des BIFs du

Paléoprotérozoïque déposés dans le super groupe du Transvaal (Bau et Dulski, 1996 ; Smith, 2018) et dans le groupe de Qingyuan au Nord du craton de la Chine (Peng et al., 2018).

Le découplage du Thorium (Th) et de l'uranium est généralement attribué à l'oxydation de U^{4+} immobile en U^{6+} mobile, ce qui a pour conséquence la réduction du rapport Th/U dans l'eau de mer (Collerson et Kamber, 1999). Par conséquent, le couple Th-U peut aussi être utilisé pour déterminer qualitativement les niveaux d'oxygène dans le système de surface du Néoarchéen (Bau et Alexander, 2009). Condie (1993) a montré que le rapport Th/U dans les roches sédimentaires épicrostiques n'est pas très variable et se rapproche du rapport Th/U de la croûte continentale supérieure (~3,9 en moyenne). Globalement, le rapport Th/U de 3,81 observé dans les BIFs de Kouambo suggère que l'eau de mer ambiante a reçu de manière préférentielle un apport en U, ce qui implique des conditions d'oxydation dans la zone source de l'U. Ce résultat est en accord avec les anomalies négatives réelles en Ce observées dans les échantillons des BIFs à trémolite (Figure 36) bien que les échantillons des BIFs à pyroxène et des BIFs à chlorite et sulfures ne présentent pas d'anomalies en Ce. Ainsi, on peut conclure que les BIFs du secteur Kouambo-Bibole ont précipité dans un environnement suboxique à oxique (Figure 37).

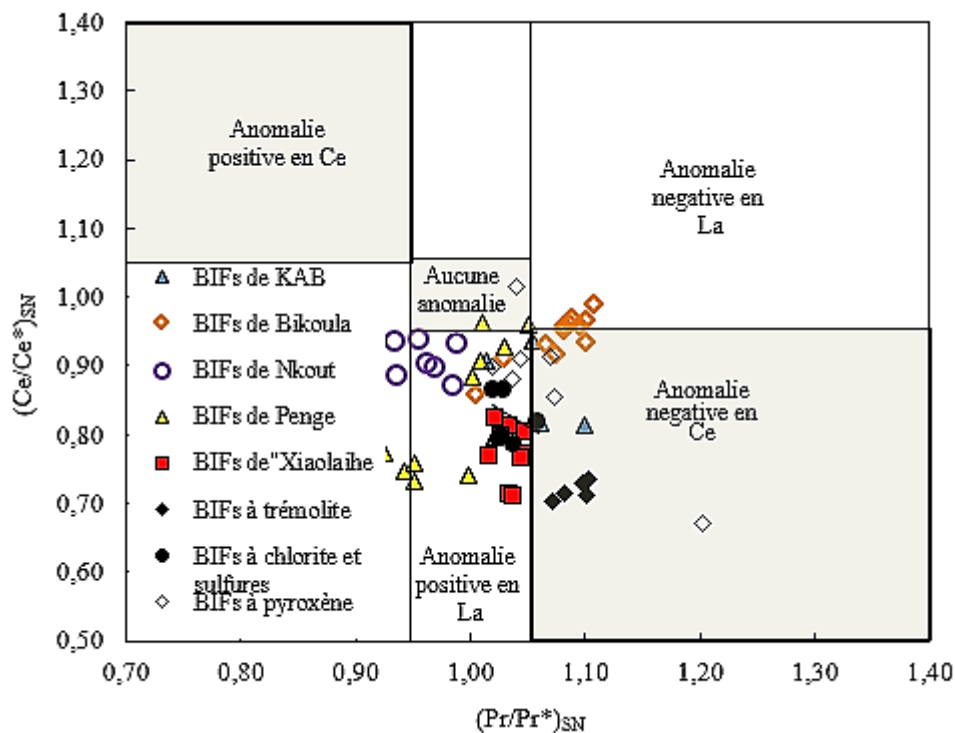


Figure 36 : Diagramme des anomalies en Ce et Pr des BIFs de Kouambo pour la discrimination des vraies anomalies en La et Ce (d'après Bau et Dulski, 1996).

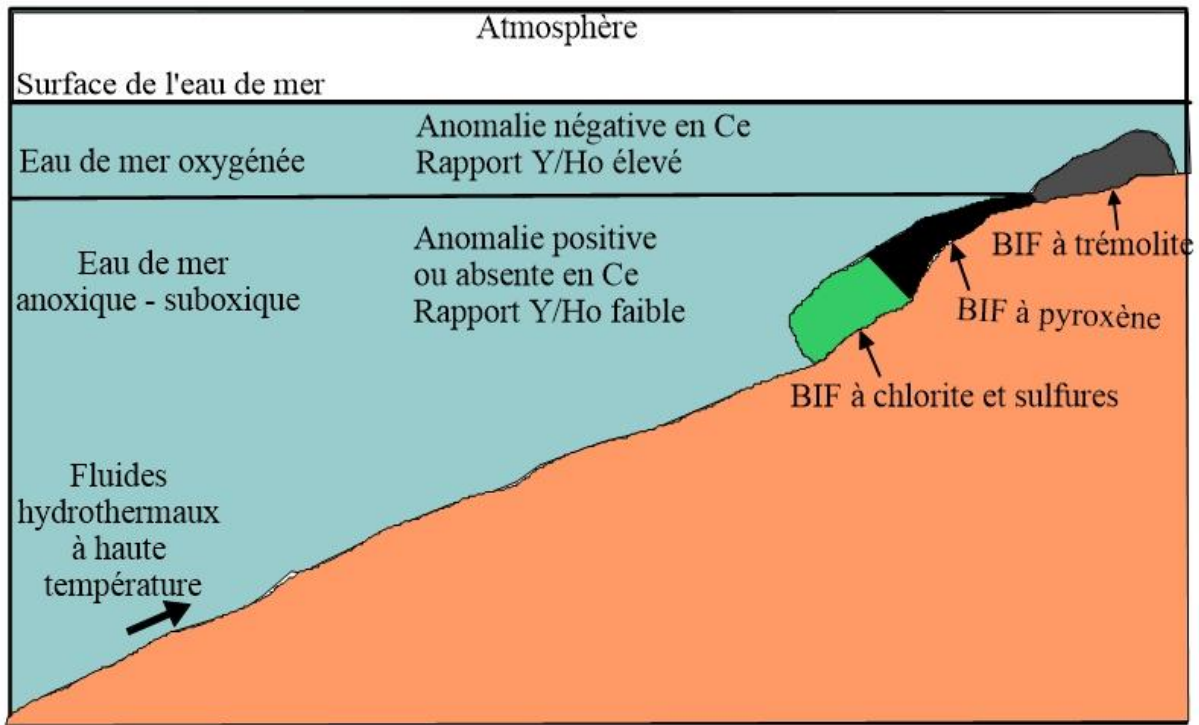


Figure 37 : Schéma montrant le modèle de dépôt probable des BIFs du secteur Kouambo-Bibolé.

V.3.SIGNIFICATION GÉOCHRONOLOGIQUE

Dans le Complexe du Nyong, le plus jeune zircon détritique provenant des métasédiments a donné un âge SHRIMP U-Pb sur zircon de 2423 ± 4 Ma (Lerouge et al., 2006) et un âge U-Pb sur zircon in situ de 2422 ± 50 Ma (Soh Tamehe et al., 2021), qui a été interprété comme l'âge maximal de dépôt pour cette unité stratigraphique. L'âge de l'activité tectono-métamorphique et hydrothermale de haut degré a été également déterminé à $2089 \pm 8,3$ Ma par Soh Tamehe et al. (2021). Cet événement métamorphique est lié à l'orogénèse Eburnéenne/Trans-Amazonienne, tandis que l'évènement tectono-métamorphique panafricaine qui a partiellement remobilisé le Complexe du Nyong a été daté à 600-500 Ma (âge SHRIMP U-Pb zircon ; Lerouge et al., 2006 ; Ndema Mbongue et al., 2014 ; Chombong et al., 2017). Dans l'ensemble, l'âge de dépôt des BIFs du Complexe du Ntem est peu connu. En effet, Chombong et Suh (2013) ont rapporté un âge SHRIMP ^{207}Pb - ^{206}Pb de 2883 ± 20 Ma à partir des métadacites interstratifiées avec des BIFs au prospect de Njweng (gisement de Mbalam). Cet âge est interprété comme l'âge du début du dépôt des BIFs dans le craton du Congo, ce qui indique un âge mésoarchéen pour les BIFs du complexe du Ntem. Plus récemment, Ndime et al. (2019) ont obtenu un âge ^{207}Pb - ^{206}Pb de 2679 Ma sur les BIFs à magnétite de Nkout, comparable à l'âge de 2699 Ma (SHRIMP U-Pb sur zircon) rapporté sur les gneiss à magnétite du gisement de Ngovayang par Chombong et al. (2017). Cet âge a été

attribué à un événement métamorphique Néoarchéen dans le Complexe du Ntem (Ndime et al., 2019).

Les BIFs à chlorite et sulfures de Bibolé ont subi le métamorphisme, comme le révèlent la magnétite et les minéraux sulfurés soulignant les plans de clivage. Cet événement d'altération hydrothermale a affecté les grains de zircon. En effet, la plupart des grains de zircon extraits de cet échantillon de BIF à chlorite et sulfures (BD5) sont flous avec des halos d'altération constitués de noyaux sombres et de bords clairs, suggérant une surcroissance due à un événement métamorphique ou hydrothermal. Les analyses SIMS U-Pb sur les grains de zircon métamorphiques hydrothermaux ont donné un intercept supérieur à $2077,9 \pm 9,5$ Ma, qui correspond à la période du métamorphisme de haut degré du Paléoprotérozoïque rapporté dans le Complexe du Nyong (Toteu et al., 1994 ; Lerouge et al., 2006 ; Nzepang Tankwa et al., 2020 ; Owona et al., 2021 ; Soh Tamehe et al., 2021, Djoukouo Soh et al., 2021). Les grains de zircon magmatique détritique quant à eux ont donné un intercept supérieur à 2466 ± 62 Ma, interprété comme la meilleure estimation de l'âge de cristallisation du magma et qui correspond à la fin du Paléoprotérozoïque. Ces résultats indiquent que l'âge maximal de dépôt des BIFs de Bibolé est de 2466 Ma. Cet âge est cohérent avec l'âge de dépôt des sédiments du Complexe du Nyong déterminés respectivement par les méthodes SHRIMP et LA-ICP-MS à environ 2423Ma (Lerouge et al., 2006) et 2422 Ma (Soh Tamehe et al., 2021), ce qui implique que le dépôt des BIFs de Bibolé s'est fait entre 2466 et 2422 Ma.

Par ailleurs, les analyses SIMS U-Pb sur les grains de zircon provenant de l'échantillon de gneiss à grenat et pyroxène (KD7) associés avec les BIFs à pyroxène de Kouambo ont défini deux groupes d'âge sur le diagramme concordia (Figure 30b). Le premier groupe d'âge a donné un intercept supérieur à 2857 ± 47 Ma qui est interprété comme l'âge de cristallisation du protolite du gneiss et caractérise directement l'âge de dépôt des BIFs à pyroxène associé. Cet âge est en accord avec l'âge Mésoarchéen de 2883 Ma correspondant au début du dépôt des BIFs du Complexe du Ntem rapporté par Chombong et Suh (2013). Ce résultat confirme l'influence générale de la croûte Archéenne sur la genèse des granitoïdes du Complexe du Nyong. L'intercept inférieur à 671 ± 48 Ma pointe l'orogénèse panafricaine qui a affecté le Complexe du Nyong à environ 600 Ma (Nédélec et al., 1986 ; Toteu et al., 1994). Le deuxième groupe d'âge a montré un intercept supérieur à 3116 ± 47 Ma qui est interprété comme l'âge des zircons hérités qui ont été arrachés au substratum lors de la montée du magma.

L'âge de dépôt des BIFs de Bibolé à la fin du Paléoprotérozoïque est soutenu par leurs caractères géochimiques. En effet, les spectres des terres rares normalisés par rapport au PAAS montrant un enrichissement en terres rares lourdes par rapport aux terres rares légères

et une forte anomalie négative en Ce. Ce résultat suggère que l'eau de mer à partir de laquelle les BIFs de Bibolé ont précipité était probablement stratifiée avec des eaux oxiques peu profondes et des eaux anoxiques plus profondes. En effet, le passage des conditions anoxiques à des conditions oxiques, aussi connu sous le nom de Grand Événement d' Oxydation (GEO) qui s'est produit vers 2450-2200 Ma (Bekker et al., 2004), a entraîné une série de changements chimiques et environnementaux, notamment l'augmentation de l'oxygène dans l'atmosphère, le début de l'oxydation lors de l'altération des continents et la modification de la composition chimique de l'eau de mer (Huston et Logan, 2004 ; Wang et al., 2014b). Les caractéristiques géochimiques et l'âge de dépôt des BIFs de Bibolé suggèrent que leur formation était probablement au cours du GEO. Ensuite, les BIFs de Bibole ont subi un métamorphisme et/ou un métasomatisme régional à environ 2078 Ma durant l'orogénèse Eburnéenne (2100-2000 Ma) rapporté dans le Complexe du Nyong dans le Craton du Congo (Toteu et al., 1994 ; Lerouge et al., 2006 ; Nga Essomba et al., 2020 ; Nzepang Tankwa et al., 2020 ; Soh Tamehe et al., 2021 ; Djoukouo Soh et al., 2021 ; Owona et al., 2021) et ses homologues dans le craton de São Francisco au Nord-Est du Brésil (Aguilar et al., 2017).

En résumé, les BIF de Bibolé se sont déposés vers 2466 Ma et ont subi un métamorphisme et un métasomatisme à environ 2078 Ma au cours de l'orogénèse Eburnéenne/Trans-Amazonienne.

V.4.CONTEXTE TECTONIQUE

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

Le diagramme de discrimination tectonique Th/Yb en fonction de Nb/Yb (Figure 38a) de Pearce (2008) montre que le protolite des gneiss à grenat et plagioclase s'est mis en place en contexte de marge continentale active. Cette interprétation est en accord avec le diagramme Th/Nb vs La/Yb (Figure 38b) de Hollocher et al. (2012), qui montre la signature

d'arc de ces roches. Nous proposons que les protolites des gneiss à grenat et plagioclase de Kouambo – Bibolé se seraient formés en contexte d'arc. Les BIFs associés se seraient déposés dans un bassin arrière arc. Ce résultat est similaire à ceux des BIFs du Complexe du Nyong qui ont probablement précipité dans un bassin d'arrière-arc ou un environnement de marge continentale (Ganno et al., 2017; Soh Tamehe et al., 2018, 2021 ; Moudioh et al., 2020 ; Nzepang Tankwa et al., 2020 ; Djoukouo Soh et al., 2021).

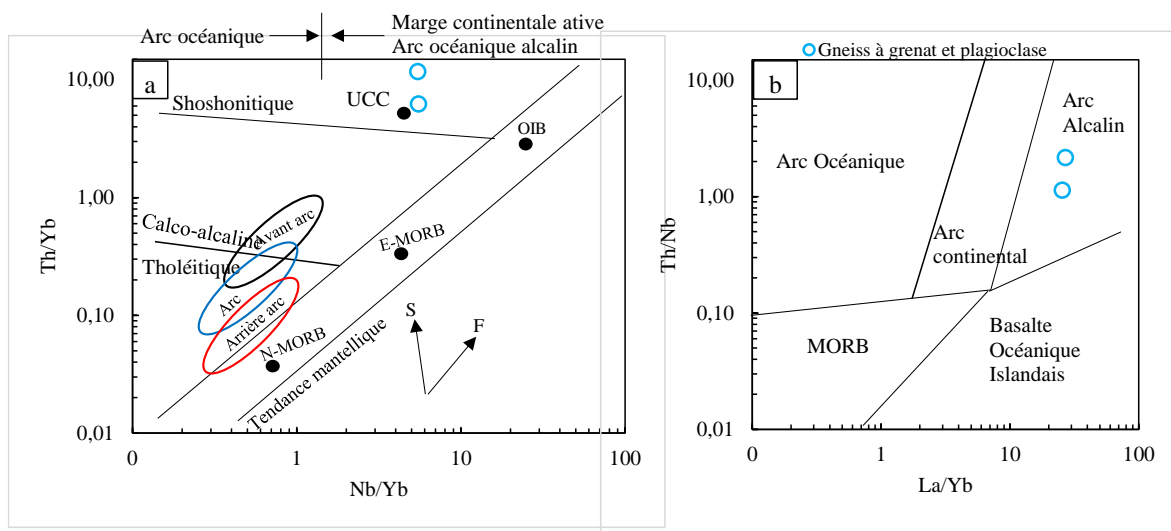


Figure 38 : Diagrammes de discrimination du contexte tectonique. a) Th/Yb en fonction de Nb/Yb de Pearce (2008). b) Th/Nb vs La/Yb d'après Hollocher et al. (2012). OIB = Basalte Océanique Islandais, N-MORB = Basalte des Rides Médio-Océaniques Normal, MORB = Basalte des Rides Médio-Océaniques; E-MORB = Basalte des Rides Médio-Océaniques Enrichi; UCC = Croûte Continentale Supérieure. S = Subduction; F = Fractionnement.

V.5. CORRÉLATIONS RÉGIONALES

V.5.1. Corrélation avec le groupe de l'Ogooué au Gabon

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

- Sur le plan pétrographique, le substratum lithologique du secteur Kouambo-Bibolé (Complexe du Nyong) est fait de metabasites et de métasédiments (formations ferrifères) tandis que le groupe de l'Ogooué comprend un socle Archéen constitué de métaplutonites, metabasites, métasédiments (roches métavolcaniques tholéitiques) et de migmatites. Les travaux récents de Weber et al., 2016 suggèrent que ces métasédiments et migmatites

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

Les roches du secteur Kouambo-Bibolé sont affectées par un métamorphisme d'âge Paléoprotérozoïque (2077.9 ± 9.5 Ma). Ce métamorphisme est semblable au métamorphisme granulitique ([Johan, 1985](#)) mis en évidence dans les formations Paléoprotérozoïques (2500 et 2400 Ma ; [Mayaga-Mikolo, 1996](#)) du système de l'Ogooué.

A l'échelle de la chaîne, l'ubiquité d'un métamorphisme granulitique d'âge Paléoprotérozoïque implique l'existence d'un craton Paléoprotérozoïque pour l'ensemble des deux groupes. Les domaines métamorphiques de l'Ogooué sont corrélés par [Ledru et al. \(1989\)](#) avec le Complexe du Nyong, les chaînes de collision de même âge représentées par la chaîne ubendienne (2000 Ma ; [Shackleton, 1986](#)) sur la marge Est du craton du Congo et avec la chaîne transamazonienne. Ainsi le Complexe du Nyong et le groupe de l'Ogooué doivent être considérées comme un ensemble continental d'âge Paléoprotérozoïque repris par l'orogénèse Panafricaine ([Nzenti et al., 2007](#) ; [Ndema et al., 2014](#)).

V.5.2. Corrélation avec la chaîne de la RCA

La partie sud de la RCA constitue avec les unités nord et intermédiaire les trois unités structurales majeures que comporte le socle centrafricain ([Poidevin et al., 1981](#) ; [Lavreau, 1982](#) ; [Pin et Poidevin, 1986](#) ; [Poidevin et Pin, 1987](#) ; [Cornacchia et al., 1989](#) ; [Lavreau et al., 1990](#) ; [Rolin, 1992](#)).

- **Sur le plan lithologique**, cette portion du craton du Congo a une lithologie différente de celle de la localité de Kouambo. Elle serait constituée d'un domaine de micaschistes-quartzites et de séquences sédimentaires non métamorphiques déposées sur un socle ancien constitué : - d'un complexe métamorphique constitué d'amphibolites, pyroxénites, amphibolo-pyroxénites de Mbomou ([Lavreau, 1982](#)), granulites pelitiques, granulites mafiques ([Njiosseu Tanko et al., 2021](#)) - de séries charnockitiques et gneissiques semblables aux charnockites du Ntem au Cameroun. - de roches vertes (komatiites), itabirites, grauwackes, tuffs rhyodacitiques et de granitoïdes ([Poidevin, 1991](#) ; [Cornacchia et Giorgi, 1989](#)). La partie centrale de ce domaine sud est occupée par des séries schisto-quartzitiques dites « séries intermédiaires » avec des intercalations d'orthogneiss et

d'orthoamphibolites souvent migmatisés (Poidevin et Pin, 1986). Cornacchia et al. (1989) considèrent également les éclogites amphibolitisées de la Yaji et de la Pama (ceinture de roches vertes de Bogoin-Boali) comme des témoins d'une zone de suture d'âge antérieur au Panafricain, réactivés lors de l'orogénèse panafricaine. La région de Bossangoa-Bossembélé, dans la chaîne panafricaine, comporte deux grands ensembles : un ensemble métamorphique et un ensemble magmatique tous polycycliques. L'ensemble métamorphique possède les traces d'une évolution tectono-métamorphique ancienne avec une succession de paragenèses témoignant de stades prograde, paroxysmal granulitique et rétrograde (Danguéné, 2012). Les conditions P-T moyennes du métamorphisme granulitique sont de 800°C, 10 Kb dans les granulites mafiques et de 750-800°C, 7- 9 Kb dans les granulites pelitiques (Njiosseu Tanko et al., 2021).

- **Sur le plan géochronologique**, les micaschistes-quartzites sont d'âge Archéen à Paléoprotérozoïque, tandis que les séquences sédimentaires se sont déposées au Néoprotérozoïque (Poidevin, 1991). Le complexe métamorphique est daté à 2900 Ma (Lavreau, 1982), les roches vertes sont Archéennes (Poidevin, 1991 ; Cornacchia et Giorgi, 1989), les séries intermédiaires datent du Paléoprotérozoïque (2100 Ma, Poidevin et Pin, 1986) et les conditions de HP-HT du métamorphisme ont été atteintes durant l'orogénèse Eburnéenne à 1952 Ma (Njiosseu Tanko et al., 2021)

V.5.3. Corrélation avec la chaîne orogénique transamazonienne du NE Brésil

Le groupe du Nyong appartient à la bordure NW du craton du Congo (Cameroun), qui est le prolongement Sud du craton de São-Francisco au NE du Brésil (Caby et al., 1991 ; Castaing et al., 1994), d'où l'importance de faire une reconstruction de ce bloc continental Archéen à Paléoprotérozoïque.

Le continent africain et l'Amérique du Sud peuvent être comparés à cet effet en vue de dégager des corrélations car l'évolution Paléoprotérozoïque des dépôts fluvio-deltaïques des cratons Ouest Africain, Guyane, Congo et São Francisco est associée à une collision orogénique datée à 2 Ga (Ledru et al., 1994). Ces formations reposent soit directement sur les blocs archéens soit sur la partie supérieure du Paléoprotérozoïque. La configuration tectonique de ces formations fluvio-deltaïques illustre une collision frontale entre le craton du Congo et les provinces de São Francisco. De plus le métamorphisme et l'altération hydrothermale datés à $2077,9 \pm 9,5$ Ma dans le secteur Kouambo-Bibolé est semblable au métamorphisme orogénique du Brésil daté entre 2100 et 2070 Ma (Peucat et al., 2011; Aguilar et al., 2017; Teixeira et al., 2017).

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

- **Sur le plan lithologique**, la chaîne transamazonienne (Brésil) est constituée de (1) de métabasites caractérisées par des roches de haut degré de métamorphisme (gneiss, orthogneiss, migmatites), (2) de roches sédimentaires et métasédimentaires, (3) de roches plutoniques, (4) de roches supracrustales: dépôts fluvio-deltaïques tardi-tectonique D₂, granitoïdes tardi à pré-tectoniques mis en place dans les zones de cisaillement ([Ledru et al., Barbosa et Sabaté, 2004](#); [Teixeira et al., 2010](#)), les roches vertes et plutonites (arrière- arc) qui montrent que la zone de subduction était active pendant l'orogénèse transamazonienne au NE Brésil. La chaîne panafricaine au Cameroun, Gabon, Congo et Angola représente les parties externes qui sont restées unies au craton du Congo. Les orthogneiss et les roches supracrustales sont respectivement groupés dans les complexes de Belém do São Francisco et Cabrobó ([Medeiros, 1998](#) ; [Gomes, 2001](#)). La lithologie de la chaîne transamazonienne au Brésil montre des analogies avec le groupe du Nyong ([Ndema Mbongue, 2016](#), [Ndong Bidzang, 2016](#) et [Nga Essomba, 2020](#)).

- **Sur le plan géochronologique**, dans le secteur Kouambo-Bibolé, les BIFs à chlorite et sulfures et les gneiss à grenat et pyroxène ont été datés par la méthode U-Pb sur zircons.

Les gneiss à grenat et pyroxène ont été daté à 2857 ± 47 Ma (archéen) correspondant à leur âge de cristallisation et 3116 ± 47 Ma interprété comme l'âge des zircons hérités qui ont été arrachés au substratum lors de la montée du magma. Cependant, ils ont été affecté par un métamorphisme granulitique daté à 671 ± 48 Ma (Panafricain). Les BIFs à chlorite et sulfures à 2466 ± 62 Ma et $2077,9 \pm 9,5$ Ma (tous Paléoprotérozoïques). Au SE du Brésil, le socle Archéen à Paléoprotérozoïque affleure dans le craton de São Francisco précisément dans la ceinture du Mineiro et les complexes de Bonfim, Bação, Belo Horizonte, Santa Barbara, Caeté et Divinópolis. Ces complexes sont composés de gneiss, Trondhjemitite, Tonalite et Granodiorite ([Noce, 1995](#) ; [Carneiro, 1992](#)). La méthode U-Pb sur titanite et monazite a permis d'obtenir des âges, qui correspondent à l'âge magmatique de la roche (2772 ± 14 Ma pour les granitoïdes) ou des événements métamorphiques qui ont suivi la cristallisation magmatique (2731 ± 4 Ma et 2613 ± 11 Ma ; pour les tonalites et schistes respectivement) [Aguilar et al. \(2017\)](#). Cependant, il a été enregistré au NE du Brésil (socle Transamazonien: 2000-1800 Ma) des âges Paléoprotérozoïques pour les gneiss granulitiques et les schistes datés à $2100 \pm 0,1$ Ma (âges Rb-Sr sur roches totales, [Brito de Neves, 1975](#)) considéré comme âge de la formation crustale ([Van Schmus et al., 1995](#); [Dantas et al., 1998](#)), et des âges de

1973–2132 Ma (sur des zircons hérités, [Neves et al., 2008](#)). Des âges de $2065 \pm 5,9$ Ma ont été signalés sur les amphibolites du complexe de Belo Horizonte ([Aguilar et al., 2017](#)).

D'après [Loose et Schenk \(2018\)](#), le métamorphisme des éclogites lié à la subduction est d'environ 45 Ma plus ancien que le métamorphisme du faciès granulitique dans la série du Nyong ([Toteu et al., 1994](#) ; [Lerouge et al., 2006](#)), et est presque identique à l'âge du métamorphisme orogénique au Brésil (2100-2070 Ma ; [Aguilar et al., 2017](#)).

CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

Dans ce travail, il était question de (1) déterminer les relations entre les roches hôtes et les formations ferrifères ; (2) établir la minéralogie du minerai de fer et de leurs roches hôtes ; (3) déterminer la source des composants chimiques de ces roches afin de clarifier leur origine et leur environnement de dépôt, (4) déterminer l'âge de la minéralisation et des roches associées pour des fins lithostratigraphiques ; (5) Comparer les formations ferrifères de Kouambo avec celles les mieux étudiées. Arrivé au terme de ce travail, les conclusions suivantes peuvent être retenues.

- (1) Les BIFs du secteur Kouambo-Bibolé sont interlités avec les roches hôtes qui sont constituées des gneiss à grenat et pyroxène, des gneiss à grenat et plagioclase, des schistes à chlorite et épidote et des chloritoschistes. Toutes ces roches sont caractérisées par une microstructure granoblastique hétérogranulaire et des associations minéralogiques allant du faciès des schistes verts au faciès des granulites. L'étude des associations minérales ainsi que l'estimation des conditions P-T du métamorphisme dans les gneiss à grenat et pyroxène ont donné des températures comprises entre 777°C et 982°C pour des pressions de l'ordre de 4 à 5 Kb.
- (2) Des données chimico-minéralogiques complètes des BIFs et des roches encaissantes ont montré que la magnétite est le principal minerai de fer avec des teneurs très élevées en FeO (87,82-92,54%) et des teneurs très faibles en Al₂O₃ (0,05 – 2,40 %) et TiO₂ (0,01 – 0,34 %).
- (3) Deux types de BIFs ont été distingués à savoir : les BIFs de type oxyde (BIF à trémolite et BIF à pyroxène) et les BIFs de type mixte oxyde-silicate (BIF à chlorite et sulfures).
- (4) Les caractéristiques géochimiques des BIFs révèlent que le Fe₂O₃ et SiO₂ sont les composants dominants. Les BIFs de type mixte oxyde-silicate ont une teneur moyenne en Fe₂O₃ (39,72%) inférieure à celle des BIFs de type oxyde (53,58%) qui est probablement due à la forte présence des silicates dans ces derniers. L'absence de corrélation entre le Zr et le TiO₂, le Zr et Al₂O₃ et le Zr et le Y/Ho indique que ces BIFs ont eu un faible apport détritique pendant leur précipitation. Les spectres des terres rares montrent les caractéristiques des fluides hydrothermaux de faible température (faible anomalie positive en Eu) et de l'eau de mer (enrichissement en HREE, anomalie négative en Ce). Ces caractéristiques indiquent que le fer et la silice des BIFs étudiés proviennent du mélange de solutions hydrothermales de basse température et de l'eau de mer. La présence des anomalies négatives en Ce dans les BIFs à trémolite est attribuée à un environnement de dépôt oxydant tandis que, l'absence d'anomalies en Ce dans les BIFs du faciès mixte oxyde-silicate et des BIFs à pyroxène suggère des conditions réductrices ou anoxiques. Les caractères géochimiques des gneiss à grenat et pyroxène

ont montré que le métamorphisme granulitique de haute température et basse pression qui l'a affecté a mobilisé ses éléments chimiques rendant ainsi impossible son exploitation pour des interprétations pétrogénétiques. Les métavolcanites (gneiss à grenat et plagioclase) ont une affinité calco-alkaline et dériveraient d'un contexte de marge continentale.

- (5) Les datations U-Pb sur zircon des BIFs ont montré que leur mise en place s'est produite il y'a environ 2466 Ma. Cet âge marque probablement le début de l'augmentation de l'oxygène atmosphérique. Ces BIFs ont subi un métamorphisme et un métasomatisme vers 2078 Ma au cours de l'orogénèse Eburnéenne/Transamazonienne. Les analyses SIMS U-Pb sur les grains de zircon des gneiss à grenat et pyroxène ont révélé un âge mésoarchéen de 2857 Ma pour la cristallisation de leur protolite.
- (6) Dans l'ensemble, la partie du Complexe du Nyong étudiée est similaire aux autres parties du Complexe du Ntem les mieux étudiées et à la chaîne transamazonienne au NE du Brésil sur les plans lithologiques, paléo-environnemental et géochronologique.

Perspectives

Le craton du Congo au Sud du Cameroun recèle des minéralisations en fer et en or, qui outre à Kouambo-Bibolé, ont été aussi mise en évidence dans plusieurs localités telles que Grand Zambi, Bipindi, Kelle Bidjoka, Gouap, Mbalam, Metzimevin, Kribi, Djoum, Nkout, Akom II, Mewongo, Log Badjeck et Lolodorf. Le secteur Kouambo-Bibolé est constituée de formations ferrifères et de roches hôtes. La mise en évidence du contexte tectonique, du paléo-environnement et des âges des roches encaissantes d'autre part s'est faite via des travaux de pétrographie, chimico-minéralogie, géochimie sur roche totale et de géochronologie. Il en ressort que, le minerai de fer de Kouambo est la magnétite, et qu'il existe des roches sulfurées dans le secteur. Pour mieux circonscrire la géologie de la région de Kouambo et toutes les minéralisations qu'elle recèle, il serait intéressant dans les travaux futurs d'effectuer :

- la géochimie des sulfures, nécessaire pour la prospection des minéralisations en or ;
- des analyses isotopiques de Si, Fe et O, afin de mieux appréhender l'origine et le paléo-environnement des BIFs ;
- des analyses isotopiques Sm-Nd et Re-Os ou Lu-Hf pour caractériser la source des roches encaissantes des formations ferrifères.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- 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.
- Alexander, B.W., Bau, M., Andersson, P., Dulski, P., 2008. Continentally derived solutes in shallow Archean seawater: rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 378–394.
- Anderson, K.F.E., Wall, F., Rollinson, G.K., Moon, C.J., 2014. Quantitative mineralogical and chemical assessment of the Nkout iron ore deposit, Southern Cameroon. *Ore Geology Reviews* 62, 25–39.
- Angerer, T., Kerrich, R., Hagemann, S.G., 2013. Geochemistry of a komatiitic, boninitic, and tholeiitic basalt association in the Mesoarchean Koolyanobbing greenstone belt, Southern Cross Domain, Yilgarn craton: Implications for mantle sources and geodynamic setting of banded iron formation. *Precambrian Research* 224, 110–128.
- Anonyme, 2008. Plan d'aménagement, Concession 1081, UFAs 09 026 & 09 027. MINFOREST, 135p.
- Anonyme, 2009. Plan d'Action National de Gestion Intégrée des Ressources en Eau (PANGIRE), 235 p.
- Aoki, S., Kabashima, C., Kato, Y., Hirata, T., Komiya, T., 2018. Influence of contamination on banded iron formations in the Isua supracrustal belt, West Greenland: reevaluation of the Eoarchean seawater compositions. *Geoscience Frontiers* 9, 49–72.
- Arora, M., Govil, P.K., Charan, S.N., Uday, Raj. B., Balaram, V., Manikyamba, C., Chatterjee, A.K., Naqvi, S.M., 1995. Geochemistry and origin of Archean banded iron formation from the Bababudan Schist Belt, India. *Economic Geology* 90, 2040–2057.
- Bagnouls, L., Gaussen, H., 1957. Les climats biologiques et leur classification. *Annales de Géographie* XXVI, 355, 193–220.
- Barbey, P., Macaudière, J., Nzenti, J. P., 1990. High pressure dehydration melting of metapelites: evidence from migmatites of Yaoundé (Cameroon). *Journal of Petrology* 31, 401–427.
- 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.
- Basta, F.F., Maurice, A.E., Fontbote, L., Favarger, P., 2011. Petrology and geochemistry of the banded iron formation (BIF) of Wadi Karim and Um Anab, Eastern Desert, Egypt: implications for the origin of Neoproterozoic BIF. *Precambrian Research* 187, 277–292.

- Bau, M., 1993. Effects of syn- and post-depositional processes on the rare earth element distribution in Precambrian iron-formations. *European Journal of Mineralogy* 5, 257–267.
- Bau, M., 1996. Controls on the fractionation of isoivalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 323–333.
- Bau, M., Alexander, B.W., 2009. Distribution of high field strength elements (Y, Zr, REE, Hf, Ta, Th, U) in adjacent magnetite and chert bands and in reference standards FeR-3 and FeR-4 from the Temagami iron-formation, Canada, and the redox level of the Neoproterozoic ocean. *Precambrian Research* 174, 337–346.
- Bau, M., Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman Iron Formation, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research* 79, 37-55.
- Bekker, A., Holland, H.D., Wang, P.L., Rumble III, D., Stein, H.J., Hannah, J.L., Coetzee, L.L., Beukes, N.J., 2004. Dating the rise of atmospheric oxygen. *Nature* 427, 117–120.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.I., 2002. Igneous zircon : trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 602–622.
- Bessoles, B., Trompette, R., 1980. Géologie de l'Afrique : La chaîne panafricaine, zone mobile d'Afrique Centrale (partie Sud) et zone soudanaise. *Memoire BRGM*, 92 p.
- Bolhar, R., Kamber, B.S., Moorbath, S., Fedo, C.M., Whitehouse, M.J., 2004. Characterization of Early Archean chemical sediments by trace element signatures. *Earth and Planetary Sciences Letters* 222, 43-60.
- 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., Zhao, Y., Penaye, J., Zhang, H. S., Njel, O. U., 2015. Neoproterozoic subduction related metavolcanic and metasedimentary rocks from the Rey Bouba Greenstone Belt of north-central Cameroon in the Central African Fold Belt: New insights into a continental arc geodynamic setting. *Precambrian Research* 261, 40-50.
- Bouyo Houketchang, M., Penaye, J., 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.
- Bouyo Houketchang, M., Penaye, J., Mouri, H., Toteu, S. F., 2019. Eclogite facies metabasites from the Paleoproterozoic Nyong Group, SW Cameroon: mineralogical evidence and implications for a high pressure metamorphism related to a subduction zone at the NW margin of the Archean Congo craton. *Journal of African Earth Sciences* 149, 215–234.
- Brando Soares, M., Vasconcelos Corrêa, N. A., Silva, W. F., 2020. The development of a Meso- to Neoproterozoic rifting-convergence collision-collapse cycle over an ancient thickened protocontinent in the south São Francisco craton, Brazil. *Gondwana Research* 77, 40–66.
- Brito de Neves, B. B., 1975. Regionalização geotectónica do Pré-Cambriano Nordeste. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência 198p.
- 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.
- Bucher, K., Frey, M., 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Caby, R., Sial, A. N., Arthaud, M. and Vauchez, A., 1991. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in northeast Brazil. In Dallmeyer and Lécroché (Eds.): *The west African orogens and circum-Atlantic correlatives*. Springer-Verlag 373-397.
- Carneiro, M.A., 1992. O complexo Metamórfico do Bonfim Setentrional, 45. *REM: Revista da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto*, pp. 155–156.
- Castaing, C., Feybesse, J.L., Thiéblemont, D., Triboulet, C., Chèvremont, P., 1994. Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano Orogen; closure of an oceanic domain or intercontinental convergence between major blocks. *Precambrian Research* 69, 327-344.
- Chombong, N.N., Suh, C.E., Ilouga, C.D.I., 2013. New detrital zircon U-Pb ages from BIF-related metasediments in the Ntem Complex (Congo craton) of southern Cameroon, West Africa. *Natural Science* 5, 835-847.
- Chombong, N.N., Suh, C.E., Lehmann, B., Vishiti, A., Ilouga, D.C., Shemang, E.M., Tantoh, B.S., Kedia, A.C., 2017. Host rock geochemistry, texture and chemical composition of

- magnetite in iron ore in the Neoproterozoic Nyong unit in southern Cameroon. *Applied Earth Sciences* 126(3), 129–145.
- Collerson, K.D., Kamber, B.S., 1999. Evolution of the continents and the atmosphere inferred from Th–U–Nb systematics of the depleted mantle. *Science* 283, 1519–1522.
- 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.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 469–500.
- Cornacchia, M., Giorgi, L., 1989. Discordances majeures et magmatisme des séries précambriennes de la région de Bogoin. (Centre Ouest de la République Centrafricaine). *Journal of African Earth Sciences* 9, 221-226.
- Cornacchia, M., Giorgio, L., Caruba, C., et Vivier, G., 1989. Extension d'une zone de suture sur la marge Nord du Craton congolais (secteur de Bangui, Centre Ouest de la République Centrafricaine). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 308, 107-110.
- Danguene, P. E. Y., 2012. Géologie de la région de Bossamgoa-Bossembélé au Nord-Ouest de la République Centrafricaine (chaîne panafricaine Nord Equatoriale) : Pétrogenèse, structurogenèse et géochronologie). Thèse de Doctorat/Ph.D Université de Yaoundé I, 121p.
- Dantas, E., Van Schmus, W. R., Hackspacher, P., Brito de Neves, B. B., Magini, C., 1998. Reconstituição de faixas móveis transamazônicas ao norte do lineamento Patos. *Anais, XL Congresso Brasileiro de Geologia*, Belo Horizonte, 48p.
- De la Roche, H., 1965. Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises. *Geologische Rundschau* 55, 274-301.
- Derry, L.A., Jacobsen, S.B., 1990. The chemical evolution of Precambrian seawater: evidence from REEs in banded iron formations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 2965–2977.
- Djoukouo Soh A.P., 2016. Métamorphisme et minéralisation en fer associées du secteur Kouambo-Bibolé (Sud-Cameroun). Mémoire de Master II, Université de Yaoundé I, 82 p.
- 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.

- Dumont, J.F., 1986. Identification par télédétection de l'accident de la Sanaga (Cameroun). Sa position dans le contexte des grands accidents d'Afrique Centrale et de la limite nord du craton congolais. *Géodynamique* 1, 13–19.
- Dupuis, C., Beaudoin, G., 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralum Deposita* 46, 319–335.
- Edimo, A., 1985. Le massif syénitique d'Akongo-Lolodorf, Interprétation des anomalies radiométriques. Comparaison avec l'arc syénitique Mont des éléphants-Rocher du Loup, Thèse 3^e cycle, Université Orléans, 156 p.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K., 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 1199-1212.
- Feybesse, J.L., Johan, V., Maurizot, P., Abossolo, A., 1987. Évolution tectométamorphique libérienne et éburnéenne de la partie NW du craton zaïrois (SW Cameroun). *Current Research In African Earth Sciences*. Matheis and Schanddelmeier (eds) Balkema, Rotterdam, 9-12.
- Feybesse, J.L., Johan, V., Triboulet, C., Guerrot, C., Mayaga Mikolo, F., Bouchot, V., Eko N'dong, J., 1998. The West Central Africa Belt: a model of 2.5-2.0 Ga accretion and two-phases orogenic evolution. *Precambrian Research* 87, 191-216.
- Ganno, S., 2010. La région de Kimbi aux confins du Cameroun et du Nigeria : une zone clé pour la compréhension de l'évolution tectonique de la Chaîne Panafricaine Nord Equatorial au contact de la Chaîne Panafricaine Trans-saharienne. Thèse de Doctorat/ Ph.D., Université de Yaoundé I, 161 p.
- Ganno, S., Ngnotué, T., Kouankap Nono, G.D., Nzenti, J.P., Notsa Fokeng, M., 2015. Petrology and geochemistry of the banded iron-formations from Ntem complex greenstones belt, Elom area, Southern Cameroon: Implications for the origin and depositional environment. *Chemie der Erde* 75, 375-387.
- Ganno, S., Moudioh, C., Nzina Nchare, A., Kouankap Nono, G.D., Nzenti, J.P., 2016. Geochemical fingerprint and iron ore potential of the siliceous itabirite from palaeoproterozoic Nyong series, Zambi area, southwestern Cameroon. *Resource Geology* 66, 71–80.
- Ganno, S., Njiosseu Tanko, E. L., Kouankap Nono, G. D., Djoukouo Soh, A. P., 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 Reviews* 80, 860–875.

- Ganno, S., Tsozué, D., Kouankap Nono, G.D., Tchouatcha, M.S., Ngnotué, T., Gamgne Takam, R., Nzenti, J.P., 2018. Geochemical Constraints on the origin of banded iron formation-hosted iron ore from the Archean Ntem Complex (Congo Craton) in the Meyomessi area, Southern Cameroon. *Resource Geology* 68, 287-302.
- Ganwa, A.A., Frisch, W., Siebel, W., Ekodeck, G.E., Shang, C.K., Ngako, V., 2008. Archean inheritances in the pyroxene–amphibole-bearing gneiss of the Méiganga area (Central North Cameroon): Geochemical and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age imprints. *Comptes Rendus Géoscience* 340, 211-222.
- Ganwa, A.A., Klötzli, U.S., Christoph, H., 2016. Evidence for Archean inheritance in the pre-panafrican crust of central Cameroun: Insight from zircon internal structure and La/Mc ICP-MS U/Pb ages. *Journal of African Earth Sciences* 120, 12-22.
- Ghosh, R., Baidya, T.K., 2017. Mesoarchean BIF and iron ores of the Badampahar greenstone belt, Iron Ore Group, East Indian Shield. *Journal of Asian Earth Sciences* 150, 25-44.
- Gomes, H.A., 2001. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Pernambuco*. Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Minas e Metalurgia, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 127p.
- Gourcerol, B., Thurston, P.C., Kontak, D.J., Côté-Mantha, O., Biczock, J., 2016. Depositional setting of Algoma-type banded iron formation. *Precambrian Research* 281, 47–79.
- Gross, G.A., 1980. A classification of iron formations based on depositional environments. *The Canadian Mineralogist* 18, 215-222.
- Guerrot, C., Feybesse, J. L., 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 de Paris* 318, 367-374.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J. C., Welch, M.D., 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist* 97(11-12), 2031-2048.
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E., Roberts, D., 2012. Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren nappe in extensions west and southwest of Trondheim, western gneiss region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Sciences* 312, 357–416.
- Huston, D.L., Logan, G.A., 2004. Barite, BIFs and bugs: evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 220, 41–55.
- Ilouga, C.D.I., Suh, C.E., Ghogomu, R.T., 2013. Textures and rare earth elements composition of Banded Iron Formations (BIF) at Njweng prospect, Mbalam Iron Ore District, Southern Cameroon. *International Journal of Geoscience* 4, 146–165.

- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S., Horiuchi, M., 1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos. *Mining Geol.* 26, 105–117 (in Japanese with English abstract).
- Johan, V., 1985. Etude pétrographique de la série de l'Ogooué (Gabon). Note technique du Bureau géologique de la Recherche Minière 85GEO EP 16, 17p.
- Kankeu, B., 2008. Anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM) et fabriques des roches Néoprotérozoïques des régions de Garga-Sarali et Bétaré-Oya à l'Est Cameroun : implications géodynamiques pour l'évolution de la chaîne panafricaine d'Afrique Centrale. Thèse de Doctorat/Ph.D., Université de Yaoundé I, 232 p.
- Kankeu, B., Nzenti, J.P., Greiling, R.O., Ganno, S., Ngnotué, T., Bassahak, J., Hell, V., 2010. Application de la technique de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) à l'identification des structures géologiques: le cisaillement panafricain de Bétaré-Oya dans le district aurifère de l'Est Cameroun. *Annales Faculté des Sciences, série Sciences de la Terre* 38 (1), 17-29.
- Kornprobst, J., Cantagrel, J.M., Lasserre, M., Rollet, M., Soba, D., 1976. Existence au Cameroun d'un magmatisme alcalin ou plus ancien ; la syénite néphélinique de Mboziite de Nkonglong : comparaison avec les roches connues dans la même région. *Bulletin de la Société Géologique de France* 18, 1295-1305.
- Kouankap Nono, G.D., 2011. Etude du Cisaillement Centre Camerounais dans la région de Banefo-Mvoutsaha au NE Bafoussam, dans le domaine centre de la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale : Pétrogenèse, géochronologie et structurologie des formations du socle. Thèse de Doctorat/ Ph.D, Université de Yaoundé I, 118p.
- Large, R.R., Gemell, J.B., Paulick, H., Huston, D.L., 2001. The alteration box plot: a simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and litho-geochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology* 96, 957–971.
- Lasserre, M., Soba, D., 1976. Age Libérien des granodiorites et des gneiss à pyroxènes du Cameroun Méridional. *Bulletin BRGM* 2, 17–32.
- Lavreau, J., 1982. The Archaean and lower Proterozoic of Central Africa. *Rev. Brasil Geociencias* 12, 187-192.
- Lavreau, J., Poidevin, J. L., Ledent, D., Liegeois, J. P., and Weis, D., 1990. Contribution to the geochronology of the basement of Central African Republic. *Journal of African Earth Sciences* 11, 1/2, 69-82.

- Ledru, P., Eko N'dong, J. E., Johan, V., Prian, J. P., Coste, B., Haccard, D., 1989. Structural and metamorphic evolution of the Gabon orogenic belt collision tectonics in the lowerproterozoic. *Precambrian Research* 16, 157-170.
- Ledru, P., Johan, V., Milesi, J.P., Tegye, M., 1994. Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2.0 Ga continent evolving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research* 69, 169–191.
- 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.
- Li, X.H., Liu, Y., Li, Q.L., Guo, C.H., Chamberlain, K.R., 2009. Precise determination of Phanerozoic zircon Pb/Pb age by multicollector SIMS without external standardization. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10, Q04010. doi: [10.1029/2009GC002400](https://doi.org/10.1029/2009GC002400).
- Loose, D., Schenk, V., 2018. 2.09 Ga old eclogites in the Eburnian Transamazonian orogen of southern Cameroon: significance for Palaeoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research* 304, 1–11.
- Ludwig, K., 2001. Users Manual for Isoplot/Ex rev. 2.49: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication no. 1a.
- Maurizot, P., Abessolo, A., Feybesse, J.L., Johan V., Lecomte P., 1986. Étude et prospection minière du Sud-Ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985. Rapport BRGM, Orléans 85, CM. 066, 274 p.
- 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, Université de Clermont Ferrand 2, 185p.
- McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. *Review in Mineralogy and Geochemistry* 21, 169–200.
- Medeiros, V.C., 1998. Folha Garanhuns (SC.24-Y-B): integração geológica. CPRM, Recife, unpublished internal report, 22p.
- Milesi, J.P., Toteu, S.F., Deschamps, Y., Feybesse, J.L., Lerouge, C., Cocherie, A., Penaye, J., Tchameni, R., Moloto-A-Kenguemba, G., Hampunzu, H.A.B., Nicol, N., Duguey, E., Leistel, J.M., Saint-Martin, M., Ralay, F., Henry, C., Bouchot, V., Doumnang Mbaigane, J.C., Kanda Kula, V., Chene, F., Monthel, J., Boutin, P., Cailteux, J., 2006. An overview of the geology and major ore deposits of Central Africa: Explanatory note

- for the 1:4,000,000 map “Geology and major ore deposits of Central Africa.” *Journal of African Earth Sciences* 44, 571-595.
- Mloszewska, A.M., Pecoits, E., Cates, N.L., Mojzsis, S.J., O’Neil, J., Robbins, L.J., Konhauser, K.O., 2012. The composition of Earth’s oldest iron formations: the Nuvvuagittuq Supracrustal Belt (Quebec, Canada). *Earth and Planetary Sciences Letters* 317–318, 331–42.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G., 1988. Classification diagrams of pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 52, 535-550
- Morris, R.C., 1993. Genetic modelling for banded iron formation of the Hamersley Group, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Research* 60, 243–86.
- Moudioh, C., 2013. Métamorphisme et minéralisations associées du secteur Grand Zambé (Région Sud Cameroun). Mémoire de Master, Université de Yaoundé I, 62 p.
- Moudioh, C., Soh Tamehe, L., Ganno, S., Nzepang Tankwa, M., Soares, M. B., Ghosh, R., Kankeu, B., Nzenti, J.P., 2020. Tectonic setting of the Bipindi greenstone belt, northwest Congo craton, Cameroon: Implications on BIF deposition. *Journal of African Earth Sciences* 171, 103971.
- Moudioh, C., 2021. Pétrogenèse et étude des minéralisations métamorphogènes de Grand Zambé et ses environs (région du sud-Cameroun). Thèse de Doctorat/Ph.D, Université de Yaoundé I, 134p.
- Mvondo, H., Den Brok, S. W. J., Mvondo Ondo, J., 2003. Evidence for extension and exhumation of the Yaounde nappe (Pan-African fold belt, Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 36, 215–231.
- Mvondo, H, Owona, S., Mvondo Ondo, .J, Essono, J., 2007. Tectonic evolution of the Yaoundé segment of the Neoproterozoic Central African Orogenic Belt in Southern Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences* 44, 433-444.
- Ndema Mbongue, J. L., Ngnotué, T., Ngo Nlend, C. D., Nzenti, J. P., Suh Cheo, 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.
- Ndema Mbongue, 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.
- Ndime, E.N., Ganno, S., Soh Tamehe, L., Nzenti, J.P., 2018. Petrography, lithostratigraphy and major element geochemistry of Mesoarchean metamorphosed banded iron formation-hosted Nkout iron ore deposit, north western Congo craton, Central West Africa. *Journal of African Earth Sciences* 148, 80-98.

- Ndime, E.N., Ganno, S., Nzenti, J.P., 2019. Geochemistry and Pb–Pb geochronology of the Neoproterozoic Nkout West metamorphosed banded iron formation, southern Cameroon. *International Journal of Earth Sciences* 108, 1551-1570.
- Ndong Bidzang, F., Sobdjou, K.C., Mero Y., Ntomba M.S., Nzenti, J.P., Mvondo.O.J., 2016a. Origin and Tectonic Framework of the Ngovayang Iron Massifs, South Cameroon. *Science Research* 4 (1), 11-20.
- Ndong Bidzang, F., Nfada, L., Ntomba, M.S., Atouba, O.C.L., Nzenti, J.P., Mvondo, O. J., 2016b. Chemical character of the Ngovayang gneisses in the northwestern border of the Congo craton (south Cameroon): sources and geotectonic framework. *International Journal of Innovation and Applied Studies* 14 (4), 976-996.
- Nédélec, A., Macaudière, J., Nzenti, J. P., Barbey, P., 1986. Evolution structurale et métamorphisme des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Informations pour la structure de la zone mobile panafricaine d'Afrique centrale au contact du craton du Congo. *Comptes Rendus Académie des Sciences de Paris* 303, 75-80.
- Nédélec, A., Nsifa, E. N., Martin, H., 1990. Major and trace element geochemistry of the Ntem plutonic complex (south Cameroon): petrogenesis and crustal evolution. *Precambrian Research* 47, 35-50.
- 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.
- 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, 10-31.
- 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., Alcantara, V.C., 2010. Geochemistry of orthogneisses and metasedimentary rocks across a proposed terrane boundary in the central Domain of Borborema Province, NE Brazil: Geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 498-511.
- Newton, R.C., Perkins, D., 1982. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. *American Mineralogist* 67, 203-222.

- Nforba, M.T., Kamgang Kabeyene, V., Suh, C.E., 2011. Regolith geochemistry and mineralogy of the Mbalam itabirite-hosted iron ore district, South Eastern Cameroon. *Open Journal of Geology* 1, 17-36.
- Nga Essomba, P., Ganno, S., Tanko Njiosseu, E. L., Ndema Mbongue, J. L., Kamguia Woguia, B., Soh Tamehe, L., Nzenti, J. P., 2019. Geochemical constraints on the origin and tectonic setting of the serpentinized peridotites from the Paleoproterozoic Nyong series, Eseka area, SW Cameroon. *Acta Geochimica* 39 (3), 404-422.
- Nga Essomba, P., 2020. Evolution tectono-métamorphique des formations précambriennes de Minlongo-Lolodorf (région du sud-Cameroun). Thèse de Doctorat /Ph.D, Université de Yaoundé I, 208 p.
- Ngako, V., Jégouzo, P., Nzenti, J.P., 1991. Le Cisaillement Centre Camerounais. Rôle structural et géodynamique dans l'orogénèse panafricaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 313, 457–463.
- Ngako, V., Affaton, P., Nnange, J. M., Njanko, T., 2003. Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. *Journal of African Earth Sciences* 36, 207-214.
- Ngnotue, T., Nzenti, J. P., Barbey, P., 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.
- Nguessi Tchankam, C., Nzenti, J. P., Nsifa, E. N., Tempier, P., Tchoua, F. M., 1997. Les granitoïdes calco-alcalins, syn-cisaillement de Bandja dans la Chaîne Panafricaine Nord-Equatorial au Cameroun. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 325, 95-101.
- Njanko, T., Nedelec, A., Affaton, P., 2006. Synkinematic high - K calc-alkaline plutons associated to the Pan-African Central Cameroon Shear Zone (W-Tibati area): Petrology and geodynamic significance. *Journal of African Earth Sciences* 44, 494-510.

- Njiekak, G., Dörr, W., Tchouankoué, J., P., Zulauf, G., 2008. U–Pb zircon and microfabric data of (meta) granitoids of western Cameroon: Constraints on the timing of pluton emplacement and deformation in the Pan-African belt of central Africa. *Lithos* 102, 460-477.
- Njiosseu Tanko, 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 Paleoproterozoic high-grade metamorphism in the North Equatorial fold belt. *Arabian Journal of Geosciences* 14, 1660.
- Noce, C.M., 1995. Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Unpublished Ph.D thesis, University of São Paulo, São Paulo, Brazil, 129p.
- Nomo Negue, E., Tchameni, R., Vanderhaeghe, O., Fenguye, S., Barbey, P., Tekoum, L. Fosso, T.P.M., Eglinger, A., Saha Fouotsa, N.A., 2017. Structure and LA –ICP-MS zircon U-Pb dating of syntectonic plutons emplaced in the Pan-Qfrican Banyo-Tcholiire shear zone (central north Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 131, 251-271.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Jegouzo, P., Moreau, C., 1984. Un nouvel exemple de ceinture granulitique dans une chaîne protérozoïque de transition : les migmatites de Yaoundé au Cameroun. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 299 (2), 1197-1199.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Macaudiere, J., Soba, D., 1988. Origin and evolution of late Precambrian high - grade Yaounde gneisses (Cameroon). *Precambrian Research* 38, 91 – 109.
- Nzenti, J. P., 1992. Prograde and retrograde garnet zoning at high pressure and temperature in metapelitic and grenatite rocks from Yaounde (Cameroon Pan-African north-equatorial fold belt). *Journal of African Earth Sciences* 15, 73-79.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Bertrand, J. M. L., Macaudiere, J., 1994. La chaîne panafricaine au Cameroun : cherchons suture et modèle. In : S.G.F. édit., 15^e réunion des Sciences de la Terre, Nancy, France, 99 p.
- Nzenti, J. P., Tchoua, F.M., 1996. Les gneiss scapolitiques de la chaîne nord-équatoriale du craton du Congo. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 323, 289-294.
- Nzenti, J.P., 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 Cheikh Anta Diop –Université de Nancy I, 176 p.

- 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., Kapajika, B., Wörner, G., Ruananza Lubala, T., 2006. Synkinematic emplacement of granitoids in a Pan-African shear zone in Central Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 45, 74–86.
- Nzenti, J.P., Njiosseu Tanko, E.L., Nzina, N.A., 2007. The metamorphic evolution of the Paleoproterozoic high grade Banyo gneisses (Adamawa, Cameroon, Central Africa). *Journal of Cameroon Academic of Sciences* 7, 95–109.
- Nzenti, J.P., Abaga, B., Suh, C.E., Nzolang, C., 2011. Petrogenesis of peraluminous magmas from the Akum-Bamenda Massif, Pan-African Fold Belt, Cameroon. *International Geology Review* 53, 1121-1149.
- Nzepang Tankwa, M., 2013. Métamorphisme et minéralisations en fer associées du secteur Kpwa Atog-Boga (Région Sud Cameroun). Mémoire de Master, Université de Yaoundé I, 108 p.
- Nzepang Tankwa, M., Ganno, S., Okunlola, O. A., Njiosseu Tanko, E.L., Soh Tamehe, L., Kamguia Woguia, B., Mbita, A.S.M., Nzenti, J.P., 2020. Petrogenesis and tectonic setting of the Paleoproterozoic Kelle Bidjoka iron formations, Nyong group greenstone belts, southwestern Cameroon. Constraints from petrology, geochemistry, and LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology. *International Geology Review* doi.org/10.1080/00206814.2020.1793423.
- Nzolang, C., Kagami, H., Nzenti, J.P., Holtz, F., 2003. Geochemistry and preliminary Sr-Nd isotopic data on the Neoproterozoic granitoids from the Bantoum area, West Cameroon: evidence for a derivation from a paleoproterozoic to Archaean crust. *Polar Geosciences* 16, 196-226.
- Olivry, J.C., 1986. Fleuves et rivières du Cameroun. Collection monographies hydrologiques MESRES/ORSTOM, N°9, Paris, Vol 1, 733 p.
- Owona, S., Ndzana, S. P. M., Ondo, J. M., Ngapna, M. N., Nkabsaah, C., Ratschbacher, L., Ekodeck, G. E., 2012. Geological control of geomorphologic units in the Southwest (SW) Cameroon (Central Africa). *Journal of Geology and Mining Research* 4(7), 152-167.
- Owona, S., Mvondo Ondo, J., Ekodeck, G. E., 2013. Evidence of Quartz, Feldspar and Amphibole Crystal Plastic Deformations in the Paleoproterozoic Nyong Complex Shear Zones under Amphibolite to Granulite Conditions (West Central African Fold Belt, SW Cameroon). *Journal of Geography and Geology* 5, 2013.

- Owona, S., Ratschbacher, L., Gulzar Afza, M., Nsangou Ngapna M., Mvondo Ondoa, J., Ekodeck, G. E., 2020. New U-Pb zircon ages of Nyong Complex meta-putonites: Implications for the Eburnean/Trans-Amazonian Orogeny in southwestern Cameroon (Central Africa). *Geological Journal* 56 (4), 1741-1755.
- Owona, S., Ratschbacher, L., Nsangou Ngapna M., Gulzar Afza, M., Mvondo Ondoa, J., Ekodeck, E., 2021. How diverse is the source? Age, provenance, reworking, and overprint of Precambrian meta-sedimentary rocks of West Gondwana, Cameroon, from zircon U-Pb geochronology. *Precambrian Research* 359, 106220.
- Pearce, J. A., van der Laan, S. R., Arculus, R. J., Murton, B. J., Ishii, T., Peate, D. W., Parkinson, I. J., 1992. Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana forearc): A case study of magma genesis during the initial stages of subduction. In *Proceedings of the ocean drilling program, scientific results 125*, 623-659.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14–48.
- Pecoits E, Gingras, M.K., Barley, M.E., Kappler, A., Posth, N.R. and Konhauser, K.O., 2009. Petrography and geochemistry of the Dales Gorge banded iron formation: paragenetic sequence, source and implications for palaeo-ocean chemistry. *Precambrian Research* 172, 163–187.
- Penaye, J., Kröner, A., Toteu, S. F., William, R., Van Schmus, C., Doumnang, J. C., 2006. Evolution of the Mayo Kebbi region as revealed by zircon dating: An early (ca. 740 Ma) Pan-African magmatic arc in southwestern Chad. *Journal of African Earth Sciences* 44, 530-542.
- Penaye, J., Toteu, S. F., Michard, A., Van Schmus, W. R. et Nzenti, J. P., 1993. U-Pb and Sm-Nd preliminary geochronologic data on the Yaoundé serie, Cameroon: reinterpretation of granulitic rock as the suture of the collision in the « Centrafricain » belt. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences* 317, 789-794.
- Penaye, J., Toteu, S. F., Tchameni, R., Van Schmus, W. R., Tchakounte, J., Ganwa, A., Minyem, D., Nsifa, E. N., 2004. The 2.1Ga West Centra African Belt in Cameroon: extension and evolution. *Journal of African Earth Sciences* 39, 159-164.
- Peng, Z., Wang, C.L., Tong, X., Zhang, L.C., and Zhang, B., 2018. Element geochemistry and neodymium isotope systematics of the Neoproterozoic banded iron formations in the Qingyuan greenstone belt, North China Craton. *Ore Geology Reviews* 102, 562–584.
- Peucat, J. J., Barbosa, J. S. F., de Araújo Pinho, I. C., Paquette, J. L., Martin, H., Fanning, C. M., Cruz, 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(4), 397-413.
- Pidgeon, R.T., 1992. Recrystallization of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. *Contributions Mineralogy and Petrology* 110: 463-472.
- Pin, C., Poidevin, J.L., 1986. U/Pb zircon evidence for a pan-african granulite facies metamorphism in the Central African Republic. A new interpretation for the high grade series of northern border of the Congo craton. *Precambrian Research* 36, 303-312.
- Planavsky, N., Bekker, A., Rouxel, O.J., Kamber, B., Hofmann, A., Knudsen, A., Lyons, T.W., 2010. Rare Earth Element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: new perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 6387-6405.
- Poidevin, J.L., 1987. La tectonique panafricaine à la bordure nord du craton congolais : *Annale du Musée Royal d'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique. Sciences Géologiques* 91, 75 p.
- Poidevin, J.L., 1991. Les ceintures de roches vertes de la République centrafricaine (Mbomou, Banda, Boufoyo, Bogoin). Thèse Doctorat d'Etat, Université Clermont-Ferrand II, 44p.
- Poidevin, J. L., Dostal, J., Dupuy, C., 1981. Archaean greenstone belt from the Central African Republic (Equatorial Africa). *Precambrian Research* 16(3), 157-170.
- Poidevin, J.L., Pin, C., 1986. 2 Ga U/Pb zircon dating of Mbi granodiorite (Central Africa Republic) and its bearing on the chronology of the proterozoic of Central Africa. *Journal of African Earth Sciences* 5, 581-587.
- Polat, A., 2009. The geochemistry of Neoproterozoic (ca. 2700Ma) tholeiitic basalts, transitional to alkaline basalts, and gabbros, Wawa Subprovince, Canada: implications for petrogenetic and geodynamic processes. *Precambrian Research* 168, 83-105.
- Polat, A., Hofmann, A.W., 2003. Alteration and geochemical patterns in the 3.7-3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland. *Precambrian Research* 126, 197-218.
- Poulet, A., Tchameni, R., Mezger, K., Vidal, M., Nsifa, E., Shang, C., Penaye, J., 2007. Archaean crustal accretion at the northern border of the Congo Craton (South Cameroon). The charnockite-TTG link. *Société Géologique de France* 178, 331-342.
- Powell, C.M., 1984. Terminal fold-belt deformation: Relationship of mid-Carboniferous megafaults in the Tasman fold belt to coeval thrusts in cratonic Australia *Geology* 12(9), 546-549.
- Raith, M., Raase, P., Ackermann, D., Lal, K. R., 1983. Regional geothermometry in the facies terrane of South India. *Transactions of the Royal Society. Edinburgh: Earth Sciences* 73, 221-244.

- Rogers, J.J.W., Santosh M., 2004. *Continents and supercontinents*. Oxford University Press.
- Raymond (ed.), Schwartz Dominique (ed.). *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. Paris : ORSTOM, p. 15-19. (Didactiques). ISBN 2-7099-1022-5.
- Rolin, P., 1992. Présence d'un chevauchement ductile majeur d'âge panafricain dans la partie centrale de la République Centrafricaine : résultats préliminaires. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 315, 467-470.
- Ross, P.S., Bedard, J. H., 2009. Magmatic affinity of modern and ancient sub-alkaline volcanic rocks determined from trace element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46, 823-839.
- Saha Fouotsa, A.N., Tchameni, R., Nomo Negue, E., Dawai, D., Penaye, J., Fosso Tchunte, P.M., 2018. Polyphase Deformation in the Mbé - Sassa-Bersi Area : Implications on the Tectono-magmatic History of the Area and the Tectonic Evolution of the Tcholliré-Banyo and Central Cameroon Shear Zones (Central North Cameroon). *Journal of Geosciences and Geomatics* 6, 41-54.
- Sessions, A. L., Doughty, D. M., Welander, P. V., Summons, R. E., Newman, D. K., 2009. The continuing puzzle of the great oxidation event. *Current biology* 19(14), R567-R574.
- Shackleton, R. M., 1986. Society Precambrian tectonics in Africa. In: M. P. Coward and A.C. Ries (Editors), *Collision Tectonics*. Geological Special Publisher. 19: 329-349.
- Shang, C.K., Satirb, M., Siebel, W., Taubald, H., Nsifa, E.N., Westphal, M., Reitter, E., 2001. Genesis of K-rich granitoids in the Sangmelima region, Ntem complex (Congo craton). *Terra Nostra* 5, 60–63.
- Shang, C. K., Satirb, M., Siebelb, W., Nsifa, N. E., Taubaldb, H., Liégeois, J. P., Tchoua, F. M., 2004a. TTG magmatism in the Congo craton; a view from major and trace element geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd systematics: case of the Sangmelima region, Ntem complex, Southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 40, 61-79.
- Shang, C. K., Siebel, W., Satir, M., Chen, F., Mvondo, J. O., 2004b. Zircon Pb–Pb and U–Pb systematics of TTG rocks in the Congo craton: constraints of crustal formation, crystallization and Pan-African lead loss. *Bulletin of Geosciences* 79, 205–219.
- Shang, C.K., Satir, M., Nsifa, E. N., Liégeois, J. P., Siebel, W., Taubald, H., 2007. Archaean high-k granitoids produced by remelting of earlier Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) in the Sangmelima region of the Ntem complex of the Congo craton, southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 96, 817-841.
- Shang, C. K., 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.
- Silveira, Braga, F.C., Rosière, C.A., Queiroga, G.N., Rolim, V.K., Santos, J.O.S. and Smith, A.J.B., 2015. The iron formations of southern Africa. In *Geology of Southwest Gondwana* (Eds S Siegesmund, MAS Basei, P Oyhantçabal and S Oriolo) Cham: Springer International Publishing, pp. 469–491.
- Smith, A.J.B., 2018. The iron formations of southern Africa. In *Geology of Southwest Gondwana* (eds S Siegesmund, MAS Basei, P Oyhantçabal and S Oriolo), Cham : Springer International Publishing, pp. 469–91.
- Soba, D., 1989. La série de Lom- Etude Géologique et Géochronologique d'un bassin volcanosédimentaire de la Chaîne Panafricaine à l'Est du Cameroun. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris VI, 198 p.
- Soh Tamehe, L., Nzepang Tankwa, M., Chongtao, W., Ganno, S., Ngnotue, T., Kouankap Nono, G. D., Simon, S. J., Zhang, J., Nzenti, J. P., 2018. Geology and geochemical constrains on the origin and depositional setting of the Kpwa–Atog Boga banded iron formations (BIFs), northwestern Congo craton, southern Cameroon. *Ore Geology Reviews* 95, 620–638.
- Soh Tamehe, L., Wei, C., Ganno, S., Simon, S.J., Kouankap Nono, G.D., Nzenti, J. P., Lemdjou, Y. B., Lin, N.H., 2019. Geology of the Gouap iron deposit, Congo craton, southern Cameroon: Implications for iron ore exploration. *Ore Geology Reviews* 18, 169-1368.
- Soh, T. L., Wei, C., Ganno, S., Rosière, C. A., Nzenti, J. P., Ebotehouna, C. G., Lu, G., 2020. Depositional age and tectonic environment of the Gouap banded iron formations from the Nyong Group, SW Cameroon: Insights from isotopic, geochemical and geochronological studies of drillcore samples. *Gosciences frontiers*, doi.org/10.1016/j.gsf.
- Soh Tamehe L., Wei, C., Ganno, S., Rosière, 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 samples. *Geosciences Frontiers* 12, 546 – 572.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26, 207–21.
- Suh, C. E., Cabral, A., Shemang, E. M., Mbinkar, L., Mboudou, G. G. M., 2008. Two contrasting iron-ore deposits in the Precambrian mineral belt of Cameroon, West Africa *Exploration and Mining Geology* 17, 197–207.

- Sun, S. S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, vol. 42. Geological Society of London Special Publication 313-345 p.
- Talla Takam, Makoto, A., Kokonyangi, J., Dunkley, D. J., 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 Transamazonien (2.1 Ga) and Pan-African (0, 6 Ga) imprints. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences* 337 (2005) 551-562.
- Tchakounté, N.,J., Toteu, S.F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., Deloule, E., Mvondo Ondoua, J., Bouyo Houketchang, M., Ganwa, A.A., White, W.M., 2007. Evigence of ca. 1.6-Ga detrital Zircon in the Bafia Group (Cameroon): Implication for the chronostratigraphy of the Pan-African Belt north of the Congo craton. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 339, 132-142.
- Tchakounté, N.J., Eglinger, A., Toteu, S. F., Zeh, A., Nkoumbou, C. Mvondo, O. J., Penaye, J., De Wit M., Barbey, P., 2017. The Adamawa-Yadé domain, a piece of Archaean crust in the Neoproterozoic Central African Orogenic belt (Bafia area, Cameroon). *Precambrian Research* 299, 210–229.
- Tchameni, R., 1997. *Géochimie et géochronologie des formations de l'Archéen et du Protérozoïque du sud-Cameroun (groupe du Ntem, Craton du Congo)*. Thèse Université d'Oléans, 395 p.
- Tchameni, R., Mezger, K., Nsifa, N.E., 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., NKonguin Nsifa, E. and Pouclet, A., 2001. Crustal origin of Early Proterozoic syenites in the Congo Craton (Ntem Complex), South Cameroon. *Lithos* 57 (1), 23 – 42.
- 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., Marques, L.S., 2017. Nature and evolution of the Archean crust of the São Francisco Craton. In: M. Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmin, F.F. (eds.),

2017. São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent, p.29-56, Springer.
- Teutsong, T., Bontognali, T. R. R., Ndjigui, P. D., Vrijmoed, J. C., Teagle, D., Cooper, M., Vance, 2017. Petrography and geochemistry of the Mesoarchean Bikoula banded iron formation in the Ntem complex (Congo craton), Southern Cameroon: implications for its origin. *Ore Geology Reviews* 80, 267–288.
- Teutsong, T., Temga, J.P., Enyegue, A.A., 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.
- Toteu, S.F., Michard, A., Bertrand, J. M., and Rocci, G., 1987. U/Pb of Precambrian rocks from North-Cameroon, Orogenic evolution and chronology of the Pan-African belt of central African. *Precambrian Research* 37, 71-87.
- Toteu, S.F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., Nyobe, J. B., 1994. U-Pb and Sm-Nb evidence for Eburnean and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of Southern Cameroon. *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., Poudjom Djomani, Y., 2004. Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41, 73-85.
- Toteu, S.F., Penaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W.R., Tchameni, R., 2006. Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: Insights from U–Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaoundé Groups (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 44, 428-442.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronology studies of the Easter Borborema province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 267-288.
- Vicat, J.P., Nsifa, N.E., Tchameni, R., Pouclet, 1998. La ceinture de roches vertes de Lolodorf-Ngomezap (Sud Cameroun) : pétrologie, géochimie et cadre géodynamique. *Collection GEOCAM* 1, 325-338.
- Wang, C. L., Zhang, L.C., Lan, C.Y., Dai, Y.P., 2014a. Petrology and geochemistry of the Wangjiazhuang banded iron formation and associated supracrustal rocks from the Wutai greenstone belt in the North China Craton: Implications for their origin and tectonic setting. *Precambrian Research* 255, 603-626.

- Wang, C.L., Zhang, L.C., Lan, C.Y., Dai, Y.P., 2014b. Rare earth element and yttrium compositions of the Paleoproterozoic Yuanjiaocun BIF in the Luliang area and their implications for the Great Oxidation Event (GOE). *Science China: Earth Sciences* 57, 2469–2485.
- Weber F, Gauthier-Lafaye, F., Whitechurch, H., Marc Ulrich C., El Albani, Abderrazak, 2016. The 2-Ga Eburnean Orogeny in Gabon and the opening of the Francevillian intracratonic basins: A review. *Comptes Rendus Geosciences* 348, 572 – 586.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock forming minerals. *American Mineralogy* 95, 185–187.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325-343.

ANNEXES

- Communication scientifique;
- **01** article publié : Geological Magazine 158, 2245–2263. / Impact factor: 2.6

Original Article

Cite this article: Djoukouo Soh AP, Ganno S, Zhang L, Soh Tamehe L, Wang C, Peng Z, Tong X, and Nzenti JP. Origin, tectonic environment and age of the Bibole banded iron formations, northwestern Congo Craton, Cameroon: geochemical and geochronological constraints. *Geological Magazine* <https://doi.org/10.1017/S0016756821000765>

Received: 7 September 2020

Revised: 23 June 2021


Accepted: 28 June 2021

Keywords:

Geochemistry; SIMS U–Pb dating; Depositional environment; Great Oxidation Event; Bibole BIFs; Congo Craton

Author for correspondence: Sylvestre Ganno, Email: sganno2000@gmail.com

Origin, tectonic environment and age of the Bibole banded iron formations, northwestern Congo Craton, Cameroon: geochemical and geochronological constraints

Arlette Pulcherie Djoukouo Soh^{1,2}, Sylvestre Ganno¹ , Lianchang Zhang^{2,3}, Landry Soh Tamehe^{1,4}, Changle Wang^{2,3}, Zidong Peng^{2,3}, Xiaoxue Tong^{2,3} and Jean Paul Nzenti²

¹Department of Earth Sciences, University of Yaounde 1, PO Box 812 Yaounde, Cameroon; ²Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; ³Innovation Academy for Earth Science, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China and ⁴School of Geosciences and Info-Physics, Central South University, Changsha 410083, China

Abstract

The newly discovered Bibole banded iron formations are located within the Nyong Group at the northwest of the Congo Craton in Cameroon. The Bibole banded iron formations comprise oxide (quartz-magnetite) and mixed oxide-silicate (chlorite-magnetite) facies banded iron formations, which are interbedded with felsic gneiss, phyllite and quartz-chlorite schist. Geochemical studies of the quartz-magnetite banded iron formations and chlorite-magnetite banded iron formations reveal that they are composed of >95 wt % Fe₂O₃ plus SiO₂ and have low concentrations of Al₂O₃, TiO₂ and high field strength elements. This indicates that the Bibole banded iron formations were not significantly contaminated by detrital materials. Post-Archaean Australian Shale-normalized rare earth element and yttrium patterns are characterized by positive La and Y anomalies, a relative depletion of light rare earth elements compared to heavy rare earth elements and positive Eu anomalies (average of 1.86 and 1.15 for the quartz-magnetite banded iron formations and chlorite-magnetite banded iron formations, respectively), suggesting the influence of low-temperature hydrothermal fluids and seawater. The quartz-magnetite banded iron formations display true negative Ce anomalies, while the chlorite-magnetite banded iron formations lack Ce anomalies. Combined with their distinct Eu anomalies consistent with Algoma- and Superior-type banded iron formations, we suggest that the Bibole banded iron formations were deposited under oxic to suboxic conditions in an extensional basin. SIMS U–Pb data indicate that the Bibole banded iron formations were deposited at 2466 Ma and experienced metamorphism and metasomatism at 2078 Ma during the Eburnean/Trans-Amazonian orogeny. Overall, these findings suggest that the studied banded iron formations probably marked the onset of the rise of atmospheric oxygen, also known as the Great Oxidation Event in the Congo Craton.

1. Introduction

Banded iron formations (BIFs) are marine chemical precipitates that form an integral part of the preserved Archaean to lower Proterozoic successions worldwide (e.g. Klein, 2005; Mloszewska *et al.* 2012). They are thinly banded or laminated rocks containing 15 % or more iron of sedimentary origin, and commonly but not necessarily chert layers (James, 1954). BIFs typically consist of alternating Si- and Fe-rich layers within an evaluated total Fe and Si content of 20–40 wt % and 43–56 wt %, respectively (Klein, 2005). BIFs widely occur in greenstone belts and supracrustal sequences (e.g. Frei & Polat, 2007; Zhang *et al.* 2012; Zhai & Santosh, 2013; Angerer *et al.* 2013; Ganno *et al.* 2015; Haugaard *et al.* 2017; Rosière *et al.* 2018; Smith, 2018). Since the deposition of BIFs has been linked to important compositional changes in the early history of Earth, these rocks are commonly used as proxies in understanding the evolution of life, oceans and the atmosphere in Archaean and Proterozoic times (e.g. Trendall, 2002; Simonson, 2003; Klein, 2005; Bekker *et al.* 2010; Hagemann *et al.* 2016; Konhauser *et al.* 2017). Nevertheless, the genesis and depositional settings of BIFs remain debated because of syn- and post-depositional processes (clastic contamination, hydrothermal alteration, metamorphism, weathering) that most BIFs have experienced (e.g. Manikyamba *et al.* 1993; Arora *et al.* 1995; Pecoits *et al.* 2009; Viehmann *et al.* 2015; Barotte *et al.* 2017; Aoki *et al.* 2018; Soh Tamehe *et al.* 2021). These processes have commonly affected the primary features of BIFs and modified their chemical composition. However, some immobile elements such as

high field strength elements (HFSEs) and rare earth elements (REEs) were not significantly affected (e.g. Dymek & Klein, 1988; Bau & Dulski, 1996; Bolhar *et al.* 2004). Therefore, these elements are widely used to unravel the source and geotectonic environment of BIFs (e.g. Alexander *et al.* 2008; Basta *et al.* 2011; Wang *et al.* 2014a; Nkoumbou *et al.* 2017; Ganno *et al.* 2017; Nzepang Tankwa *et al.* 2020 and references therein).

The Ntem Complex (Fig. 1a, b) represents the northwestern extension of the Congo Craton in southern Cameroon (Maurizot *et al.* 1986; Nédélec *et al.* 1990). This complex comprises significant BIF-hosted iron ore deposits, including the Mbalam (Suh *et al.* 2008; Chombong & Suh, 2013; Ilouga *et al.* 2013; Sundance Resources Ltd, 2015), Nkout (Anderson *et al.* 2014; Ndime *et al.* 2018, 2019), Sanaga (Ilouga *et al.* 2017; West African Minerals Corporation, 2017), Bikoula (Teutsong *et al.* 2017; Altus Strategies Plc, 2018), Mamelles (Milesi *et al.* 2006) and Gouap (Soh Tamehe *et al.* 2019, 2021), with total indicated resources of 4.2 billion metric tonnes at 32 % Fe and *c.* 200 million metric tonnes at 56.6 % Fe. Previous research works on the Ntem Complex iron deposits were mostly focused on their depositional settings based on the petrographical and geochemical studies of the BIFs and associated rocks. However, the origin and geodynamic environment of these BIF-hosted iron deposits remain poorly constrained. Compared to the well-known BIFs in the São Francisco Craton (e.g. Rosière & Rios, 2004; Piacentini *et al.* 2013; Brando Soares *et al.* 2017) and the North China Craton (e.g. Wang *et al.* 2015, 2016; Lan *et al.* 2019; Hu *et al.* 2020), the depositional age of the Ntem Complex BIFs is poorly documented in the literature (Ndime *et al.* 2019; Soh Tamehe *et al.* 2019, 2021; Nzepang Tankwa *et al.* 2020).

In this contribution, we present field investigations and whole-rock major- and trace-elemental compositions of the Bibole BIFs, aiming to infer their origin and depositional environment. We also report a secondary ion mass spectrometry (SIMS) U–Pb zircon age for the chlorite-magnetite BIFs interbedded with quartz-magnetite BIFs, in order to constrain the depositional age of the Bibole BIFs.

2. Geological setting

2.a. Regional geology

The Ntem Complex (Fig. 1a) is a stable block of Archaean and Palaeoproterozoic rocks bordered to the north by the Yaounde Group, which forms part of the North Equatorial Pan-African fold belt (Fig. 1a; Nzenti *et al.* 1988; Tchameni *et al.* 2001; Shang *et al.* 2010; Ngnotué *et al.* 2012). This complex is generally divided into two main lithologic assemblages which are, from east to west, the Ntem Group and the Nyong Group (Fig. 1a; Toteu *et al.* 1994; Tchameni *et al.* 2001; Penaye *et al.* 2004; Lerouge *et al.* 2006). The Bibole area belongs to the Nyong Group, which is mainly composed of gneisses, schists, quartzites, amphibolites and BIFs deposited in continental shelf to submarine volcanic arc settings when considering their protoliths (Lerouge *et al.* 2006; Ndema Mbongue *et al.* 2014; Ganno *et al.* 2016, 2017; Chombong *et al.* 2017; Soh Tamehe *et al.* 2018, 2019; Fuanya *et al.* 2019; Moudioh *et al.* 2020). Eclogitic rocks and serpentinites were recently discovered in the Nyong Group, suggesting a subduction-related environment in which these rocks were formed (Loose & Schenk, 2018; Bouyo Houketchang *et al.* 2019; Nga Essomba *et al.* 2020). The crystallization age for these eclogites is *c.* 2090 Ma, which is considered a metamorphic age (Loose & Schenk, 2018), and their *P–T* conditions

were constrained at ~25 kbar and 850 °C (Bouyo Houketchang *et al.* 2019).

Previous geochronological studies on the Nyong Group reported three age groups (Lasserre & Soba, 1976; Toteu *et al.* 1994, 2001; Lerouge *et al.* 2006; Chombong *et al.* 2017; Nzepang Tankwa *et al.* 2020; Soh Tamehe *et al.* 2021). The first age group is Archaean (2900–2500 Ma), and this age was obtained from U–Pb dating of detrital zircon in metasedimentary rocks and probably magmatic zircon from charnockites and magnetite gneisses. The second group is Palaeoproterozoic (2423–2050 Ma) and is interpreted as the age of charnockite emplacement and the maximum depositional age of sediments linked with a high-grade tectonometamorphic event. The third group of Neoproterozoic U–Pb ages ranges between 600 Ma and 500 Ma and corresponds to the later Pan-African tectonometamorphic activity which has partially overprinted the Nyong Group.

2.b. Geology of the BIFs

2.b.1. The Ntem Complex BIFs

The Ntem Complex comprises Neoarchaean–Palaeoproterozoic BIFs which are spatially associated with volcanic and sedimentary rocks (e.g. Lerouge *et al.* 2006; Ndime *et al.* 2019; Nzepang Tankwa *et al.* 2020; Soh Tamehe *et al.* 2021). The Ntem Complex BIFs and associated rocks define a typical greenstone belt succession (Fig. 1a), which has been regionally metamorphosed up to granulite facies. These BIFs are mainly classified as oxide facies according to the major Fe-rich minerals such as magnetite and haematite (Suh *et al.* 2008; Ganno *et al.* 2017 and references therein). The iron formation bands are characterized by granular or recrystallized quartz-rich bands alternating with iron-rich bands (Ilouga *et al.* 2013; Anderson *et al.* 2014 and references therein). The banding of the BIFs is generally rhythmic and occasionally irregular in width varying from micro- (0.1–1.7 mm) to meso-scale (1–3.5 cm). The Ntem Complex BIFs are extensively weathered and oxidized at the near-surface, resulting in the production of a cap of high-grade iron ore overlying the BIF units. The main iron ore minerals in the oxidized cap are martite and goethite.

2.b.2. The Bibole BIFs

The newly discovered Bibole BIFs are located in the central part of the Nyong Group (Fig. 1a). Previous studies in this area were limited owing to heavy vegetation and thick lateritic covers. However, the occurrence of a steep valley of ~300 m long allowed the discovery of different rock types interbedded with BIFs, leading to better observation and stratigraphic reconstruction. These rocks are oriented NE–SW and moderately dip to the NW with an average angle of 38° (Fig. 2a). From bottom to top, the stratigraphic sequence consists of felsic gneiss, phyllite, quartz-magnetite BIF (QMB), chlorite-magnetite BIF (CMB), quartz-chlorite schist and anorthosite (Fig. 2b). The contact between the Bibole BIFs and interlayered rocks is sharp and well defined without signs of discordance, suggesting that the deposition of both rocks may be continuous. When compared to the interbedded rocks, the BIFs are characterized by relatively thin layers (mesobands) with a thickness ranging from ~0.5 to 1 m. The mesobanding structure consists of rhythmically alternating Fe-oxide and recrystallized quartz. The dominant structure in these BIFs is more likely to be a tectonometamorphic foliation overprinting the primary sedimentary structure. Three main deformation events have been recorded in the Bibole area (Ganno *et al.* 2016; Moudioh *et al.* 2020). The first compressional D₁ event is mainly made up by

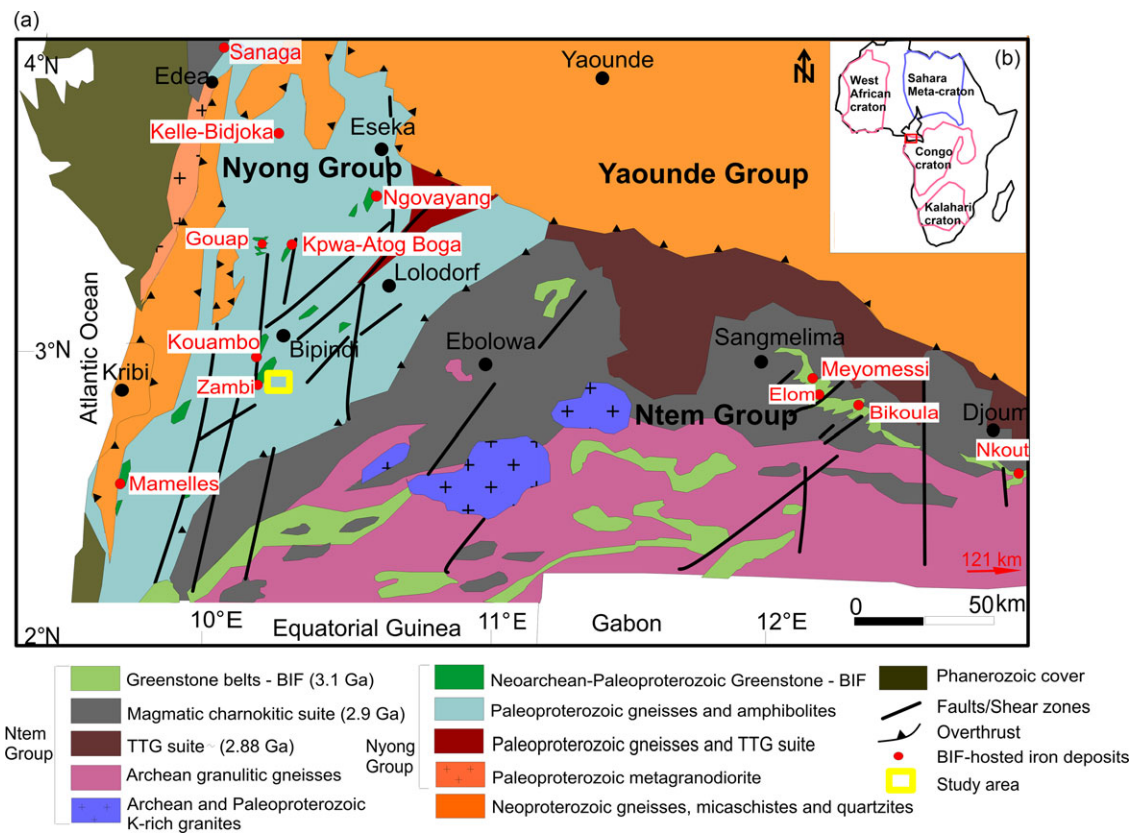


Fig. 1. (Colour online) (a) Geological map of SW Cameroon showing the location of the Bibole Formation (yellow square) and other discovered iron deposits (red dots) (modified after Maurizot *et al.* 1986; Soh Tamehe *et al.* 2019). (b) Inset illustrating the position of the SW Cameroon relative to the Congo craton in Africa. The red narrow indicates the direction where the Mbalam iron deposit is located ~121 km from the Nkout deposit.

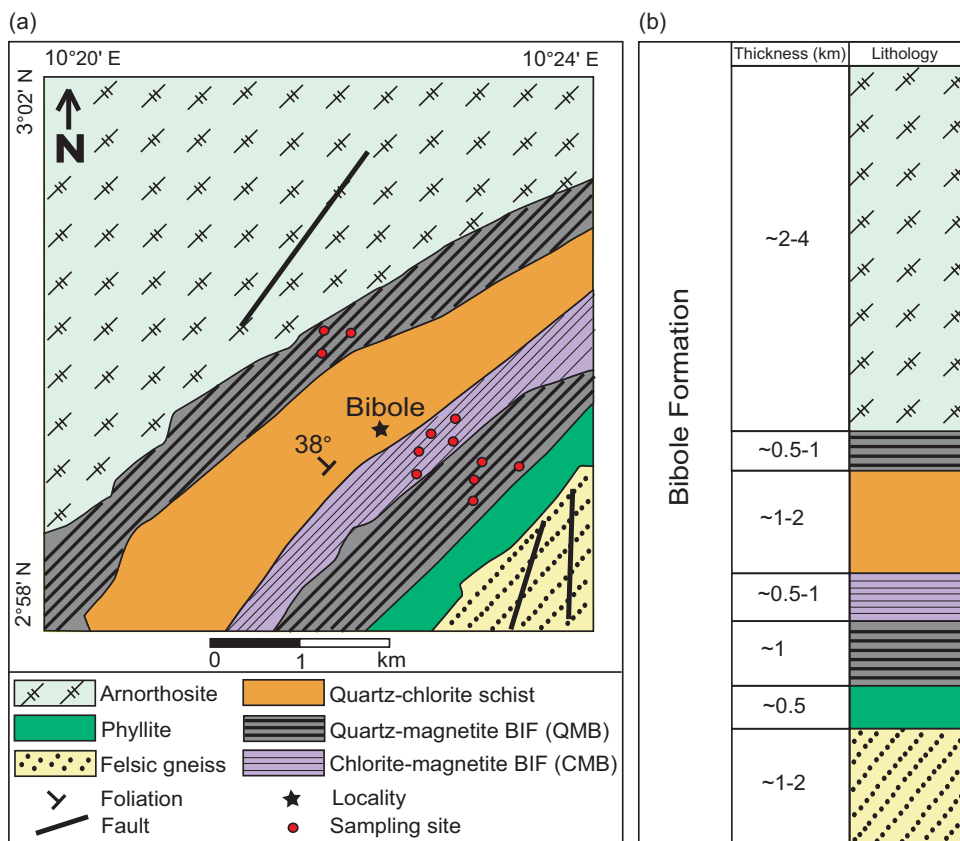


Fig. 2. (Colour online) (a) Geological sketch map of the Bibole Formation showing the sample locations. (b) Stratigraphic column of the Bibole Formation.

the NE–SW-trending S_1 foliation with gentle (15–20°) to steep dips (~70°), towards the NW. The D_2 event is characterized by heterogeneous deformation associated with the development of C_2 ductile shear planes and F_2 isoclinal folds. The latest D_3 deformation event is mainly brittle, producing veins and joints. The tectonometamorphic evolution reveals that the D_1 event is associated with the 2090 Ma granulite/eclogite facies metamorphism, while D_2 and D_3 are related to retrograde metamorphism under amphibolite facies at c. 2040 Ma and later greenschist facies, respectively (Ndema Mbongue *et al.* 2014; Owona *et al.* 2021).

3. Sampling and analytical methods

This study mainly focuses on the QMB and CMB. For petrographic studies, polished thin-sections were prepared at the Rock Mineral Preparation and Analysis Laboratory of the Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences (IGGCAS) in Beijing (China). Detailed petrographic observations using transmitted and reflected light were conducted to determine the mineral paragenesis of the studied rocks. Whole-rock geochemical analyses were also conducted at the IGGCAS on a set of 11 representative BIF samples including six QMB and five CMB. The rock samples were trimmed to remove weathered surfaces and cleaned with deionized water. Then, the fresh rocks were crushed and powdered with an agate mill to a size of 200 mesh. Major oxides were analysed using an XRF-1500 sequential X-ray fluorescence (XRF) spectrometer on fused glass beads, with FeO and loss on ignition (LOI) analysed by wet chemical methods. Analytical uncertainties were better than 0.5 % for all major elements. Trace-element and REE contents were determined by inductively coupled plasma mass spectrometer (ICP-MS) after dissolution of ~40 mg of sample powder using a $HNO_3 + HF$ mixture in a Teflon vessel. The analyses were performed with an Element Finnigan MAT spectrometer using the Chinese national standard samples GSR-1 (granite) and GSR-3 (basalt) for analytical quality monitoring. Uncertainties based on repeated analyses of internal standards are ± 5 % for REEs and ± 5 –10 % for trace elements.

Prior to U–Pb isotopic analyses, zircon grains were separated from 5 kg of CMB sample using conventional density and magnetic separation techniques. Representative zircon grains were hand-picked under a binocular microscope, mounted together with zircon standards in epoxy mounts and polished until the inner section was exposed. They were documented with transmitted and reflected light micrographs, then cathodoluminescence (CL) images using a JSM 6510 scanning electron microscope (SEM; JEOL) at Beijing CreaTech Testing Technology Co., Ltd. Measurements of U, Th and Pb were conducted using the Cameca IMS-1280 ion microprobe at the SIMS laboratory of IGGCAS, following the operating and data processing procedures described in detail by Li *et al.* (2009). Each measurement consists of seven cycles, and the total analytical time is ~12 min. The ellipsoidal spot is ~20 × 30 μm in size. U–Th–Pb ratios and absolute abundances were determined relative to the standard zircon 91500, analyses of which were interspersed with those of unknown grains. The mass resolution used to measure Pb/Pb and Pb/U isotopic ratios was 5400 during the analyses. Measured compositions were corrected for common Pb using non-radiogenic ^{204}Pb and a model Pb composition (Stacey & Kramers, 1975), assuming that the common Pb is largely surface contamination introduced during sample preparation. Uncertainties on individual analysis in data tables are reported at the 1σ level; mean ages for pooled U/Pb (and Pb/Pb) analyses are quoted with 95 % confidence intervals. The reported weighted

mean U–Pb ages and concordia plots were processed using the Isoplot/Ex v. 2.49 software (Ludwig, 2001).

4. Results

4.a. Petrography

Irrespective of the mineral assemblages, two facies of BIFs have been recognized in the Bibole area. They include the oxide facies BIF (QMB) and mixed oxide-silicate facies BIF (CMB).

4.a.1. Quartz-magnetite BIFs

The QMB crop out as blocks with diameters varying from 1 to 3 m or as pavements in the Bibole river bed (Fig. 3a). In hand specimen, the rock is fine grained, consisting of alternating iron- and silica-rich layers ranging from 1 to 3 mm in width (Fig. 3c). The banded structure is commonly straight and discontinuous, but it is not well defined. The iron-rich bands are dark green in colour and composed of magnetite, martite and minor amphibole (tremolite), whereas the silica-rich bands are white in colour and mainly made up of quartz.

Magnetite is the main iron mineral of the QMB, occurring as a dominant component of Fe-rich bands (>70 vol. %) and a minor amount (<10 vol. %) in Si-rich bands. In both bands, magnetite is dark grey in colour and occurs as subhedral to anhedral crystals with sizes ranging from 30 to 300 μm (Fig. 3e). The magnetite crystals are often interconnected to form irregular aggregates or scattered as individual grains in quartz (Fig. 3g). Some magnetite grains contain quartz and tremolite inclusions (Fig. 3e, g). The replacement of magnetite by martite is also noticeable in some BIF samples. Martite occurs along the magnetite edges (Fig. 3g). It is light grey in colour and occurs as anhedral to subhedral crystals of <10 μm in size. The transformation of magnetite to martite is probably linked to the near-surface oxidation as observed within the Mbalam and Gouap BIFs (Ilouga *et al.* 2013; Soh Tamehe *et al.* 2019).

Quartz is the dominant mineral of the Si-rich bands and occurs as subhedral to anhedral crystals with sizes up to 250 μm . Quartz crystals frequently form irregular aggregates and are rarely found as individual grains within the Fe-rich bands (Fig. 3e).

Amphibole in the QMB is tremolite. The tremolite is yellow to pink in colour and occurs as subhedral to anhedral crystals developed alongside the magnetite aggregates interface. The crystal size varies from 100 to 600 μm . Some tremolite crystals contain minor quartz inclusions.

4.a.2. Chlorite-magnetite BIFs

The CMB crop out as flagstones at the Bibole river (Fig. 3b). The rock is dark green in colour (owing to the high content of chlorite), fine to medium grained and displays a schistose structure in hand specimen and thin-section (Fig. 3d, f). The cleavage planes are filled by magnetite and sulfides minerals (Fig. 3d), suggesting that the CMB were hydrothermally altered. The main minerals are chlorite, amphibole, magnetite and quartz with smaller amounts of pyrite and chalcocopyrite (Fig. 3f, g).

Magnetite occurs as euhedral crystals with sizes ranging from 0.2 to 0.7 mm. Some crystals have undergone oxidation into martite. Pyrite occurs as both euhedral porphyroblasts with squared shapes (1.04 × 0.25 mm) and fine-grained (0.02 mm) disseminations within the rock (Fig. 3f). Magnetite, chlorite and chalcocopyrite are occasionally found as inclusions in pyrite

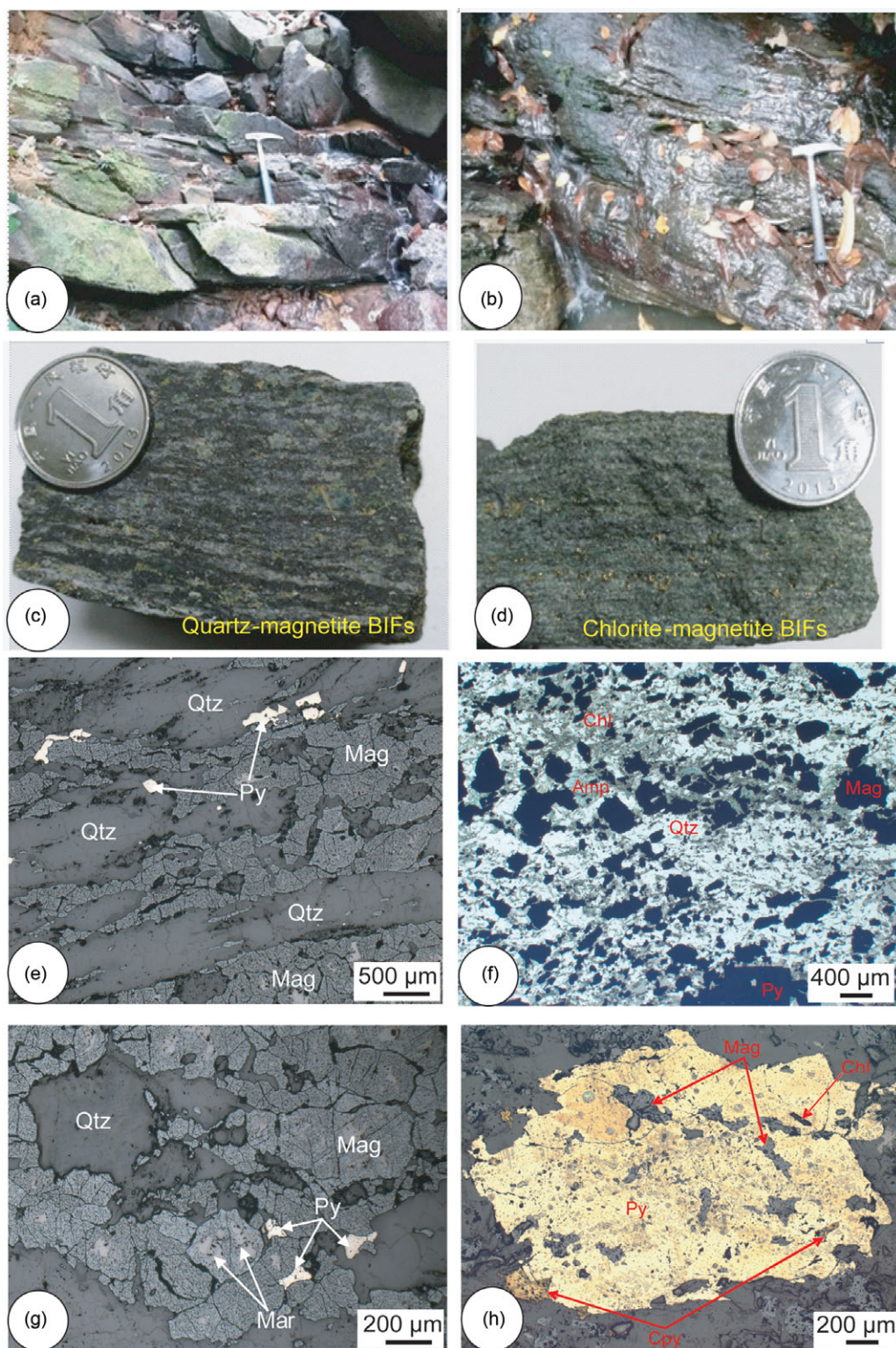


Fig. 3. (Colour online) Field photos and photomicrographs of the Bibole BIFs. Outcrop of (a) QMB and (b) CMB in the Bibole river bed. Length of hammer for scale is 33 cm. Hand specimen of (c) QMB and (d) CMB. Diameter of coin for scale is 2.5 cm. Microstructure of (e, g) QMB consisting of quartz, magnetite and minor tremolite, and (f, h) CMB comprising chlorite, magnetite, pyrite, quartz, chalcopyrite and amphibole. Note the martitization of magnetite crystals in from the borders towards the centre. Mineral abbreviations: Amp – amphibole; Chl – chlorite; Py – pyrite; Cpy – chalcopyrite; Mag – magnetite; Mar – martite; Qtz – quartz.

(Fig. 3g). Chalcopyrite appears as subhedral to anhedral crystals having an average size of 0.21 mm.

Chlorite appears as thin flakes (up to 0.3 mm) and often displays a preferred orientation with amphibole (Fig. 3f). Amphibole occurs as anhedral crystals having an average size of 0.75 mm, and is often associated with chlorite and quartz. The latter appears as euhedral to subhedral crystals with grain sizes ranging from 0.2 to 0.36 mm (Fig. 3f).

4.b. Geochemistry

4.b.1. Quartz-magnetite BIFs

Whole-rock, major- and trace-element compositions of the QMB (Table 1) show that SiO_2 and Fe_2O_3 (total Fe) are the main components and represent more than 95 wt % of the bulk rock, reflecting the dominance of Fe-oxide minerals and quartz in the analysed samples. Their contents range from 40 to 48 wt % and from 50 to

Table 1. Major- (wt %) and trace-element (ppm) compositions of the Bibole BIFs

Sample	BD4-2	BD4-3	BD4-4	BD8-1	BD8-2	BD8-3	BD5-2	BD5-3	BD5-4	BD5-6	BD5-8
Lithology	Quartz-magnetite BIFs (QMB)						Chlorite-magnetite BIFs (CMB)				
wt %											
SiO ₂	41.70	47.63	40.13	44.45	44.76	41.11	51.92	52.35	48.45	55.30	51.58
TiO ₂	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.15	0.14	0.16	0.14	0.13
Al ₂ O ₃	0.47	0.39	0.29	0.24	0.36	0.33	1.20	1.27	1.17	1.27	1.21
TFe ₂ O ₃	54.39	49.96	55.46	52.70	52.73	56.21	40.28	38.44	43.19	36.37	40.33
MnO	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.02	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04
MgO	1.44	0.95	1.35	0.86	1.00	0.91	1.99	2.25	2.16	2.38	2.09
CaO	0.85	0.52	1.07	0.80	0.62	0.50	1.27	1.38	1.43	1.50	1.28
Na ₂ O	0.18	0.11	0.02	0.02	0.03	0.16	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.12	0.12	0.10	0.15	0.15	0.14	0.17	0.18	0.18	0.17	0.17
LOI	0.04	-0.02	-0.39	-1.25	0.04	-0.07	1.71	1.69	0.85	1.81	1.25
Total	99.26	99.73	98.09	98.03	99.79	99.35	98.77	97.78	97.67	99.04	98.12
ppm											
Sc	0.20	1.15	0.33	0.37	1.09	1.05	5.82	4.94	4.69	6.11	5.33
V	4.22	10.18	4.09	7.77	8.71	9.12	54.69	49.08	46.02	51.48	51.43
Cr	110.62	131.47	125.33	197.14	62.80	89.77	279.73	244.66	221.29	275.85	213.44
Co	3.03	4.20	3.12	2.97	6.23	2.84	58.91	58.18	40.22	58.46	47.66
Ni	5.27	5.56	3.12	3.90	6.55	7.63	193.37	190.41	152.38	211.92	197.80
Cu	2.76	7.95	0.41	0.04	10.33	12.25	893.67	818.04	467.10	952.45	763.1
Zn	17.62	27.64	14.12	13.93	33.48	30.14	22.76	23.75	23.33	16.80	16.48
Ga	0.89	1.65	0.82	0.31	1.77	2.04	3.60	3.20	3.63	2.68	2.95
Rb	0.45	1.18	0.20	0.00	1.46	0.96	0.28	0.25	0.29	0.12	0.01
Sr	3.66	16.52	3.02	18.30	25.29	25.15	2.59	1.52	1.76	1.53	1.64
Zr	1.00	4.84	1.93	2.70	5.73	2.72	3.47	4.56	4.96	5.52	2.86
Nb	0.16	1.18	0.00	0.54	1.37	1.49	0.47	0.31	0.60	0.48	0.54
Cs	0.04	0.27	0.01	0.00	0.29	0.27	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Ba	27.46	38.68	6.14	5.43	30.66	7.59	3.07	2.35	2.93	2.14	2.61
La	3.12	8.89	3.49	10.92	10.44	11.13	8.23	10.02	13.05	8.53	12.19
Ce	4.83	12.61	4.78	15.22	14.6	16.04	14.95	16.24	24.23	14.39	21.79
Pr	0.63	1.75	0.70	2.20	2.13	2.30	2.15	2.26	3.19	2.03	2.77
Nd	2.67	6.81	2.98	9.12	8.63	9.25	9.22	9.81	13.49	9.04	11.58
Sm	0.57	1.28	0.58	1.77	1.66	1.72	2.08	2.20	2.77	2.04	2.29
Eu	0.20	0.61	0.20	0.81	0.74	0.72	0.57	0.60	0.75	0.57	0.69
Gd	0.77	1.55	0.72	2.23	1.93	2.02	2.25	2.57	2.89	2.39	2.61
Tb	0.13	0.23	0.14	0.36	0.32	0.32	0.37	0.44	0.46	0.41	0.42
Dy	0.86	1.36	0.74	2.17	1.93	1.97	2.42	2.79	2.72	2.48	2.47
Y	6.49	9.31	5.90	15.04	13.14	13.61	12.7	15.23	14.19	14.87	13.97
Ho	0.19	0.29	0.17	0.49	0.40	0.40	0.53	0.62	0.60	0.56	0.54
Er	0.56	0.82	0.47	1.30	1.10	1.11	1.45	1.71	1.62	1.59	1.49
Tm	0.08	0.13	0.06	0.16	0.17	0.17	0.20	0.23	0.22	0.21	0.19
Yb	0.45	0.74	0.42	1.02	1.07	1.04	1.36	1.53	1.44	1.38	1.30

(Continued)

Table 1. (Continued)

Sample	BD4-2	BD4-3	BD4-4	BD8-1	BD8-2	BD8-3	BD5-2	BD5-3	BD5-4	BD5-6	BD5-8
Lithology	Quartz-magnetite BIFs (QMB)						Chlorite-magnetite BIFs (CMB)				
Lu	0.07	0.11	0.06	0.16	0.16	0.16	0.20	0.22	0.21	0.20	0.19
Hf	0.05	0.13	0.06	0.07	0.15	0.08	0.16	0.18	0.21	0.19	0.13
Ta	0.01	0.05	0.00	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04
Pb	0.31	1.38	0.16	0.62	1.62	1.49	0.60	0.54	0.30	0.20	0.14
Th	0.09	0.27	0.08	0.30	0.28	0.29	0.28	0.27	0.32	0.23	0.20
U	0.02	0.07	0.02	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08	0.13	0.07	0.09
Th/U	4.25	3.86	4.26	3.41	3.24	3.84	0.53	0.62	0.60	0.56	0.54
ΣREY	21.62	46.47	21.42	62.97	58.41	61.96	58.68	66.47	81.83	60.69	74.49
Y/Ho	33.46	32.09	34.32	30.44	33.02	33.76	23.96	24.56	23.65	26.55	25.87
(La/Yb) _{CN}	4.97	8.62	5.96	7.68	7.00	7.68	4.34	4.70	6.50	4.43	6.73
(Tb/Yb) _{CN}	1.31	1.41	1.52	1.60	1.36	1.40	1.24	1.31	1.45	1.35	1.47
(La/Yb) _{SN}	0.40	0.69	0.48	0.62	0.56	0.62	0.35	0.38	0.52	0.36	0.54
(Sm/Yb) _{SN}	0.50	0.69	0.55	0.69	0.61	0.66	0.60	0.56	0.76	0.58	0.69
(Gd/Yb) _{SN}	0.99	1.21	0.99	1.27	1.04	1.12	0.96	0.97	1.16	1.00	1.16
(Eu/Eu*) _{SN}	1.36	2.07	1.30	1.88	1.88	1.79	1.15	1.08	1.17	1.10	1.24
(Eu/Eu*) _{CN}	0.92	1.32	0.95	1.25	1.26	1.18	0.81	0.77	0.81	0.79	0.86
(La/La*) _{SN}	1.45	1.21	1.47	1.37	1.27	1.24	1.14	1.36	1.17	1.40	1.22
(Pr/Pr*) _{SN}	1.02	1.10	1.07	1.08	1.10	1.10	1.07	1.04	1.04	1.04	1.03
(Ce/Ce*) _{SN}	0.79	0.74	0.70	0.71	0.71	0.73	0.81	0.78	0.86	0.79	0.86
(Y/Y*) _{SN}	0.99	0.92	1.03	0.90	0.93	0.95	0.69	0.72	0.69	0.78	0.75

Note: Chondrite (subscript CN; Sun & McDonough, 1989) and post-Archaean Australian shale (PAAS, subscript SN; McLennan, 1989). $La/La^* = La_{PAAS}/(3Pr_{PAAS} - 2Nd_{PAAS})$; $Eu/Eu^* = Eu_{PAAS}/(0.67Sm_{PAAS} + 0.33Tb_{PAAS})$ (Bau & Dulski, 1996); $Ce/Ce^* = Ce_{PAAS}/(2Pr_{PAAS} - Nd_{PAAS})$; $Y/Y^* = 2Y_{PAAS}/(Dy_{PAAS} + Ho_{PAAS})$ (Bolhar et al. 2004).

56 wt % respectively. This result is consistent with the average concentration of the Ntem Complex BIFs, including the Kouambo (Ganno et al. 2017), the Bikoula (Teutsong et al. 2017), the Kpwa-Atog Boga (Soh Tamehe et al. 2018) and the Nkout (Ndime et al. 2019) BIFs as well as the Xiaolaihe BIFs from the North China Craton (Peng et al. 2018) (Table 2). The Al_2O_3 (0.24–0.47 wt %) and TiO_2 (0.01–0.03 wt %) contents of the QMB are low, suggesting the absence of detrital input during their deposition. These low Al_2O_3 and TiO_2 abundances are almost similar to those of the other Ntem Complex BIFs except the Kpwa-Atog Boga and Bikoula BIFs, and the Xiaolaihe BIFs (Table 2). Furthermore, the MgO (0.86–1.44 wt %) and CaO (0.50–1.07 wt %) contents of the QMB are relatively low, but not negligible. This indicates the presence of a minor amount of silicate minerals (e.g. tremolite) within these BIFs. All the studied BIF samples contain very low concentrations (<0.2 wt %) of other major elements.

The QMB samples display very low contents of HFSEs such as Sc (0.20–1.15 ppm), Zr (1–5.73 ppm), Hf (0.05–0.15 ppm) and Th (0.08–0.30 ppm). With the exception of Cr (63–197 ppm) and Zn (14–33 ppm), the QMB have relatively low contents of transition metals such as Co (2.84–6.23 ppm), Ni (3.12–7.63 ppm) and V (4.09–10.18 ppm). In terms of large ion lithophile elements (LILEs), these BIF samples display variable concentrations of Ba (5.43–38.68 ppm), Sr (3.02–25.29 ppm) and Rb (0.20–1.46 ppm). Comparable results have been also reported from the other Ntem Complex BIFs (Ganno et al. 2017; Teutsong et al. 2017; Soh

Tamehe et al. 2018; Ndime et al. 2019) and the Xiaolaihe BIFs (Peng et al. 2018) (Table 2).

Based on ionic radius, yttrium shows similar chemical behaviour to REEs and is commonly inserted between Dy and Ho (Bau et al. 1996; Sun et al. 2015). The total REE and Y (ΣREY) contents of all the QMB samples range from 21.42 to 62.97 ppm. The chondrite-normalized REE patterns (subscript ‘CN’) of the QMB display (i) LREE enrichment ((La/Yb)_{CN} = 4.97–8.62), (ii) almost flat to slightly fractionated HREEs ((Tb/Yb)_{CN} = 1.31–1.60), (iii) negative Ce anomalies, and (iv) weak negative to positive Eu anomalies ((Eu/Eu*)_{CN} = 0.92–1.32) (Table 1; Fig. 4a). The REY patterns of the QMB samples, normalized to the Post-Archaean Australian Shale (PAAS, subscript ‘SN’ (shale-normalized)), are characterized by LREE depletion relative to HREEs ((La/Yb)_{SN} = 0.40–0.69; Table 1; Fig. 4b, c). Data for typical modern seawater, hydrothermal fluids, the Ntem Complex BIFs (e.g. Kouambo BIFs (Ganno et al. 2017); Kpwa-Atog Boga BIFs (Soh Tamehe et al. 2018); Bikoula BIFs (Teutsong et al. 2017); Nkout BIFs (Ndime et al. 2019), the well-studied African BIFs (e.g. the Palaeoproterozoic Tiris Complex BIFs from West Africa in Mauritania) (Taylor et al. 2016); Penge BIFs from South Africa (Bau & Dulski, 1996; Klein & Beukes, 1989) and the North China Craton BIFs (Xiaolaihe BIFs; Peng et al. 2018) are plotted for comparison (Fig. 4c). However, a strong positive Y anomaly is observed in the Bikoula BIFs, while the Tiris Complex BIFs lack Ce and Y anomalies.

Table 2. Average values of major- (wt %) and trace-element (ppm) compositions of the Bibole and selected worldwide BIFs

Lithology	Quartz-magnetite BIFs (n = 6)	Chlorite-magnetite BIFs (n = 5)	Kouambo BIFs (n = 8)	Kpwa-Atog Boga BIFs (n = 7)	Bikoula BIFs (n = 12)	Nkout BIFs (n = 9)	Xiaolaihe BIFs (n = 10)	Tiris Complex BIFs (n = 12)
Data source	This study	This study	Ganno <i>et al.</i> (2017)	Soh Tamehe <i>et al.</i> (2018)	Teutsong <i>et al.</i> (2017)	Ndime <i>et al.</i> (2019)	Peng <i>et al.</i> (2018)	Taylor <i>et al.</i> (2016)
wt %								
SiO ₂	43.30	51.92	42.83	39.68	37.77	42.97	43.68	49.60
TiO ₂	0.02	0.14	0.08	0.45	0.36	0.02	0.02	0.019
Al ₂ O ₃	0.35	1.22	0.92	1.31	2.88	0.61	0.49	0.51
TFe ₂ O ₃	53.58	39.72	52.43	56.94	49.97	52.56	50.24	49.60
MnO	0.04	0.05	0.04	0.05	0.48	0.10	0.05	0.019
MgO	1.09	2.17	2.04	0.80	4.49	2.55	1.60	0.032
CaO	0.73	1.37	0.97	0.15	3.15	1.44	2.89	0.021
Na ₂ O	0.09	0.02	0.03	0.00	0.85	0.10	0.10	0.015
K ₂ O	0.01	0.01	0.08	0.00	0.76	0.17	0.09	0.010
P ₂ O ₅	0.13	0.17	0.27	0.18	0.11	0.09	0.16	0.039
LOI	-0.28	1.46	-1.11	-0.04	-1.34	-0.96	0.27	0.57
Total	99.04	98.28	98.62	99.55	99.43	99.65	99.67	100.4
ppm								
Sc	0.70	5.82	0.61	0.76	1.91	-	1.332	2.50
V	7.35	54.69	6.43	8.92	15.59	0.96	8.53	15.80
Cr	119.52	279.73	104.58	118.66	50.04	6.77	124.81	-
Co	3.73	58.91	3.27	3.77	-	0.14	5.64	1.50
Ni	5.34	193.37	4.67	5.25	14.54	0.73	15.30	2.50
Cu	5.62	893.67	4.92	5.93	10.38	0.58	24.26	11.40
Zn	22.82	22.76	19.97	23.16	99.60	1.13	69.99	47.90
Ga	1.25	3.60	1.09	1.28	-	-	0.97	-
Rb	0.71	0.28	0.62	0.73	28.88	3.44	3.10	0.74
Sr	15.32	2.59	13.41	16.72	82.46	1.40	71.32	21.70
Zr	3.15	4.27	2.76	3.40	30.74	-	0.91	5.60
Nb	0.79	0.48	0.69	0.87	-	-	0.53	0.55
Cs	0.15	0.01	0.13	0.14	-	-	0.51	-
Ba	19.33	2.62	16.91	17.82	85.98	22.82	23.75	126.1
La	8.00	10.40	7.00	8.55	10.50	2.098	2.71	5.40
Ce	11.35	18.32	9.93	12.08	22.28	3.651	3.90	12.90
Pr	1.62	2.48	1.42	1.73	2.77	0.416	0.66	1.57
Nd	6.58	10.63	5.75	7.02	10.11	1.842	2.86	6.10
Sm	1.26	2.28	1.11	1.34	1.76	0.369	0.47	1.19
Eu	0.55	0.64	0.48	0.59	0.36	0.166	0.25	0.38
Gd	1.54	2.54	1.34	1.62	1.47	0.463	0.65	1.10
Tb	0.25	0.42	0.22	0.26	0.22	0.028	0.11	0.14
Dy	1.51	2.58	1.32	1.57	1.30	0.432	0.72	0.83
Y	10.58	14.19	9.26	10.98	18.41	3.748	5.42	4.80
Ho	0.32	0.57	0.28	0.34	0.27	0.102	0.18	0.16
Er	0.89	1.57	0.78	0.93	0.81	0.301	0.53	0.42

(Continued)

Table 2. (Continued)

Lithology	Quartz-magnetite BIFs (n = 6)	Chlorite-magnetite BIFs (n = 5)	Kouambo BIFs (n = 8)	Kpwa-Atog Boga BIFs (n = 7)	Bikoula BIFs (n = 12)	Nkout BIFs (n = 9)	Xiaolaihe BIFs (n = 10)	Tiris Complex BIFs (n = 12)
Data source	This study	This study	Ganno <i>et al.</i> (2017)	Soh Tamehe <i>et al.</i> (2018)	Teutsong <i>et al.</i> (2017)	Ndime <i>et al.</i> (2019)	Peng <i>et al.</i> (2018)	Taylor <i>et al.</i> (2016)
Tm	0.13	0.21	0.11	0.13	0.13	0.038	0.08	0.05
Yb	0.79	1.40	0.69	0.82	0.89	0.283	0.56	0.34
Lu	0.12	0.20	0.11	0.13	0.14	0.041	0.10	0.07
Hf	0.09	0.17	0.09	0.10	1.26	–	0.04	–
Ta	0.03	0.04	–	0.03	–	–	0.02	–
Pb	0.93	0.36	1.13	1.05	1.39	0.06	4.69	13.6
Th	0.22	0.26	0.19	0.23	0.71	0.04	0.45	0.70
U	0.06	0.09	0.05	0.07	0.16	0.05	0.10	0.66
Th/U	3.81	0.57	3.33	3.68	4.44	1.37	3.53	1.06
ΣREE	45.48	68.43	39.79	48.07	71.43	13.97	19.96	35.45
Y/Ho	32.85	24.92	28.74	32.17	81.79	36.66	30.73	30.00
(La/Yb) _{CN}	6.97	5.34	8.44	6.69	8.46	5.31	3.47	11.39
(Tb/Yb) _{CN}	1.42	1.36	1.77	1.30	1.12	0.45	0.90	1.87
(La/Yb) _{SN}	0.72	0.43	0.68	0.54	0.68	0.43	0.33	0.91
(Sm/Yb) _{SN}	0.79	0.64	1.07	0.72	0.78	0.52	0.48	1.38
(Gd/Yb) _{SN}	1.16	1.05	1.45	1.07	0.96	0.95	0.67	1.87
(Eu/Eu*) _{SN}	1.86	1.15	1.52	1.53	1.02	2.60	2.07	1.63
(Eu/Eu*) _{CN}	1.17	0.81	0.95	1.02	0.68	1.22	1.38	1.01
(La/La*) _{SN}	1.35	1.26	1.36	0.98	0.80	1.69	1.38	0.81
(Pr/Pr*) _{SN}	1.08	1.04	0.95	1.23	1.09	0.94	1.04	1.03
(Ce/Ce*) _{SN}	0.73	0.82	0.65	0.63	0.95	0.90	0.78	1.01
(Y/Y*) _{SN}	1.23	0.73	1.04	0.86	1.92	1.10	1.22	0.81

Note: Chondrite (subscript CN; Sun & McDonough, 1989) and post-Archaean Australian shale (PAAS, subscript SN; McLennan, 1989). $La/La^* = La_{PAAS}/(3Pr_{PAAS} - 2Nd_{PAAS})$; $Eu/Eu^* = Eu_{PAAS}/(0.67Sm_{PAAS} + 0.33Tb_{PAAS})$ (Bau & Dulski, 1996); $Ce/Ce^* = Ce_{PAAS}/(2Pr_{PAAS} - Nd_{PAAS})$; $Y/Y^* = 2Y_{PAAS}/(Dy_{PAAS} + Ho_{PAAS})$ (Bolhar *et al.* 2004). - = value not reported.

The QMB also display a positive Eu anomaly ($(Eu/Eu^*)_{SN} = 1.30-2.07$) similar to that of Archaean and early Palaeoproterozoic BIFs (e.g. Klein *et al.* 1989; Planavsky *et al.* 2010; Taylor *et al.* 2016; Ganno *et al.* 2017; Peng *et al.* 2018; Ndime *et al.* 2019; Fig. 4c). The REY patterns of the QMB samples are further characterized by (i) positive La ($(La/La^*)_{SN} = 1.21-1.47$) and slight Y ($(Y/Y^*)_{SN} = 0.90-1.03$) anomalies, (ii) negative Ce anomalies ($(Ce/Ce^*)_{SN} = 0.70-0.79$), and (iii) chondritic to super-chondritic Y/Ho ratios (30.44–34.32) (Table 1; Fig. 4b). These features are comparable to (but less pronounced than) those of other detritus-free Precambrian BIFs (e.g. Ganno *et al.* 2017; Peng *et al.* 2018; Ndime *et al.* 2019; Fig. 4c).

4.b.2. Chlorite-magnetite BIFs

The elemental compositions (major, trace and REEs) of the CMB are shown in Table 1. The SiO₂, TFe₂O₃ (total Fe as Fe₂O₃) and Al₂O₃ contents of these rocks vary between 48.45 and 55.30 wt %, 36.37 and 43.19 wt %, and 1.17 and 1.27 wt %, respectively. The other major elements (except MgO and CaO) have very low contents. The CMB samples are noticeably depleted in LILEs such

as Rb, Sr and Ba, ranging from 0.01–0.29 ppm, 1.52–2.59 ppm and 2.14–3.07 ppm, respectively (Table 1). This is consistent with the absence of feldspars as revealed by the petrographic studies. They are also depleted in HFSEs, such as Zr (2.86–5.52 ppm), Hf (0.13–0.21 ppm), Nb (0.31–0.60 ppm) and Ta (0.03–0.04 ppm). However, the CMB display higher transition element contents (except Sc, V, Pb and Zn): Co (40.22–58.91 ppm), Ni (190.41–211.92 ppm), Cr (213.44–279.73 ppm) and Cu (467.10–952.45 ppm). High Ni and Cu abundances are most probably related to the presence of pyrite and chalcopyrite in this rock. In general, the higher concentration of the transitional elements in the CMB could be related to the hydrothermal fluids from mafic sources.

The CMB are characterized by low ΣREE contents (45.81–67.65 ppm). On the chondrite-normalized REE patterns (Fig. 4a), all the studied CMB samples show LREE enrichment relative to HREEs ($(La/Yb)_{CN} = 4.34-6.73$), and weak negative Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.77-0.86$). On the PAAS-normalized REY diagram, the CMB exhibit depletion in LREEs relative to HREEs with $(La/Yb)_{SN}$ ratios ranging from 0.35 to 0.54 (Table 1; Fig. 4b, c). This rock type also shows negative Ce and Y anomalies with

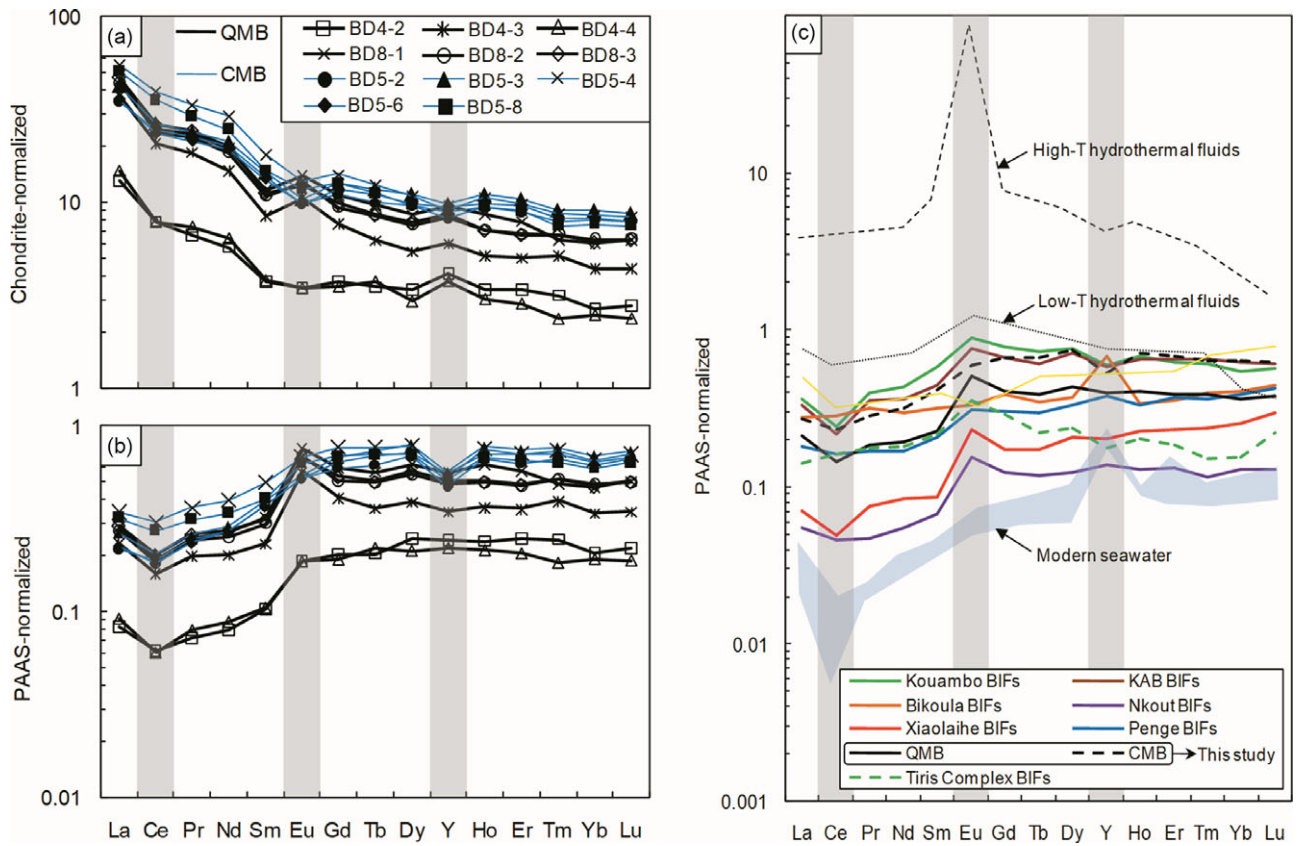


Fig. 4. (Colour online) (a) Chondrite-normalized and (b, c) PAAS-normalized REY patterns of the average of the Bibole and world BIFs, seawater and high-*T* and low-*T* hydrothermal fluids. The normalization values of PAAS and chondrite are from McLennan (1989) and Sun & McDonough (1989), respectively. Data sources: Penge BIFs (Bau & Dulski, 1996); Ntem Complex BIFs (Kouambo: Ganno *et al.* 2017; Bikoula: Teutsong *et al.* 2017; Kpwa-Atog Boga: Soh Tamehe *et al.* 2018; Nkout: Ndime *et al.* 2019); African BIFs (Tiris Complex BIFs from Mauritania, West Africa: Taylor *et al.* 2016); Xiaolaihe BIFs from North China Craton (Peng *et al.* 2018); high-*T* hydrothermal fluids (Bau & Dulski, 1999); low-*T* hydrothermal fluids (Bau & Dulski, 1999); seawater (Bolhar *et al.* 2004).

$(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{SN}} = 0.78\text{--}0.86$ and $(\text{Y}/\text{Y}^*)_{\text{SN}} = 0.69\text{--}0.78$, weak positive Eu anomalies ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{SN}} = 1.08\text{--}1.24$) and near-chondritic Y/Ho ratios ($\text{Y}/\text{Ho} = 23.96\text{--}26.55$).

4.c. Geochronology

SIMS zircon U–Pb ages for the CMB (sample BD5) are given in Table 3. The zircon crystals display grey to dark cores, and are sub-hedral prismatic or fragmented in shape with grain sizes ranging from ~72 to 138 μm (Fig. 5a). They exhibit variable Th (74–430 ppm) and U (369–1439 ppm) contents, and low to moderate Th/U ratios (0.15–0.34) (Table 3). The value of f_{206} also known as common Pb, is low ranging from 0.07 to 0.38%. A few grains ($n = 8$) show clear oscillatory zoning typical of magmatic zircon (e.g. Belousova *et al.* 2002; Corfu *et al.* 2003), while other grains display spotted and spongy textures in transmitted light and blurred to vague oscillatory zoning on CL images (Fig. 5a). This suggests a metamorphic- or magmatic-hydrothermal origin (e.g. Hoskin, 2005; Jiang *et al.* 2019; Li *et al.* 2019, 2020). Twenty-five SIMS zircon U–Pb analyses were performed, and the measured radiogenic ratios are variously discordant. On the U–Pb concordia diagram (Fig. 5b), all analyses define two discordia lines and show evidence of two age populations. The first population (group 1) is dominated by metamorphic zircon grains with an upper intercept age of 2077.9 ± 9.5 Ma (mean square weighted deviation (MSWD) = 0.72) (Fig. 5b). The second age population (group 2) is composed of magmatic zircon grains. They also define another

discordia line on the U–Pb concordia diagram, giving an upper intercept age of 2466 ± 62 Ma (MSWD = 18) (Fig. 5b). The two zircon age populations yielded Neoproterozoic lower-intercept ages.

5. Discussion

5.a. Source characteristics of the Bibole BIFs

5.a.1. Detrital input

Although the BIFs are generally considered as pure chemical sediments, their compositions have often been influenced by the deposition of terrigenous material of a felsic or mafic source (e.g. Arora *et al.* 1995; Basta *et al.* 2011; Gourcerol *et al.* 2016; Ganno *et al.* 2017; Ndime *et al.* 2019; Soh Tamehe *et al.* 2021). High concentrations of SiO_2 (mean: 43.30 wt % and 51.92 wt %) and Fe_2O_3 (mean: 53.58 wt % and 39.72 wt %) in the QMB and CMB, respectively (Table 2) suggest that they are nearly pure chemical precipitates. The low Al_2O_3 (mean: 0.35 wt %) and TiO_2 (mean: 0.02 wt %) contents of the QMB also indicate trivial incorporation of a terrigenous component, whereas the Al_2O_3 content of the CMB (up to 1.27 wt %) suggests that minor detrital input was involved during their precipitation (e.g. Arora *et al.* 1995 and references therein). It is noteworthy that Al_2O_3 does not have a significant relationship with TiO_2 and Zr for the studied BIFs (Fig. 6a, b), indicating near absence of detrital input during chemical precipitation of the Bibole BIFs. This is also corroborated by their very low contents of HFSEs (e.g. Sc, Hf, Zr, Th), which are generally enriched in

Table 3. SIMS U–Pb data for zircon from the Bibole chlorite-magnetite BIFs

Grain spots	Trace-element contents (ppm)				Isotopic ratios						Ages (Ma)					
	U	Th	Pb	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}-^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}-^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
BD5@1	885.12	153.86	314.40	0.17	5.12	1.54	0.30	1.50	0.12	0.35	1991.10	6.16	1839.66	13.19	1708.79	22.60
BD5@2	856.70	171.76	356.12	0.20	6.11	1.51	0.35	1.50	0.13	0.18	2038.45	3.21	1991.17	13.27	1945.95	25.25
BD5@3	938.97	318.48	414.33	0.34	6.34	1.57	0.36	1.56	0.13	0.22	2057.32	3.95	2023.88	13.88	1991.25	26.71
BD5@4	1439.46	429.65	615.39	0.30	7.47	1.55	0.34	1.52	0.16	0.31	2432.90	5.35	2169.28	13.96	1901.81	25.00
BD5@5	611.15	125.87	323.71	0.21	9.54	1.57	0.44	1.53	0.16	0.30	2442.24	5.51	2391.76	14.49	2332.94	30.04
BD5@6	1229.96	260.80	342.62	0.21	3.66	1.55	0.24	1.51	0.11	0.37	1831.32	6.67	1563.10	12.46	1372.30	18.67
BD5@7	870.81	229.97	370.92	0.26	6.20	1.52	0.36	1.50	0.13	0.24	2050.72	4.18	2003.79	13.37	1958.59	25.40
BD5@8	697.31	186.96	309.11	0.27	6.51	1.52	0.37	1.50	0.13	0.23	2068.08	4.08	2047.11	13.47	2026.35	26.17
BD5@9	1323.12	428.04	410.40	0.32	4.06	1.56	0.26	1.53	0.11	0.34	1873.60	6.13	1646.77	12.83	1474.95	20.16
BD5@10	632.83	144.52	269.37	0.23	6.27	1.56	0.36	1.52	0.13	0.36	2057.87	6.34	2013.72	13.76	1970.94	25.84
BD5@11	632.83	144.52	269.37	0.23	6.27	1.56	0.36	1.52	0.13	0.35	2057.87	6.34	2013.72	13.76	1970.94	25.84
BD5@12	856.70	171.76	356.12	0.20	6.11	1.51	0.35	1.50	0.13	0.18	2038.45	3.21	1991.17	13.27	1945.95	25.25
BD5@13	938.97	318.48	414.33	0.34	6.34	1.57	0.36	1.56	0.13	0.22	2057.32	3.95	2023.88	13.88	1991.25	26.71
BD5@14	1568.17	234.31	379.51	0.15	4.15	3.18	0.20	1.51	0.20	1.89	2329.72	47.20	1664.79	26.38	1189.87	16.42
BD5@15	922.82	224.97	303.20	0.24	5.14	2.49	0.27	2.47	0.14	0.23	2185.30	5.10	1843.29	21.35	1555.81	34.20
BD5@16	371.88	95.12	156.62	0.26	6.15	1.53	0.35	1.52	0.13	0.22	2058.87	3.89	1997.28	13.47	1938.30	25.42
BD5@17	402.35	108.16	172.88	0.27	6.24	1.58	0.36	1.56	0.13	0.22	2054.25	3.84	2009.77	13.90	1966.77	26.54
BD5@18	368.54	78.62	157.19	0.21	6.28	1.52	0.36	1.51	0.13	0.24	2054.03	4.17	2015.29	13.45	1977.69	25.71
BD5@19	536.00	94.00	255.00	0.18	9.02	1.51	0.39	1.50	0.17	0.16	2525.70	2.90	2339.80	13.90	2132.70	27.30
BD5@20	831.00	190.00	246.00	0.23	4.83	1.64	0.25	1.56	0.14	0.51	2261.70	9.00	1790.40	13.90	1414.40	19.80
BD5@21	537.58	141.64	194.52	0.26	5.08	1.52	0.30	1.50	0.12	0.25	1982.28	4.50	1833.46	12.99	1705.27	22.52
BD5@22	487.02	136.91	190.88	0.28	5.59	1.57	0.33	1.55	0.12	0.25	2021.07	4.46	1914.33	13.64	1817.36	24.64
BD5@23	465.50	91.10	170.20	0.20	5.25	1.52	0.31	1.50	0.12	0.21	1993.61	3.74	1860.56	13.03	1743.83	23.02
BD5@24	418.14	106.27	163.44	0.25	5.58	1.54	0.33	1.52	0.12	0.26	2011.56	4.67	1913.23	13.34	1823.86	24.13
BD5@25	375.90	74.27	158.93	0.20	6.22	1.53	0.36	1.52	0.13	0.22	2043.12	3.89	2007.72	13.51	1973.49	25.87

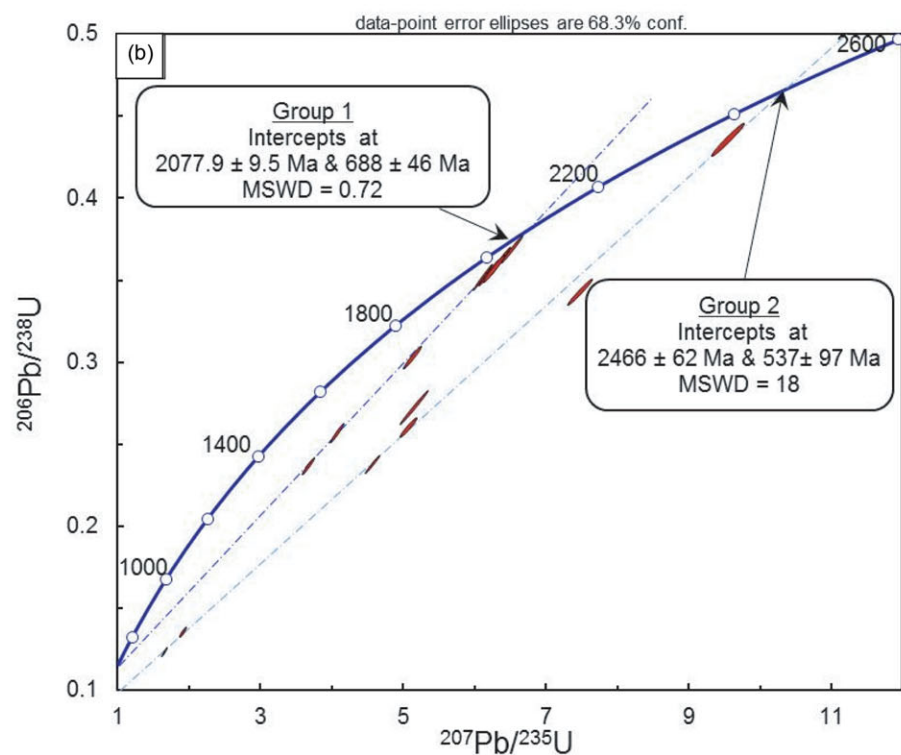
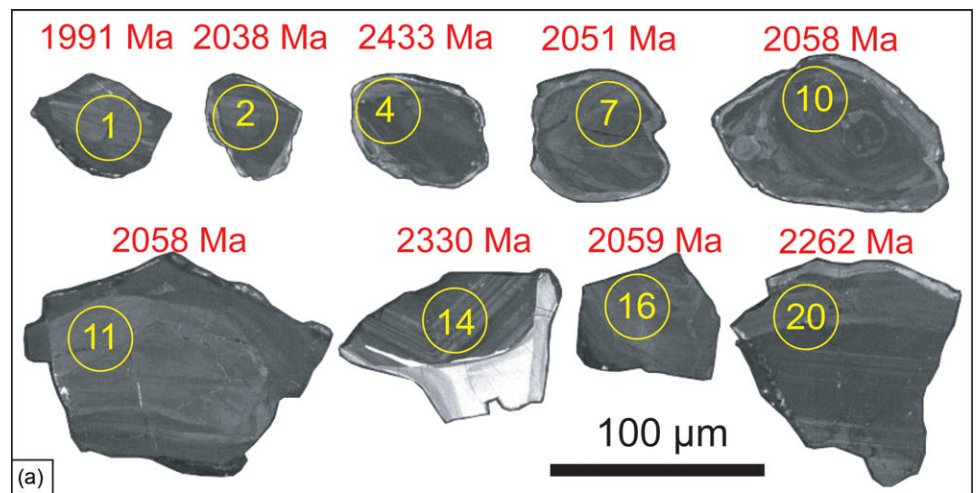


Fig. 5. (Colour online) (a) Representative CL images with corresponding apparent U-Pb ages (Ma) of zircon from Bibole BIF sample BD5 (spot number in yellow and age in red). (b) SIMS U-Pb concordia plots of metamorphic (group 1) and magmatic (group 2) zircon grains.

contaminated BIFs (e.g. Mloszewska *et al.* 2012; Aoki *et al.* 2018). Moreover, the low Σ REY content (mean: 56.95 ppm; Table 2) as well as no to weak correlation between Σ REY and Zr for the Bibole BIFs (Fig. 6c) suggest that the contribution of detrital components to their composition was insignificant.

Since the crustal material (e.g. felsic and basaltic rocks) had a constant Y/Ho ratio of 26 (Bau, 1996), lower admixture of any contaminant in chemical sediments precipitated in the seawater would reduce the superchondritic Y/Ho ratio to similar to that of seawater (>44), and co-variation would be observed between Y/Ho and Zr (Bolhar *et al.* 2004). The QMB have Y/Ho ratios ranging from 30.44 to 34.32 (Table 1), which are above the chondritic ratios (28.75) of McDonough & Sun (1995). On the other hand, the CMB exhibit low Y/Ho ratios ranging from 23.96 to 26.55. There is striking evidence against contamination of the Bibole BIFs during their precipitation as shown by the null correlation ($r = 0.062$ and 0.008 for QMB and CMB, respectively) between Zr and Y/Ho (Fig. 6d).

This suggests that the decrease in Y/Ho ratios in the original BIFs is not related to crustal contamination. In summary, we suggest that the Bibole BIFs were formed by chemical precipitation with insignificant admixture of detrital components, which is similar for most of the Ntem Complex BIFs (e.g. Ganno *et al.* 2017; Ndime *et al.* 2019; Soh Tamehe *et al.* 2020) and other BIFs worldwide (e.g. Bolhar *et al.* 2004; Pecoits *et al.* 2009; Peng *et al.* 2018).

5.a.2. Hydrothermal versus seawater input

Several authors (e.g. Bau, 1993; Morris, 1993; Bolhar *et al.* 2004; Ganno *et al.* 2017; Soh Tamehe *et al.* 2018 and references therein) have demonstrated that diagenesis and metamorphism do not significantly modify the primary REY content of BIFs. Thus, the REY signatures of BIFs are strong pieces of evidence for constraining their origin (e.g. Planavsky *et al.* 2010 and references therein). Shale-normalized REY patterns of most BIFs worldwide display seawater signatures, including (i) positive La, Gd and Y anomalies,

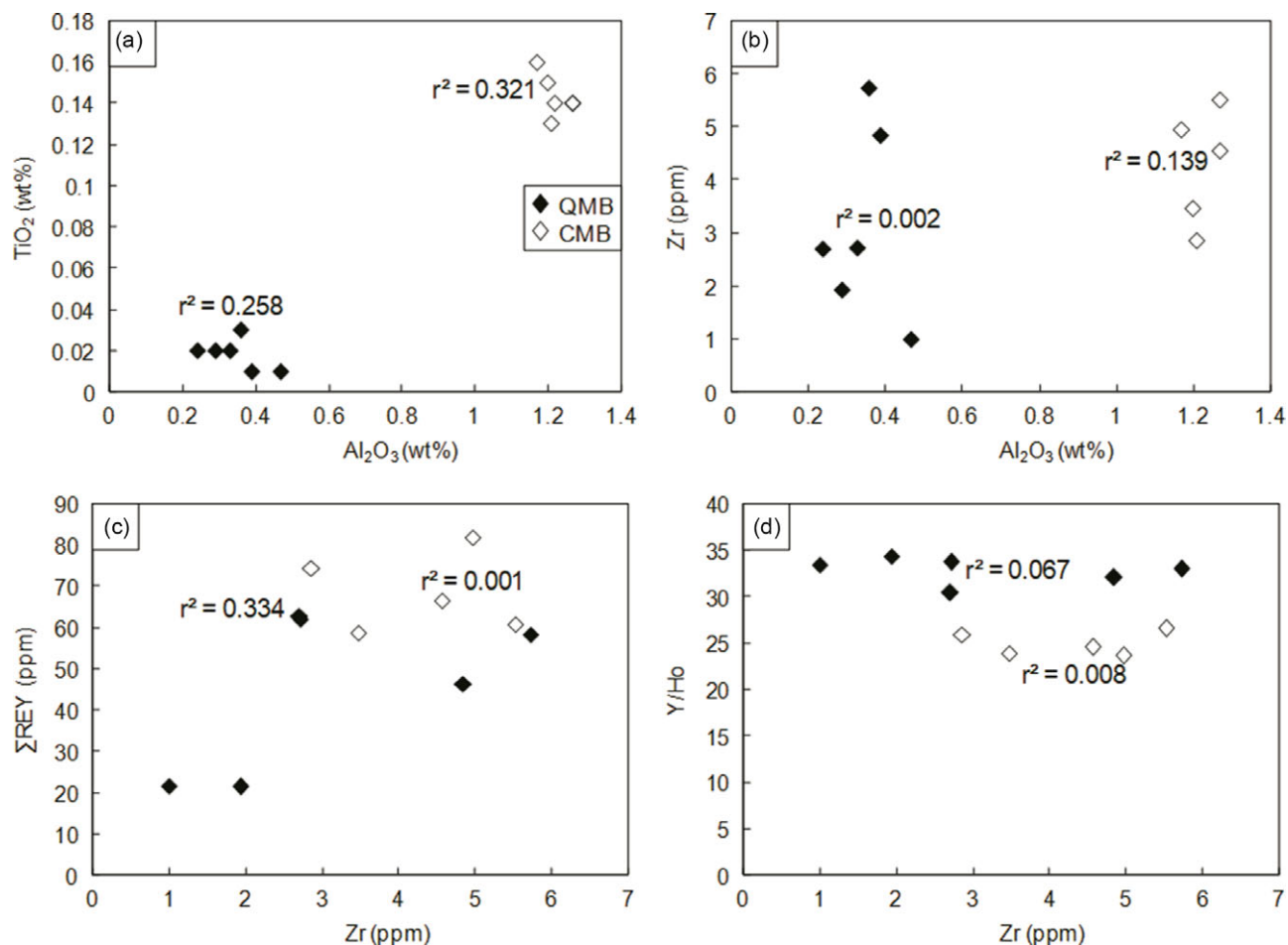


Fig. 6. (Colour online) Harker variation diagrams for the Bibole BIFs. (a) TiO_2 versus Al_2O_3 ; (b) Zr versus Al_2O_3 ; (c) ΣREE versus Zr; and (d) Y/Ho versus Zr.

(ii) high Y/Ho ratios (>40) and (iii) LREE depletion (e.g. Bau & Dulski, 1996; Alibo & Nozaki, 1999; Bolhar *et al.* 2004; Thurston *et al.* 2012). The REY patterns of the studied BIF samples are depleted in LREEs and show positive La, Gd and Y anomalies (except CMB samples, which display a negative Y_{SN} anomaly), whereas their average Y/Ho ratios are 32.85 and 24.92 for QMB and CMB, respectively (Fig. 4a; Table 2). The low Y/Ho ratios together with negative Y_{SN} anomalies of the CMB samples could be attributed to the precipitation of iron oxyhydroxides (Bau & Dulski, 1999; Basta *et al.* 2011). Some authors (e.g. Douville *et al.* 1999; Bau & Dulski, 1999) have proposed that the Y/Ho ratios of hydrothermal fluids at a vent site display a chondritic value of ~ 28 , while seawater has a superchondritic Y/Ho ratio (~ 44). Hence, the near-chondritic average Y/Ho ratio of the Bibole BIFs was probably inherited from hydrothermal solutions. On the other hand, it is commonly accepted that positive Eu anomalies in BIFs reflect the influence of hydrothermal fluids on seawater composition (e.g. Bau & Dulski, 1996; Bolhar *et al.* 2004; Planavsky *et al.* 2010). Hydrothermal alteration of oceanic crust is caused by high-temperature (high- T , $>300^\circ\text{C}$) or low-temperature (low- T , $<200^\circ\text{C}$) hydrothermal fluids. High- T hydrothermal solutions display a large positive Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* > 1.52$), similar to that of Archaean and early Proterozoic BIFs in which Fe and Si were mainly derived from high- T hydrothermal fluids (Derry & Jacobsen, 1990; Kato *et al.* 1998, 2002; Bolhar *et al.* 2004). The decrease in Eu anomaly with the decreasing depositional age of

BIFs is attributed to the contribution of low- T hydrothermal solutions to the REE source (Danielson *et al.* 1992; Bau & Moller, 1993). The PAAS-normalized REY patterns of most late Proterozoic and Neoproterozoic BIFs worldwide exhibit weak positive to no Eu anomalies. The PAAS-normalized REY patterns of the Bibole BIFs exhibit positive Eu anomalies with mean $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{SN}}$ of 1.86 and 1.15 for the QMB and CMB, respectively (Fig. 4b, c; Table 2). However, if the two BIF facies (QMB and CMB) are taken together, the average Eu anomaly of the Bibole BIFs is 1.50, which is comparable to that of the early Proterozoic Hamersely BIFs ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{SN}} = 1.52$, Derry & Jacobsen, 1990). This result is consistent with the contribution of low- T hydrothermal fluids during the deposition of the Bibole BIFs formed at *c.* 2466 Ma during early Palaeoproterozoic time (e.g. Bau & Dulski, 1996; Bolhar *et al.* 2004).

The REY distribution patterns of the Bibole BIFs show the characteristics of both low- T hydrothermal fluids (weak positive Eu anomaly) and seawater (LREE depletion relative to HREEs, negative Ce anomaly) (Fig. 4c). This indicates that Fe and Si in the Bibole BIFs were probably derived from the mixing of low- T hydrothermal solutions and seawater. Derry & Jacobsen (1990) proposed that Palaeoproterozoic surface seawater and high- T hydrothermal fluids have a Y/Ho ratio of *c.* 65 and 28, respectively. The mean Y/Ho ratio of the detritus-free oxide facies BIFs (QMB) is 32.85, whereas the mixed oxide-silicate facies BIFs (CMB) exhibit an average Y/Ho ratio of 24.92. These values suggest that the Bibole BIFs would be precipitated from solutions composed of

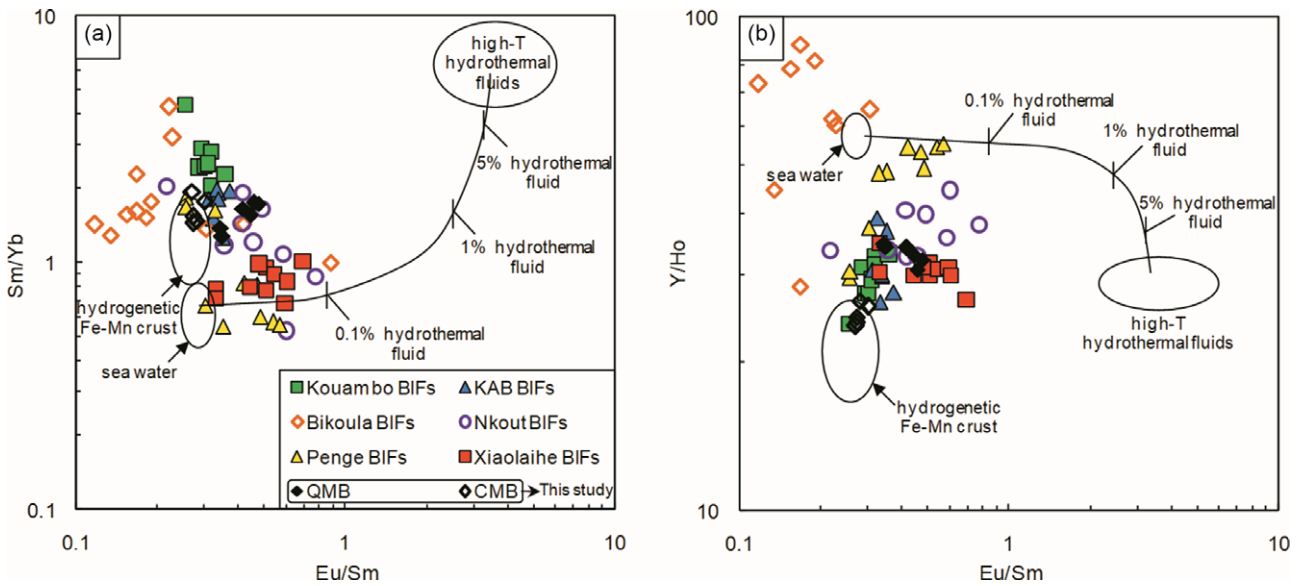


Fig. 7. (Colour online) Two-component conservation mixing lines (after Alexander *et al.* 2008) of (a) Sm/Yb versus Eu/Sm and (b) Y/Ho versus Eu/Sm ratios for the Bibole BIFs, the Ntem Complex BIFs and other well-studied African and North China Craton BIFs.

an ~30 % seawater component and 70 % hydrothermal component. This result is further corroborated by the conservative two-component mixing models of Alexander *et al.* (2008) (Fig. 7a, b). In both diagrams, it appears that a small seawater component and a significant low-*T* hydrothermal component have contributed to the precipitation of the studied BIFs, similar to those of the Ntem Complex BIFs (Ganno *et al.* 2017; Teutsong *et al.* 2017; Soh Tamehe *et al.* 2018; Ndime *et al.* 2019), the Penge BIFs (Bau & Dulski, 1996) and the Xiaolaihe BIFs (Peng *et al.* 2018). From the above results, we propose that the Bibole BIFs were formed by precipitation from low-*T* hydrothermal fluids and seawater.

5.a.3. Depositional environment and redox state of ancient seawater

According to the classification of Gross (1980), BIFs can be distinguished between Algoma- and Superior-type BIFs based on their rock associations and depositional settings. The Superior-type BIFs are typically associated with quartzites and clastic sediments without significant volcanic rocks, and were deposited near continental margins. By contrast, the Algoma-type BIFs are generally associated with volcanogenic rocks and greywackes, and occur in greenstone belts. The lithologic association of the Bibole BIFs (see Fig. 2a, b) is found near the Bipindi greenstone belt (see Fig. 1), which was defined as a typical metavolcano-sedimentary sequence within the Nyong Group (Ganno *et al.* 2017; Moudioh *et al.* 2020). Moreover, Huston & Logan (2004) proposed discrimination of Algoma- and Superior-type BIFs based on their Eu anomalies ($(Eu/Eu^*)_{SN}$). In general, Superior-type BIFs display low $(Eu/Eu^*)_{SN}$ ratios (<1.8), whereas Algoma-type BIFs have high $(Eu/Eu^*)_{SN}$ ratios (>1.8) (Huston & Logan, 2004). The Eu anomalies of the oxide facies (QMB) and mixed oxide-silicate (CMB) BIFs range from 1.30 to 2.07 (mean: 1.86) and 1.08 to 1.24 (mean: 1.15), respectively. This indicates that the $(Eu/Eu^*)_{SN}$ ratios of the QMB and CMB are consistent with the Algoma- and Superior-type BIFs, respectively. Given that previous studies have suggested that the BIFs from the Nyong Group probably precipitated in a back-arc basin or continental margin environment (Ganno *et al.* 2017; Soh Tamehe *et al.* 2018, 2021; Moudioh *et al.* 2020; Nzepang Tankwa

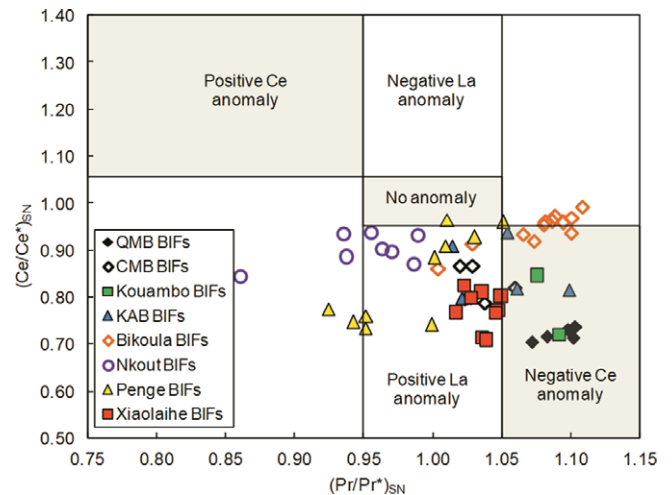


Fig. 8. (Colour online) Plot of Ce and Pr anomalies normalized to PAAS for the Bibole BIFs to discriminate between positive La and true Ce anomalies (Bau & Dulski, 1996). Data for other Ntem Complex BIFs, well-studied African BIFs and North China Craton BIFs are plotted for comparison.

et al. 2020), we propose that the Bibole BIFs were deposited in an extensional basin between an arc and a continental margin.

Ce anomalies in chemical sediments have been widely used to assess the redox state of the ancient seawater from which they were precipitated (e.g. Bau & Dulski, 1996; Planavsky *et al.* 2010; Wang *et al.* 2014a; Silveira Braga *et al.* 2015 and references therein). Oxygenated seawater displays strong negative Ce anomalies, while suboxic and anoxic seawaters lack negative Ce anomalies (Planavsky *et al.* 2010). However, the detection of Ce anomalies might be obscured by anomalous La abundance. Therefore, Bau & Dulski (1996) suggested that the Ce/Ce^* versus Pr/Pr^* diagram could distinguish 'true' from 'false' negative Ce anomalies. In this discriminative binary plot (Fig. 8), most of the QMB samples show true negative Ce anomalies, while the CMB samples lack Ce anomalies. This suggests that the Bibole BIFs were precipitated

in an oxic to slightly anoxic environment. Moreover, the binary diagram (Fig. 8) reveals that the oxide facies BIFs display Ce anomalies similar to those of most of the Ntem Complex BIFs (except the Nkout BIFs). Whereas the mixed oxide-silicate facies BIFs lack Ce anomalies, which are consistent with those of the Penge (Superior-type) and Xiaolaihe (Algoma-type) BIFs (Fig. 8), which are both early Palaeoproterozoic BIFs identified in the Transvaal Supergroup (Bau & Dulski, 1996; Smith, 2018) and Qingyuan greenstone belt of the North China Craton (Peng *et al.* 2018), respectively.

Decoupling of Th and U is usually attributed to the oxidation of immobile U^{4+} to mobile U^{6+} during oxic weathering, resulting in lower seawater Th/U ratio (Collerson & Kamber, 1999). Therefore, Th–U decoupling can be also used to qualitatively constrain oxygen levels in the Neoarchean surface system (Bau & Alexander, 2009). Condie (1993) has shown that the Th/U ratio in epiclastic sedimentary rocks is not very variable and falls close to the Th/U ratio of upper continental crust (~ 3.9 on average). Overall, the average Th/U ratio of 3.81 observed in the Bibole BIFs suggests that the ambient seawater had preferentially received U input, implying oxidizing conditions in the source area of U. This is in agreement with the true negative Ce anomalies observed in the studied oxide facies BIF samples (see Fig. 8), although the mixed oxide-silicate facies BIF samples lack Ce anomalies. Thus, it can be concluded that the Bibole BIFs were precipitated in oxic to suboxic seawater.

5.b. Age and significance of the Bibole BIFs

In the Nyong Group, the youngest detrital zircon from metasediments yielded a U–Pb sensitive high-resolution ion microprobe (SHRIMP) age of 2423 ± 4 Ma (Lerouge *et al.* 2006), or *in situ* U–Pb zircon age of 2422 ± 50 Ma (Soh Tamehe *et al.* 2020), which was interpreted as the maximum depositional age for this stratigraphic unit. The age of regional high-grade tectonometamorphic and hydrothermal activity was further constrained as late Palaeoproterozoic (2089 ± 8.3 Ma) by Soh Tamehe *et al.* (2021). This metamorphic event was related to the Eburnean/Trans-Amazonian orogeny, whereas the Pan-African tectonometamorphic activity that partially overprinted the Nyong Group was constrained at 600–500 Ma (SHRIMP U–Pb zircon age; Lerouge *et al.* 2006; Chombong *et al.* 2017). Overall, the depositional age of the BIFs is poorly constrained in the Ntem Complex (Congo Craton). Chombong & Suh (2013) reported a SHRIMP ^{207}Pb – ^{206}Pb age of 2883 ± 20 Ma from metadacitic rocks intercalated with BIFs at Njweng prospect (Mbalam deposit). This age is interpreted as the onset age of BIF deposition in the Congo Craton, pointing to a Mesoarchean age for the Ntem Complex BIFs. More recently, Ndime *et al.* (2019) obtained a ^{207}Pb – ^{206}Pb age of 2679 Ma from the Nkout magnetite BIFs comparable to the age of 2699 Ma (U–Pb SHRIMP on zircon; Chombong *et al.* 2017) reported for magnetite gneisses from the Ngovayang deposit (see Fig. 1). This age was assigned to a Neoarchean metamorphic event in the Ntem Complex (Ndime *et al.* 2019).

The CMB have been hydrothermally altered, as revealed by magnetite and sulfide minerals underlining the cleavage planes. Further evidence for hydrothermal alteration and metasomatism is provided through the strong positive co-variation (not shown) of the redox-sensitive elements such as Ce and Eu with ΣREE . This hydrothermal alteration event has affected zircon grains. Indeed, most of the zircon grains extracted from the CMB sample (BD5) are blurry with alteration haloes made by dark cores and light rims, suggesting overgrowth due to the overprint of a

metamorphic or hydrothermal event. SIMS U–Pb analyses on metamorphic or hydrothermally modified zircon grains yielded an upper intercept age of 2077.9 ± 9.5 Ma, which overlaps the Eburnean/Trans-Amazonian high-grade metamorphic and hydrothermal event reported in the Nyong Group (Toteu *et al.* 1994; Lerouge *et al.* 2006; Nzepang Tankwa *et al.* 2020; Soh Tamehe *et al.* 2021). The detrital magmatic zircon grains yielded an upper intercept age of 2466 ± 62 Ma, interpreted as the best-estimate crystallization age of the magmatic protolith, suggesting an early Palaeoproterozoic precipitation of the CMB. These results constrain the maximum depositional age of the Bibole BIFs at *c.* 2466 Ma. This age is consistent with the previous depositional age of the Nyong Group sediments determined by SHRIMP and laser ablation ICP-MS methods, respectively, at *c.* 2423 Ma (Lerouge *et al.* 2006) and *c.* 2422 Ma (Soh Tamehe *et al.* 2021), implying the deposition of the Bibole BIFs between 2466 and 2422 Ma.

The deposition of the Bibole BIFs during early Palaeoproterozoic time is supported by their REY features (e.g. PAAS-normalized REY patterns showing HREE enrichment relative to LREEs and a strong negative Ce anomaly). This result suggests that the ancient seawater from which the Bibole BIFs precipitated was dominantly oxic, probably redox stratified with oxic shallow water and deeper anoxic water. Indeed, the shift from anoxic to oxic conditions also known as the Great Oxidation Event (GOE) occurring at *c.* 2450–2200 Ma (Bekker *et al.* 2004) caused a series of chemical and environmental changes, including the rise of oxygen in the atmosphere, the onset of oxidation during continental weathering and the transformation of seawater chemistry (Huston & Logan, 2004; Wang *et al.* 2014b and references therein). The geochemical features and depositional age of the studied BIFs suggest that their formation was probably related to the GOE. Then, the Bibole BIFs suffered regional metamorphism and/or metasomatism at *c.* 2078 Ma, which overlaps with the Eburnean/Trans-Amazonian orogeny event (2100–2000 Ma) reported within the Nyong Group in the Congo Craton (Toteu *et al.* 1994; Lerouge *et al.* 2006; Nzepang Tankwa *et al.* 2020; Soh Tamehe *et al.* 2021) and its counterparts in the São Francisco Craton in northeastern Brazil (e.g. Aguilar *et al.* 2017).

In summary, the Bibole BIFs were deposited at *c.* 2466 Ma and experienced metamorphism and metasomatism at *c.* 2078 Ma during the Eburnean/Trans-Amazonian orogeny in pre-drift reconstructions of the São Francisco–Congo Craton.

6. Conclusion

BIFs are closely associated with quartz-chlorite schist and phyllite in the Bibole area, which is located in the northwestern section of the Congo Craton in Cameroon. Detailed field investigations and geochemical and geochronological studies of the Bibole BIFs allowed us to draw the following conclusions:

- (1) The Bibole BIFs contain oxide (QMB) and mixed oxide-silicate (CMB) facies.
- (2) The geochemical characteristics of both BIF facies reveal that Fe_2O_3 and SiO_2 are the dominant components. The lack of correlation between Zr and TiO_2 , Zr and Al_2O_3 and Zr and Y/Ho indicates that these BIFs have a minor detrital input into their original chemical precipitates.
- (3) The REY patterns show the characteristics of both low-*T* hydrothermal fluids (weak positive Eu anomaly) and seawater (HREE enrichment, negative Ce anomaly). These features

indicate that the source of Fe and Si of the Bibole BIFs is the mixing of low-*T* hydrothermal solutions and seawater. The presence of negative Ce anomalies in the oxide facies BIFs is attributed to an oxidizing depositional environment. In contrast, the lack of Ce anomalies for the mixed oxide-silicate facies BIFs suggests reducing conditions.

- (4) Based on SIMS zircon U–Pb analyses, the Bibole BIFs were deposited at *c.* 2466 Ma and probably mark the onset of the rise of the atmospheric oxygen. These BIFs have experienced metamorphism and metasomatism at *c.* 2078 Ma during the Eburnean/Trans-Amazonian orogeny.

Acknowledgements. This work was supported by the Open Research Project of Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China (KLMR2017-02). The first author sincerely thanks the ‘Organization for Women in Science for the Developing World (OWSD)’ for scholarship attributed. Bai Yang, Huang Ke, Zhiguo Dong, Banglu Zhang, Wenjun Li and Bingyu Gao are thanked for their help during laboratory analyses. Two anonymous reviewers are gratefully acknowledged for their constructive and valuable comments that helped to improve the manuscript.

References

- Aguilar C, Alkmim FF, Lana C and Farina F** (2017) Palaeoproterozoic assembly of the São Francisco craton, SE Brazil: new insights from U–Pb titanite and monazite dating. *Precambrian Research* **289**, 95–115.
- Alexander BW, Bau M, Andersson P and Dulski P** (2008) Continently-derived solutes in shallow Archean seawater: rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **72**, 378–94.
- Alibo DS and Nozaki Y** (1999) Rare earth elements in seawater: particle association, shale-normalization, and Ce oxidation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63**, 363–72.
- Altus Strategies Plc** (2018) *Exploration Update on High Grade Bikoula Iron Ore Project, Southern Cameroon, 12 September 2018*. Didcot: Altus Strategies Plc, 7 pp.
- Anderson KFE, Wall F, Rollinson GK and Moon CJ** (2014) Quantitative mineralogical and chemical assessment of the Nkout iron ore deposit, Southern Cameroon. *Ore Geology Reviews* **62**, 25–39.
- Angerer T, Kerrich R and Hagemann SG** (2013) Geochemistry of a komatiitic, boninitic, and tholeiitic basalt association in the Mesoarchean Koolyanobbing greenstone belt, Southern Cross Domain, Yilgarn craton: implications for mantle sources and geodynamic setting of banded iron formation. *Precambrian Research* **224**, 110–28.
- Aoki S, Kabashima C, Kato Y, Hirata T and Komiya T** (2018) Influence of contamination on banded iron formations in the Isua supracrustal belt, West Greenland: reevaluation of the Eoarchean seawater compositions. *Geoscience Frontiers* **9**, 1049–72.
- Arora M, Govil PK, Charan SN, Uday Raj B, Balaram V, Manikyamba C, Chatterjee AK and Naqvi SM** (1995) Geochemistry and origin of Archean banded iron-formation from the Bababudan Schist Belt, India. *Economic Geology* **90**, 2040–57.
- Barrote VR, Rosière CA, Rolim VK, Santos JOS and McNaughton NJ** (2017) The Proterozoic Guanhões banded iron formations, southeastern border of the São Francisco Craton, Brazil: evidence of detrital contamination. *Geologia USP – Série Científica* **17**, 303–24.
- Basta FF, Maurice AE, Fontbote L and Favarger P** (2011) Petrology and geochemistry of the banded iron formation (BIF) of Wadi Karim and Um Anab, Eastern Desert, Egypt: implications for the origin of Neoproterozoic BIF. *Precambrian Research* **187**, 277–92.
- Bau M** (1993) Effects of syn- and post-depositional processes on the rare earth element distribution in Precambrian iron-formations. *European Journal of Mineralogy* **5**, 257–67.
- Bau M** (1996) Controls on the fractionation of isoivalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **123**, 323–33.
- Bau M and Alexander BW** (2009) Distribution of high field strength elements (Y, Zr, REE, Hf, Ta, Th, U) in adjacent magnetite and chert bands and in reference standards FeR-3 and FeR-4 from the Temagami iron-formation, Canada, and the redox level of the Neoproterozoic ocean. *Precambrian Research* **174**, 337–46.
- Bau M and Dulski P** (1996) Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman Iron Formation, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research* **79**, 37–55.
- Bau M and Dulski P** (1999) Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. *Chemical Geology* **155**, 77–90.
- Bau M, Koschinsky A, Dulski P and Hein JR** (1996) Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**, 1709–25.
- Bau M and Möller P** (1993) Rare earth element systematics of the chemically precipitated component in early Precambrian iron formations and the evolution of the terrestrial atmosphere–hydrosphere–lithosphere system. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**, 2239–49.
- Bekker A, Holland HD, Wang PL, Rumble III, D, Stein HJ, Hannah JL, Coetzee LL and Beukes NJ** (2004) Dating the rise of atmospheric oxygen. *Nature* **427**, 117–20.
- Bekker A, Slack JF, Planavsky N, Krapez B, Hofmann A, Konhauser KO and Rouxel OJ** (2010) Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic and biospheric processes. *Economic Geology* **105**, 467–508.
- Belousova EA, Griffin WL, O’Reilly SY and Fisher NI** (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **143**, 602–22.
- Bolhar R, Kamber BS, Moorbath S, Fedo CM and Whitehouse MJ** (2004) Characterization of Early Archean chemical sediments by trace element signatures. *Earth and Planetary Science Letters* **222**, 43–60.
- Bouyo Houketchang M, Penaye J, Mourib H and Toteu SF** (2019) Eclogite facies metabasites from the Paleoproterozoic Nyong Group, SW Cameroon: mineralogical evidence and implications for a high-pressure metamorphism related to a subduction zone at the NW margin of the Archean Congo craton. *Journal of African Earth Sciences* **149**, 215–34.
- Brando Soares M, Corrêa Neto AV, Zeh A, Cabral AR, Pereira LF, Prado MGBD, Almeida AMD, Manduca LG, Silva PHMD, Mabub ROA and Schlichta TM** (2017) Geology of the Pitangui greenstone belt, Minas Gerais, Brazil: stratigraphy, geochronology and BIF geochemistry. *Precambrian Research* **291**, 17–41.
- Chombong NN and Suh CE** (2013) 2883 Ma commencement of BIF deposition at the northern edge of Congo craton, southern Cameroon: new zircon SHRIMP data constraint from metavolcanics. *Episodes* **36**, 47–57.
- Chombong NN, Suh CE, Lehmann B, Vishiti A, Ilouga DC, Shemang EM, Tantoh BS and Kedia AC** (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**, 129–45.
- Collerson KD and Kamber BS** (1999) Evolution of the continents and the atmosphere inferred from Th–U–Nb systematics of the depleted mantle. *Science* **283**, 1519–22.
- Condie KC** (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology* **104**, 1–37.
- Corfu F, Hanchar JM, Hoskin PWO and Kinny P** (2003) Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **53**, 469–500.
- Danielson A, Möller P and Dulski P** (1992) The europium anomalies in banded iron formations and the thermal history of the oceanic crust. *Chemical Geology* **97**, 89–100.
- Derry LA and Jacobsen SB** (1990) The chemical evolution of Precambrian seawater: evidence from REEs in banded iron formations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54**, 2965–77.
- Douville E, Bienvenu P, Charlou JL, Donval JP, Fouquet Y, Appriou P and Gamo T** (1999) Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63**, 627–43.

- Dymek RF and Klein C** (1988) Chemistry, petrology and origin by banded iron-formation lithologies from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland. *Precambrian Research* **39**, 247–302.
- Frei R and Polat A** (2007) Source heterogeneity for the major components of ~3.7 Ga Banded Iron Formations (Isua Greenstone Belt, Western Greenland): tracing the nature of interacting water masses in BIF formation. *Earth and Planetary Science Letters* **253**, 266–81.
- Fuanya C, Bolarinwa AT, Kankeu B, Yongue R., Tangko TE and Nkepguep FY** (2019) Geochemical characteristics and petrogenesis of basic rocks in the Ako'ozam-Njabilobe area, Southwestern Cameroon: implications for Au genesis. *SN Applied Sciences* **1**, 904. doi: [10.1007/s42452-019-0959-5](https://doi.org/10.1007/s42452-019-0959-5).
- Ganno S, Moudioh C, Nzina NA, Kouankap Nono GD and Nzenti JP** (2016) Geochemical fingerprint and iron ore potential of the siliceous itabirite from Palaeoproterozoic Nyong Series, Zambézi area, Southwestern Cameroon. *Resource Geology* **66**, 71–80.
- Ganno S, Ngnotué T, Kouankap Nono GD, Nzenti JP and Notsa Fokeng M** (2015) Petrology and geochemistry of the banded iron-formations from Ntem Complex greenstones belt, Elom area, Southern Cameroon: implications for the origin and depositional environment. *Chemie der Erde* **75**, 375–87.
- Ganno S, Njiosseu Tanko EL, Ngnotué T, Kouankap Nono GD, Djoukouo Soh AP, Moudioh C and Nzenti JP** (2017) A mixed seawater and hydrothermal origin of superior-type banded iron formation (BIF)-hosted Kouambo iron deposit, Palaeoproterozoic Nyong Series, Southwestern Cameroon: constraints from petrography and geochemistry. *Ore Geology Reviews* **80**, 860–75.
- Gourcerol B, Thurston PC, Kontak DJ, Côté-Mantha O and Biczock J** (2016) Depositional setting of Algoma-type banded iron formation. *Precambrian Research* **281**, 47–79.
- Gross GA** (1980) A classification of iron formations based on depositional environments. *The Canadian Mineralogist* **18**, 215–22.
- Hagemann SG, Angerer T, Düring P, Rosière CA, Figueiredo e Silva RC, Lobato I, Hensler AS and Walde DHG** (2016) BIF-hosted iron mineral system: a review. *Ore Geology Reviews* **76**, 317–59.
- Haugaard R, Ootes L and Konhauser K** (2017) Neoproterozoic banded iron formation within a ~2620 Ma turbidite-dominated deep-water basin, Slave craton, NW Canada. *Precambrian Research* **292**, 130–51.
- Hoskin PWO** (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.
- Hu J, Wang H and Zhang LG** (2020) A rare earth element and Nd isotopic investigation into the provenance and deposition of the Dahongliutan banded iron formation and associated carbonates, NW China: implications on Neoproterozoic seawater compositions. *Precambrian Research* **342**, 105685. doi: [10.1016/j.precamres.2020.105685](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105685).
- Huston DL and Logan GA** (2004) Barite, BIFs and bugs: evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere. *Earth and Planetary Science Letters* **220**, 41–55.
- Ilouga DCI, Ndong Bidzang F, Ziem a Bidias LA, Olinga JB, Tata E and Minyem D** (2017) Geochemical characterization of a stratigraphic log bearing iron ore in the Sanaga prospect, Upper Nyong Unit of Ntem Complex, Cameroon. *Journal of Geosciences and Geomatics* **5**, 218–28.
- Ilouga DCI, Suh CE and Ghogomu RT** (2013) Textures and rare earth elements composition of banded iron formations (BIF) at Njweng prospect, Mbalam Iron Ore District, Southern Cameroon. *International Journal of Geosciences* **4**, 146–65.
- James HL** (1954) Sedimentary facies of iron-formations. *Economic Geology* **49**, 235–93.
- Jiang WC, Li H, Evans NJ and Wu JH** (2019) Zircon records multiple magmatic-hydrothermal processes at the giant Shizhuyuan W–Sn–Mo–Bi polymetallic deposit, South China. *Ore Geology Reviews* **115**, 103–60.
- Kato Y, Kano T and Kunugiza K** (2002) Negative Ce anomaly in the Indian banded iron formations: evidence for the emergence of oxygenated deep-sea at 2.9–2.7 Ga. *Resource Geology* **52**, 101–10.
- Kato Y, Ohta I, Tsunematsu T, Watanabe Y, Isozaki Y, Maruyama S and Imai N** (1998) Rare earth element variations in mid-Archean banded iron formations: implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **62**, 3475–97.
- Klein C** (2005) Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist* **90**, 1473–99.
- Klein C and Beukes NJ** (1989) Geochemistry and sedimentary of a facies transition from limestone to iron formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology* **84**, 1733–74.
- Konhauser KO, Planavsky NJ, Hardisty DS, Robbinsa LJ, Warchola TJ, Haugaard R, Lalonde SV, Partin CA, Oonkg PBH, Tsikos H, Lyons TW, Bekker A and Johnson CM** (2017) Iron formations: a global record of Neoproterozoic to Palaeoproterozoic environmental history. *Earth Science Reviews* **172**, 140–77.
- Lan CY, Long XP, Zhao TP and Zhai MG** (2019) In-site mineral geochemistry and whole-rock Fe isotopes of the quartz magnetite-pyroxene rocks in the Wuyang area, North China Craton: constraints on the genesis of the pyroxene-rich BIF. *Precambrian Research* **333**, 105445. doi: [10.1016/j.precamres.2019.105445](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105445).
- Lasserre M and Soba D** (1976) Age Libérien des granodiorites et des gneiss à pyroxène du Cameroun Méridional. *Bulletin du Bureau de recherches géologiques et minières* **2**, 17–32.
- Lerouge C, Cocherie A, Toteu SF, Milesi JP, Penaye J, Tchameni R, Nsifa NE and Fanning CM** (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**, 413–27.
- Li H, Danisik M, Zhou ZK, Jiang WC and Wu JH** (2020) Integrated U–Pb, Lu–Hf and (U–Th)/He analysis of zircon from the Banxi Sb deposit and its implications for the low-temperature mineralization in South China. *Geoscience Frontiers* **11**, 1323–35. doi: [10.1016/j.gsf.2020.01.004](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.01.004).
- Li XH, Liu Y, Li QL, Guo CH and Chamberlain KR** (2009) Precise determination of Phanerozoic zircon Pb/Pb age by multicollector SIMS without external standardization. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **10**, Q04010. doi: [10.1029/2009GC002400](https://doi.org/10.1029/2009GC002400).
- Li H, Zhou ZK, Evans NJ, Kong H, Wu QH and Xi XS** (2019) Fluid-zircon interaction during low-temperature hydrothermal processes: implications for the genesis of the Banxi antimony deposit, South China. *Ore Geology Reviews* **114**, 103137. doi: [10.1016/j.oregeorev.2019.103137](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103137).
- Loose D and Schenk V** (2018) 2.09 Ga old eclogites in the Eburnian-Transamazonian orogen of southern Cameroon: significance for Palaeoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research* **304**, 1–11.
- Ludwig K** (2001) *Users Manual for Isoplot/Ex rev. 2.49: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication no. 1a.
- Manikyamba C, Balaram V and Naqvi SM** (1993) Geochemical signatures of polygenetic origin of a banded-iron formation (BIF) of the Archean Sandur greenstone belt (schist belt) Karnataka nucleus, India. *Precambrian Research* **61**, 137–64.
- Maurizot P, Abessolo A, Feybesse JL, John and Lecomte P** (1986) Étude de Prospection Minière du Sud-Ouest Cameroun, synthèse des travaux de 1978 à 1985. Rapport du Bureau de recherche géologique et minières 85, 274 pp.
- McDonough WF and Sun SS** (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology* **120**, 223–53.
- McLennan SM** (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **21**, 169–200.
- Milesi JP, Toteu SF, Deschamps Y, Feybesse JL, Lerouge C, Cocherie A, Penaye J, Tchameni R, Moloto-A-Kenguemba G, Kampunzu HAB, Nicol N, Duguey E, Leistel JM, Saint-Martin M, Ralay F, Heiny C, Bouchot V, Doumnang Mbaigane JC, Kanda Kula V, Chene F, Monthel J, Boutin P and Cailteux J** (2006) An overview of the geology and major ore deposits of Central Africa: explanatory note for the 1:4,000,000 map “Geology and major ore deposits of Central Africa”. *Journal of African Earth Sciences* **44**, 571–95.
- Mloszewska AM, Pecoits E, Cates NL, Mojzsis SJ, O'Neil J, Robbins LJ and Konhauser KO** (2012) The composition of Earth's oldest iron formations: the Nuvvuagittuq Supracrustal Belt (Quebec, Canada). *Earth and Planetary Science Letters* **317–318**, 331–42.

- Morris RC** (1993) Genetic modelling for banded iron formation of the Hamersley Group, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Research* **60**, 243–86.
- Moudioh C, Soh Tamehe L, Ganno S, Nzepang Tankwa M, Brando Soares M, Ghosh R, Kankeu B and Nzenti JP** (2020) Tectonic setting of the Bipindi greenstone belt, northwest Congo craton, Cameroon: implications on BIF deposition. *Journal of African Earth Sciences* **171**, 103971. doi: [10.1016/j.jafrearsci.2020.103971](https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.103971).
- Ndema Mbongue JL, Ngnotué T, Ngo Nlend CD, Nzenti JP and Suh CE** (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 EN, Ganno S and Nzenti JP** (2019) Geochemistry and Pb–Pb geochronology of the Neoproterozoic Nkout West metamorphosed banded iron formation, southern Cameroon. *International Journal of Earth Sciences* **108**, 1551–70.
- Ndime EN, Ganno S, Soh Tamehe L and Nzenti JP** (2018) Petrography, lithostratigraphy and major element geochemistry of Mesoarchean metamorphosed banded iron formation-hosted Nkout iron ore deposit, north western Congo craton, Central West Africa. *Journal of African Earth Sciences* **148**, 80–98.
- Nédélec A, Nsifa EN and Martin H** (1990) Major and trace element geochemistry of the Archaean Ntem plutonic complex (South Cameroon): petrogenesis and crustal evolution provenance of detritus for the Nyong Group. *Precambrian Research* **47**, 35–50.
- Nga Essomba TPE, Ganno S, Tanko Njiosseu EL, Ndema Mbongue JL, Kamguia Woguia B, Soh Tamehe L, Takodjou Wambo JD and Nzenti JP** (2020) Geochemical constraints on the origin and tectonic setting of the serpentinitized peridotites from the Paleoproterozoic Nyong series, Eseka area, SW Cameroon. *Acta Geochimica* **39**, 404–22.
- Ngnotué T, Ganno S, Nzenti JP, Schulz B, Tchaptchet TD and Suh CE** (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**, 525–48.
- Nkoubou C, Gentry FC, Numbem JT, Ekwe Lobe YVB and Nwagoum Keyamfe CS** (2017) Petrology and geochemistry of REE-rich Mafé banded iron formations (Bafia group, Cameroon). *Comptes Rendus Geoscience* **349**, 165–74.
- Nzenti JP, Barbey P, Macaudière J and Soba D** (1988) Origin and evolution of the late Precambrian high-grade Yaoundé gneisses (Cameroon). *Precambrian Research* **38**, 91–109.
- Nzepang Tankwa M, Ganno S, Okunlola AO, Njiosseu Tanko EL, Soh Tamehe L, Kamguia Woguia B, Mbita ASM and Nzenti JP** (2020) Petrogenesis and tectonic setting of the Paleoproterozoic Kelle Bidjoka iron formations, Nyong group greenstone belts, south western Cameroon: constraints from petrology, geochemistry and LA-ICP-MS zircon U–Pb geochronology. *International Geology Review*, published online 20 July 2020. doi: [10.1080/00206814.2020.1793423](https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1793423).
- Owona S, Ratschbacher L, Afzal MG, Nsangou Ngapna M, Mvondo Ondoa J and Ekodeck GE** (2021) New U–Pb zircon ages of Nyong Complex metaplutonites: implications for the Eburnean/Trans-Amazonian Orogeny in southwestern Cameroon (Central Africa). *Geological Journal* **56**, 1741–55. doi: [10.1002/gj.4022](https://doi.org/10.1002/gj.4022).
- Pecoits E, Gingras MK, Barley ME, Kappler A, Posth NR and Konhauser KO** (2009) Petrography and geochemistry of the Dales Gorge banded iron formation: paragenetic sequence, source and implications for palaeo-ocean chemistry. *Precambrian Research* **172**, 163–87.
- Penaye J, Toteu SF, Tchameni R, Van Schmus WR, Tchakounte J, Ganwa A, Minyem D and Nsifa EN** (2004) The 2.1 Ga West Central African Belt in Cameroon: extension and evolution. *Journal of African Earth Sciences* **39**, 159–64.
- Peng Z, Wang CL, Tong X, Zhang LC and Zhang B** (2018) Element geochemistry and neodymium isotope systematics of the Neoproterozoic banded iron formations in the Qingyuan greenstone belt, North China Craton. *Ore Geology Reviews* **102**, 562–84.
- Piacentini T, Vasconcelos PM and Farley KA** (2013) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on the age and thermal history of the Urucum Neoproterozoic banded iron-formation, Brazil. *Precambrian Research* **228**, 48–62.
- Planavsky N, Bekker A, Rouxel OJ, Kamber B, Hofmann A, Knudsen A and Lyons WT** (2010) Rare earth element and yttrium compositions of Archaean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: new perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **74**, 6387–405.
- Rosière CA, Heimann A, Oyhançabal P and Santos JOS** (2018) The iron formations of the South American Platform. In *Geology of Southwest Gondwana* (eds S Siegesmund, MAS Basei, P Oyhançabal and S Oriolo), pp. 493–526. Cham: Springer International Publishing.
- Rosière CA and Rios FJ** (2004) The origin of hematite in high-grade iron ores based on infrared microscopy and fluid inclusion studies: the example of the Conceicao mine, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Economic Geology* **99**, 611–24.
- Shang CK, Liégeois JP, Satir M, Frisch W and Nsifa EN** (2010) Late Archaean high-K granite geochronology of the northern metacratonic margin of the Archaean Congo Craton, Southern Cameroon: evidence for Pb-loss due to non-metamorphic causes. *Gondwana Research* **475**, 1–19.
- Silveira Braga FC, Rosière CA, Queiroga GN, Rolim VK, Santos JOS and McNaughton NJ** (2015) The Statherian itabirite-bearing sequence from the Morro Escuro Ridge, Santa Maria de Itabira, Minas Gerais, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **58**, 33–53.
- Simonson BM** (2003) Origin and evolution of large Precambrian iron formations. In *Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geologic Time* (eds MA Chan and AW Archer), pp. 231–44. Geological Society of America, Special Paper no. 370.
- Smith AJB** (2018) The iron formations of southern Africa. In *Geology of Southwest Gondwana* (eds S Siegesmund, MAS Basei, P Oyhançabal and S Oriolo), pp. 469–91. Cham: Springer International Publishing.
- Soh Tamehe L, Nzepang Tankwa M, Wei CT, Ganno S, Ngnotué T, Kouankap Nono GD, Simon SJ, Zhang JJ and Nzenti JP** (2018) Geology and geochemical constraints on the origin and depositional setting of Kpwa-Atog Boga banded iron formations (BIFs), northwestern Congo craton, southern Cameroon. *Ore Geology Reviews* **95**, 620–38.
- Soh Tamehe L, Wei CT, Ganno S, Rosière CA, Nzenti JP, Gatse EC and Guanwen L** (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 samples. *Geoscience Frontiers* **12**, 549–72.
- Soh Tamehe L, Wei CT, Ganno S, Simon SJ, Kouankap Nono GD, Nzenti JP, Lemdjou YB and Lin NH** (2019) Geology of the Gouap iron deposit, Congo craton, southern Cameroon: implications for iron ore exploration. *Ore Geology Reviews* **107**, 1097–128.
- Stacey JS and Kramers JD** (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* **26**, 207–21.
- Suh CE, Cabral A, Shemang EM, Mbinkar L and Mboudou GGM** (2008) Two contrasting iron-ore deposits in the Precambrian mineral belt of Cameroon, West Africa. *Exploration and Mining Geology* **17**, 197–207.
- Sun SS and McDonough WF** (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the Ocean Basins* (eds AD Norry and MJ Saunders), pp. 313–45. Geological Society of London, Special Publication no. 42.
- Sun XH, Zhu XQ, Tang HS, Zhang Q and Luo TY** (2015) The Gongchangling BIFs from the Anshan-Benxi area, NE China: petrological-geochemical characteristics and genesis of high-grade iron ores. *Ore Geology Reviews* **60**, 112–25.
- Sundance Resources Ltd** (2015) *Mbalam–Nabebe Iron Ore Project Increases Total High Grade and Itabirite Hematite Mineral Resources*. ASX Announcement 20 May 2015. Perth: Sundance Resources Ltd, 22 pp.
- Taylor CD, Finn CA, Anderson ED, Bradley DC, Joud MY, Taleb Mohamed A and Horton JD** (2016) The F'derik-Zouérate iron district: Mesoarchean and Paleoproterozoic iron formation of the Tiris Complex, Islamic Republic of Mauritania. In *Mineral Deposits of North Africa* (eds M Bouabdellah and JF Slack), pp. 529–73. Cham: Springer International Publishing.
- Tchameni R, Mezger K, Nsifa NE and Poulet A** (2001) Crustal origin of Early Proterozoic syenites in the Congo Craton (Ntem Complex), South Cameroon. *Lithos* **57**, 23–42.

- Teutsong T, Bontognali TRR, Ndjigui PD, Vrijmoed JC, Teagle D, Cooper M and Derek V** (2017) Petrography and geochemistry of the Mesoproterozoic Bikoula banded iron formation in the Ntem complex (Congo craton), Southern Cameroon: implications for its origin. *Ore Geology Reviews* **80**, 267–88.
- Thurston PC, Kamber BS and Whitehouse M** (2012) Archean cherts in banded iron formation: insight into Neoproterozoic ocean chemistry and depositional processes. *Precambrian Research* **214–215**, 227–57.
- Toteu SF, Van Schmus WR, Penaye J and 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 SF, Van Schmus WR, Penaye J and Nyobe JB** (1994) U–Pb and Sm–Nd evidence for Eburnean and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Research* **67**, 321–47.
- Trendall A** (2002) The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. In *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems* (eds W Altermann and PL Corcoran), pp. 33–66. International Association of Sedimentologists, Special Publication no. 33.
- Viehmann S, Bau M, Hoffmann JE and Münker C** (2015) Geochemistry of the Krivoy Rog Banded Iron Formation, Ukraine, and the impact of peak episodes of increased global magmatic activity on the trace element composition of Precambrian seawater. *Precambrian Research* **270**, 165–80.
- Wang CL, Huang H, Tong XX, Zheng MT, Peng ZD, Nan JB, Zhang LC and Zhai MG** (2016) Changing provenance of late Neoproterozoic metasedimentary rocks in the Anshan-Benxi area, North China Craton: implications for the tectonic setting of the world-class Dataigou banded iron formation. *Gondwana Research* **40**, 107–23.
- Wang CL, Konhauser KO and Zhang LC** (2015) Depositional environment of the Paleoproterozoic Yuanjiacun banded iron formation in Shanxi Province, China. *Economic Geology* **110**, 1515–39.
- Wang CL, Zhang LC, Lan CY and Dai YP** (2014a) Petrology and geochemistry of the Wangjiashuang banded iron formation and associated supracrustal rocks from the Wutai greenstone belt in the North China Craton: implications for their origin and tectonic setting. *Precambrian Research* **255**, 603–26.
- Wang CL, Zhang LC, Lan CY and Dai YP** (2014b) Rare earth element and yttrium compositions of the Paleoproterozoic Yuanjiacun BIF in the Luliang area and their implications for the Great Oxidation Event (GOE). *Science China: Earth Sciences* **57**, 2469–85.
- West African Minerals Corporation** (2017) *Scoping Study Indicates Significant Economic Potential for the Sanaga Iron Ore Project, Cameroon, 12 May 2017. Report RNS Number: 9172E*. 7 pp.
- Zhai MG and Santosh M** (2013) Metallogeny of the North China Craton: link with secular changes in the evolving earth. *Gondwana Research* **24**, 275–97.
- Zhang LC, Zhai MG, Zhang XJ, Xiang P, Dai YP, Wang CL and Pirajno F** (2012) Formation age and tectonic setting of the Shirengou Neoproterozoic banded iron deposit in eastern Hebei province: constraints from geochemistry and SIMS zircon U–Pb dating. *Precambrian Research* **222**, 325–38.